



В. М. ВЕНИДИКТОВ

ПОЛИ-  
ЦИКЛИЧЕСКОЕ  
РАЗВИТИЕ  
ГРАНУЛИТОВОЙ  
ФАЦИИ

АКАДЕМИЯ НАУК УКРАИНСКОЙ ССР  
ИНСТИТУТ ГЕОХИМИИ И ФИЗИКИ МИНЕРАЛОВ

В. М. ВЕНИДИКТОВ

ПОЛИ-  
ЦИКЛИЧЕСКОЕ  
РАЗВИТИЕ  
ГРАНУЛИТОВОЙ  
ФАЦИИ

1905

КИЕВ НАУКОВА ДУМКА 1986



УДК 552.163+552.164

Полициклическое развитие гранулитовой фации / Вендик-  
тов В.М. - Киев : Наук. думка, 1986. - 268 с.

На основании структурно-петрологического и микрозондового анализов установлена полицикличность гранулитовых комплексов, обнаружены различные возрастные генерации одноименных минералов и выявлены особенности геохимического и термодинамического развития, прогрессивный и регрессивный этапы метаморфизма. Показан полициклический характер некоторых субфаций гранулитовой фации, даны рекомендации к стратиграфической схеме Украинского щита. Установлено, что обычные моно- и дивариантные парагенезисы неравновесны и являются сочетанием трех стабильных ассоциаций минералов - до-, син- и посткинematических.

Для специалистов, занимающихся изучением метаморфических и ультраметаморфических комплексов.

Ил. 83. Табл. 12. Библиогр.: с. 259-265 (145 назв.).

Ответственный редактор И.С.Усенко

Рецензенты И.Б.Щербаков, О.Б.Гинтов

Редакция литературы о Земле

В 1904040000-497 271-86  
М221(04)-86

© Издательство "Наукова думка", 1986

## ПРЕДИСЛОВИЕ

В настоящей монографии, представляющей итог 17-летних исследований автора, изложены основные результаты комплексного применения структурно-петрологического, петрохимического, микрозондового и парагенетического методов с использованием типоморфных особенностей минералов (окраска и пр.). По совокупности данных создана общая относительная шкала геологических событий, на основании которой сделаны выводы о формациях и цикличности природных процессов в гранитоидно-метаморфических комплексах.

Полевые исследования производились по всей площади Украинского щита (УЩ) и на отдельных характерных участках Енисейского кряжа, Сангиленского нагорья, Карелии, юго-восточного побережья оз. Байкал и Юго-Западного Памира. Лабораторными исследованиями охвачена гранулитовая фация Украинского щита и частично Енисейского кряжа. Промотрено около 5000 шлифов, выполнено до 370 химических анализов пород и 105 полных силикатных анализов минералов, сделано до 1500 измерений показателей преломления в иммерсионных жидкостях. В работе использовано около 500 микрозондовых анализов, выполненных посредством съемки полированных шлифов на 3-канальном микрозонде IXA-50. В каждом образце сделано по 70-90 полных анализов нескольких минералов. Вся работа с микрозондом и обработка полученной информации выполнены И.В.Лаврентьевой (ИЭМ АН СССР) и Нгуен Вьет И (МГУ), которым автор приносит глубокую благодарность. Весь этот фактический материал вошел в монографию лишь частично, однако он в той или иной мере использован в процессе работы.

Работа выполнена в отделе петрографии Института геохимии и фи-

зики минералов (ИГФМ) АН УССР. По результатам совместных исследований с В.М.Шемякиным, И.В.Лаврентьевой, Нгуен Вьет И, Т.А.Рокачук и С.С.Мацком написаны и опубликованы некоторые статьи (см. список литературы). Полевые работы за пределами Украины оказались возможными благодаря В.М.Шемякину, И.К.Козакову, Р.Б.Хайдарову и Л.Л.Перчуку. Автор пользовался консультациями Ю.В.Миллера, К.А.Шуркина, Ф.П.Митрофанова, В.М.Шемякина, А.И.Мельникова, С.И.Рыбакова, Н.И.Московченко, Л.П.Свириденко, В.Н.Минаева, А.Б.Бакирова, В.И.Буданова, О.Б.Гинтова, Э.Н.Елисеева, Ю.К.Пийяра и В.Ф.Киктенко. Многие положения книги обсуждались с И.С.Усенко, Р.Я.Белевцевым, И.Б.Щербаковым, Б.Г.Яковлевым, К.Е.Есипчуком, Р.И.Сироштаном, Г.Т.Остапенко, Б.З.Березиним, В.П.Кирилюком, Э.А.Никулиной, К.Ф.Тяпкиным, В.В.Зильцле, В.С.Заика-Новацким, В.И.Орсой, Г.Л.Кравченко, И.А.Зотовым, Л.Л.Перчуком, А.И.Мельниковым, Р.Б.Хайдаровым, И.К.Козаковым, К.И.Свешниковым и др.

Появлению монографии содействовали В.В.Демяненко, В.Е.Дудар, Н.И.Половко, Г.Т.Остапенко, Р.И.Сироштан, А.Г.Валасис, Т.Г.Щербакова, М.Л.Десятник, В.А.Стадник, И.Ф.Шраменко, В.В.Слипченко, И.М.Скопиченко, И.А.Лейко, И.М.Лесная, С.Б.Степченко, Т.П.Шестак, К.М.Бучинская.

Всем названным лицам автор выражает искреннюю благодарность.

СИМВОЛЫ МИНЕРАЛОВ  
И ПРИНЯТЫЕ ОБОЗНАЧЕНИЯ

- $D_{1-n}^1$  - фазы деформаций
- $S_{1-n}^1$  - сланцеватость, полосчатость, плоскости бластомилонитизации и другие поверхности, возникшие при соответствующей фазе деформаций
- Бл (Бл<sub>3</sub><sup>2</sup>) - бластомилонитизация соответствующей фазы деформаций
- Рс (Рс<sub>1</sub><sup>2</sup>) - растрескивание (деформация без преобладающей плоскостной ориентировки)
- $M_{1-n}^1$  - фазы метаморфизма, метаморфические формации
- $\delta_{1-n}^1$  - фазы гранитообразования, гранитоидные формации
- $F_1^2$  - складки, фазы складчатости
- L - шарнир складки
- 00 - осевая плоскость
- l - линейность,  $\delta 60^\circ < 30^\circ$  - ее элементы залегания
- $\beta$  -  $120^\circ < 75^\circ$  - азимут и угол падения плоскостных тектур

Верхний индекс обозначает принадлежность к соответствующему циклу; нижний - к фазе в пределах цикла.

Аб - альбит  
Акт - актинолит  
Ал - альмандин  
Ан - анортит  
Анд - андалузит  
Андр - андрацит

Анп - антипертит  
Ант - антофиллит  
Ап - апатит  
Би - биотит  
Вол - волластонит  
Гас - гастингсит

Гд - геденбергит  
 Гем - гематит  
 Гип - гиперстен  
 Гр - гранат  
 Грос - гроссуляр  
 Грф - графит  
 Ди - диопсид  
 Дол - доломит  
 Ил - ильменит  
 Ка - кальцит  
 Кв - кварц  
 Кд - корунд  
 Ки - кианит  
 Кор - кордиерит  
 КПШ - калиевый полевой шпат  
 Кум - куммингтонит  
 Ле - лейкоксен  
 Мз - магнезит  
 Ми - микроклин  
 Мкп - микропертит  
 МП - моноклинный пироксен  
 Мт - магнетит  
 Мус - мусковит  
 Не - нефелин  
 Ол - оливин  
 Ор - ортит  
 Пар - паргасит  
 Пир - пироп  
 Пл - плагиоклаз  
 Прт - пирит

Пш - полевой шпат  
 Рог - роговая обманка  
 РП - ромбический пироксен  
 Сер - серцит  
 Сил - силлиманит  
 Ск - скаполит  
 Сп - серпентин  
 Спес - спессартин  
 Спф - сапфирин  
 Ст - ставролит  
 Сф - сфен  
 Та - тальк  
 Тр - тремолит  
 Ту - турмалин  
 Фа - фаялит  
 Фи - фибролит  
 Фл - флогопит  
 Фо - форстерит  
 Фс - ферросилит  
 Хл - хлорит  
 Цр - циркон  
 Чм - чермакит  
 Шп - шпинель  
 Эг - эгирин  
 Эн - энстатит  
 Эп - эпидот  
 $X_{Mg}^{(P)} (N^{(P)})$  - магнезиальность грана-  
 ната или другого минерала  
 $K_p$  - коэффициент распределения

Цифровой индекс внизу символа обозначает железистость темно-  
 цветных минералов или основность плагиоклаза, цифровой индекс вверх  
 минерала указывает его возрастную генерацию.

Буквенные индексы: вт - вторичный, нал - наложенный, рел -  
 реликтовый.

## ВВЕДЕНИЕ

Неравномерное развитие эндогенных геологических процессов в пространстве и времени представляет большой интерес для исследователей. Акцентирование внимания на отдельных аспектах проблемы вылилось в представления о метаморфической зональности, ареальности, онтогенезе, полиметаморфизме, цикличности и полицикличности. Понятно, что прежде чем анализировать латеральную неоднородность, нужно установить возрастную последовательность событий. В триаде вещество – пространство – время непосредственно изучать можно только вещество и пространственные или структурные формы. Заключение о возрасте геологических объектов и событий дается на основании исследования первых двух категорий. Однако вещественные и пространственно-временные аспекты геологических объектов обычно изучаются разными специалистами – петрографами, минералогами, тектонистами и т.п. На базе более чем 20-летнего опыта автор пришел к выводу, что наиболее полное и осмысленное геологическое расчленение можно получить лишь при комплексных и в равной степени детальных исследованиях деформационных структур и вещественных характеристик на всех уровнях – от регионального до микроскопического. Между тем очень мало работ, которые отвечали бы указанным требованиям.

В последнее время увеличилось количество публикаций по структурной или структурно-метаморфической эволюции геологических комплексов, основанных на независимой структурно-возрастной шкале этапов и циклов деформаций [34, 110, 113]. Эти работы по существу являются примерами структурного и метаморфического, а не структурно-метаморфического анализа. Парагенезисы минералов, метаморфизм, магматизм и метасоматоз привязываются к структурной шкале. Однако не-

возможно построить возрастную шкалу геологических событий лишь на основании структурных данных, если изучению подвергается более-менее значительная площадь. Достаточно вспомнить, что большая часть докембрийских щитов сложена гранитоидами, в которых зачастую не прослеживаются складки, сланцеватость и другие деформационные структуры.

Цикличность в геологии так же, как периодичность в химии, позволяет все наблюдаемые явления увязать в какую-либо стройную систему. Цикличность — отражение обратимости геологических процессов, осуществляемых на фоне общего необратимого развития Земли, связанного с нарастанием энтропии. Изучение подвижных зон фанерозоя свидетельствует об их сложном и многоактном развитии, о полицикличности и существовании большого количества фаз складчатости, разрывной тектоники, основного магматизма и гранитообразования в пределах каждого тектоно-магматического цикла [1, 2, 9, 40]. В то же время докембрийские щиты, несмотря на гораздо большую продолжительность эволюции, столь подробно не расчленяются. Очевидно причиной этому является не малая насыщенность геологическими событиями, а многообразие факторов, влияющих на конечный результат, и исчезновение промежуточных фаз эндогенеза из-за сильнее проявленных последних перекристаллизаций или деформаций. Не удивительно, что утвердилась точка зрения об особом прогеосинклинальном [69] или догеосинклинальном [82] периоде развития Земли со специфическими формациями, не свойственными складчатым зонам фанерозоя.

Выявление взаимоотношений деформаций и перекристаллизаций в конкретных гранитоидно-метаморфических комплексах позволяет по-новому объяснить цикличность эндогенных процессов. Существует определенная связь между характером деформаций, степенью перекристаллизации, зернистостью, кислотностью-основностью пород и пространственными соотношениями геологических тел (до-, ранне-, син- и позднеорогенных). Некоторые типоморфные особенности минералов могут быть индикаторами определенных этапов развития земной коры, что особенно важно для плохо обнаженных районов. В дальнейшем планируется опубликовать сводку силикатных и микросондовых химических анализов минералов УЦ, разделенных по тектоно-метаморфическим циклам и обработанных статистическими методами (корреляционный, факторный анализы и т.п.).

В дополнение к существующим методикам структурно-петрологического, петрохимического и парагенетического анализов выработаны некоторые специфические приемы, оказавшиеся достаточно эффективными при геологическом расчленении (гл. 2). В методологическом отношении представляется более верным двигаться не от модели к природным объ-

ектам, а от природы к модели. Поэтому основу книги составляют описания наблюдаемых взаимоотношений между структурами, породами и минералами в конкретных гранитоидно-метаморфических комплексах (гл.3). В отдельных коренных выходах, карьерах и обнаженных участках с помощью структурно-петрологического метода обычно удается выяснить соотношения пород и построить взаимно согласованную схему эндогенных процессов. Разобщенные участки или домены часто характеризуются разными особенностями геологического строения и структурно-метаморфической эволюции и коррелируются уже с известной долей неопределенности и гипотетичности. Элементы неопределенности и субъективизма возрастают прямо пропорционально площади, на которой производится исследование. В монографии приведены примеры как местного ("Котжаны", "Мурафа"), так и регионального (Верхнее Побужье) масштабов. В связи с недостатком объема в нее не вошли изученные по такой же методике участок по р. Днестр от г. Могилев-Подольский до г. Каменка, Среднее Побужье, Западное Приазовье, р. Енисей от устья р. Шумиха до Казачинского порога, побережье оз. Байкал от 95 до 135 км. Основные закономерности эволюции, в частности полициклическое развитие, повторяются во всех этих районах и носят достаточно общий характер для гранулитовой фации аресального типа.

При установлении общих закономерностей тектоно-метаморфических циклов (гл. 4) кроме материалов по гранулитовой фации использованы также структурно-петрологические данные по гранитоидно-метаморфическим комплексам других фаций и фациальных серий. Установлено, что цикличность проявляется на разных уровнях - в породах и формациях (элементарный минералого-геохимический цикл), в сочетаниях формаций (тектоно-метаморфический цикл) и в сочетаниях тектоно-метаморфических циклов (мегациклы). Разноэтапное образование минералов и генераций минералов существенно изменяет понимание фаций и фациальных серий. Эволюция тектоно-метаморфических циклов обусловлена изменениями геохимического и термодинамического режимов и выражается в парагенезисах, типоморфных особенностях минералов и различных сочетаниях формаций. В частности, каждая фаза или цикл характеризуются существенными вариациями  $K_p$  и показаниями геотермометрии.

Цикличность геологических процессов в фанерозойских комплексах давно уже стала привычным явлением. В самом общем виде геологический цикл выглядит следующим образом: магматизм → обрушение → тектогенез → денудация → опускание → метаморфизм → магматизм → [123, 128]. Г.Клоос [см. 36] и А.А.Полканов [89] разработали генетическую систематику интрузивных тел по отношению к тектоническим процессам. Они выделили про-, син- и посторогенные группы интрузий, наметив тем самым цикличность в прохождении магматических процессов. В дальнейшем эти идеи получили развитие в работах Ю.А.Билибина [9], В.Мармо [142], П.Эсколы [139] и Ю.А.Кузнецова [62] и др. В частности, Ю.А.Билибин дополнил структурно-тектонические построения формационным анализом и ввел понятие тектоно-магматического цикла, а Ю.А.Кузнецов создал законченную классификацию магматических формаций.

Основой для выделения геологических циклов в фанерозое является чередование эпейрогенеза и орогенеза [7, 9, 123, 128]. В гранитоидно-метаморфических комплексах геосинклинальные фазы достоверно не устанавливаются, что и определяет разнообразие подходов в их расчленении. Одна группа исследователей берет за основу последовательность формаций в фанерозойских комплексах, дополняя ее структурно-петрографическими и геохронологическими данными [23, 24, 69, 100, 116]. В частности, в докембрии Ущ Н.П.Семеновко [24] выделяет пять мегациклов, но идентификация докембрийских и фанерозойских формаций строго не доказывается. Львовские геологи, наоборот, полностью отказались от геосинклинального цикла при формационном анализе и расчленении докембрия [82]. Идеи мобилизма использованы при определении тек-

тонической позиции метаморфических комплексов, выделении метаморфических формаций, типов метаморфизма и тектоно-метаморфических циклов в работах А.Миясиро [80], А.А.Маракушева [74], А.Бакирова и Н.Л.Добрецова [1, 2]. Детальность расчленения при этом достигается высокая [2], но эти закономерности зафиксированы главным образом в фанерозойских комплексах. Диагностика же эв-, мигеоинклиналей и других тектонических элементов подвижных зон в глубоко метаморфизованных толщах докембрия как правило весьма проблематична. Поэтому большая группа исследователей при расчленении и корреляции геологических образований базируется в основном на детальном структурном анализе — расшифровке последовательности отдельных фаз деформаций и метаморфизма [46, 47, 113, 134, 135]. К созданной таким образом структурно-возрастной шкале привязываются все остальные геологические события [81, 110, 125, 132].

Ю.В.Миллер попытался уловить закономерность в общей последовательности деформаций, количество которых зачастую превышает первый десяток, и ввел понятие "деформационный цикл" [76, 77]. В последнем варианте в деформационный или тектоно-метаморфический цикл включаются события, отвечающие одному этапу метаморфизма, а именно: 1) складчатость и мелкие лежачие складки, параллельные слоистости; 2) регионально развитые линейные складки главной фазы, параллельные простиранию подвижной зоны; 3) кинк-зоны, трещины, разрывы и т.п. Достоверным в этом цикле является смена пликативных дислокаций дизъюнктивными, но эта закономерность была установлена и ранее, в классических геосинклинально-орогенных зонах [7, 123, 128]. Новый элемент в современном структурном анализе по сравнению с традиционными представлениями заключается в признании возможности повторного вовлечения в складчатость поверхностей несогласия, разрывных нарушений, blastomylonitов и гнейсо-гранитов, т.е. деформаций толщ, считавшихся ранее консолидированными.

Деформационный цикл Ю.В.Миллера в его первом варианте стал основой для метаморфического цикла В.А.Глебовичского [25, 125], определения структурной эволюции [93, 110] и классификации магматических формаций [69, 96]. В последнем случае наиболее органически сочетаются структурные и вещественные аспекты. Для складчатой зоны одного цикла развития выделяются следующие структурно-формационные типы геологических тел: 1) доскладчатые эффузивные и гипабиссальные интрузивные залежи, участвующие во всех складчатых деформациях, начиная с  $F_1$ ; 2) раннескладчатые интрузивы, сопряженные с ранней домигматитовой складчатостью  $F_1$ ; 3) соскладчатые ультраметабазальные образования, гармоничные со складчатостью  $F_2$  вмещающих пород; 4) позд-

нескладчатые гранитоидные массивы, несогласные с региональным простиранием доминирующих складок  $F_2$  рамы и участвующие в формировании малых складок  $F_3$ , ориентированных параллельно контактам; 5) поскладчатые образования, формирующиеся на стадии стабилизации земной коры в предплатформенный период и контролируемые разломами и разрывами разной глубинности. Эта классификация лежит в основе принятой в данной монографии схемы тектоно-метаморфического цикла.

По материалам Ущ А.С.Иванушко [46] выделил четыре структурно-метаморфических цикла, базируясь подобно Н.П.Семенову [101] на ориентировке складчатости. Цикл у него отождествляется со складчатостью, сопровождаемой метаморфизмом и ультраметаморфизмом. К.Ф.Тяпкин и Т.Т.Кивельюк рассмотрели цикличность структурообразования с позиций ротационной гипотезы [115].

Цикличность проявления метаморфизма в гранулитовой фации неоднократно отмечалась сотрудниками ИГД АН СССР [28, 34, 110]. В частности, В.А.Глебовицкий и Г.М.Другова [26] выделяют три этапа, или цикла образования гранулитов (все в докембрии): раннеархейский – гранулиты алданского типа, отвечающие умеренному геотермическому градиенту и сопровождаемые возникновением эндробитов и чарнокитов; позднеархейский – низкоградиентные (сутамский тип) и высокоградиентные гранулиты; протерозойский – низкоградиентные (лапландский тип) и высокоградиентные (ладожский) гранулиты. В.Л.Дук [34, 110] в эволюции гранулитовой фации Алданского щита выделил четыре тектонических и соответственно четыре метаморфических цикла: первые два отвечают гранулитам алданского типа; третий – гранулитам сутамского типа; четвертый – диафторезу гранулитов сутамского типа в условиях зеленосланцевой фации. Метаморфические события в обеих схемах привязаны к деформационным циклам. В то же время нет наполнения циклов метаморфическими, ультраметакристаллическими и магматическими формациями.

В настоящей работе характеризуются главным образом ареальные гранулитовые комплексы алданского типа. По данным Г.М.Друговой, В.А.Глебовицкого и других исследователей [28] в их эволюции также намечены три этапа метаморфизма, отвечающие последовательно кордиерит-гиперстен-ортоклазовой, биотит-кордиерит-гранат-ортоклазовой и биотит-силлиманитовой субфациям. На примере юго-западной части Ущ нами было высказано предположение, что эти три этапа в такой же последовательности соответствуют четырем тектоно-метаморфическим циклам [14, 75], причем в условиях биотит-гранат-кордиерит-калишпатовой субфации было два цикла, которые можно сопоставить с алданской (II цикл) и намеченной (III цикл) субфациями глубинности А.А.Маракушева [70]. Однако изменения степени метаморфизма в эволюции гранулитовой фации намного сложнее и разнообразнее.

Взаимоотношения между деформациями, метаморфизмом и другими эндогенными событиями обычно рассматриваются при структурном анализе метаморфических комплексов [47, 52, 81, 113, 132]. Подобные исследования принято также называть структурно-метаморфическими [34, 77, 110]. Этот термин использован и в ранних публикациях автора [14, 16, 75]. Однако во-первых, глубокометаморфизованные комплексы никогда не бывают чисто метаморфическими, — они всегда насыщены гранитоидами, поэтому их правильнее называть гранитоидно-метаморфическими. Во-вторых, применяемая методика включает в себя такие же исследования метасоматических, ультраметабазических и магматических образований, она предусматривает также петрохимический, иммерсионный, микросондовый, минерально-парагенетический, формационный, термодинамический анализы и использование геофизических материалов, геохронологических, колориметрических и любых других лабораторных данных, т.е. описываемая методика по комплексу методов ближе всего подходит к понятию "структурно-петрологический анализ".

Как известно, структурно-петрологический анализ, по Н.А.Елисееву [35, 36], включает структурный анализ интрузивных тел и микро-структурный анализ, т.е. является синонимом петроструктурного анализа [104, 114]. В нашем понимании он гораздо шире и больше соответствует терминологии В.В.Жданова. В методологическом отношении следует отметить два момента.

1. Движение от конкретного к абстрактному (все модели, концепции и гипотезы рассматриваются только после документирования реальных геологических и структурно-петрологических взаимоотношений).

Вспомним, что большинство исследователей в настоящее время в той или иной степени пользуются традиционными представлениями и моделями, применимость которых к глубоко метаморфизованным комплексам строго не доказывается. К числу подобных допущений следует отнести равновесность природных ассоциаций минералов, инертность одних компонентов и подвижность других, экспериментально установленные и рассчитанные по определенным заданным условиям моновариантные реакции и основанная на них петрогенетическая сетка, изохимичность метаморфизма, магматическое происхождение мафитов и ультрамафитов, первично-осадочный генезис глиноземистых, силикатно-карбонатных пород и кварцитов, концепции геосинклиналей и тектоники плит, деформационный цикл и многие др. В гранитоидно-метаморфических комплексах обычно нет достоверных доказательств первично-осадочного или первично-магматического происхождения (такие комплексы, как ятулий, — исключение). При последовательном "снятии" этапов деформации и метаморфизма выявляются чаще всего опять-таки метаморфически-метасоматические породы. В настоящей монографии все породы и формации рассматриваются как конкретные ассоциации минералов и пород (не обязательно равновесные), соответствующие определенной комбинации или нескольким комбинациям тектонического, геохимического и термодинамического режимов.

2. Взаимосвязь структурно-пространственных и вещественных изменений (деформации-перекристаллизации). Она следует не только из эмпирических наблюдений, но и из закона сохранения массы и энергии (деформации входят в объем работы, выполненной системой). В результате комплексного структурно-пространственного изучения создается обобщенная структурно-петрологическая шкала, составляющая основу для выделения тектоно-метаморфических циклов. Заметим, что в существующих руководствах по структурно-метаморфическому и структурно-формационному анализам [47, 69, 93] основой для расчленения являются разновозрастные генерации складок. Однако докембрийские плиты сложены главным образом позднескладчатыми, преимущественно массивными, гранитоидами, в которых вязнут и затухают складки и прочие деформационные структуры. Перекристаллизация часто полностью уничтожает следы предшествующих деформаций. Деформации в телах массивной текстуры и неправильной формы, каковыми являются и позднескладчатые гранитоиды, выражаются обычно в виде хрупких деформаций (бластомилонитизации, бластокатаклаза, рассланцевания, растрескивания, брекчирования, разрывных нарушений) без образования выдержанной системы синхронных с ними складок. И за каждым этапом деформации следует перекристаллизация, в той или иной степени затухивающая структурные

формы. В этих условиях корреляция складчатых форм и составление независимой структурно-возрастной шкалы становится невозможной.

В литературе уже отмечалась расплывчатость определений "главная фаза складчатости" и соответственно "до-, ранне-, со-, поздние и послескладчатые" геологические тела [69, 96]. При преобладающем распространении пород массивной или псевдомассивной текстуры и нескладчатых видов деформаций неопределенность подобной терминологии еще больше возрастает. Ввиду того, что орогенез завершает тектоно-метаморфический цикл и является своеобразным репером, представляется целесообразным возвратиться к терминам "до-, ранне-, син- и позднеорогенные" [89] вместо "до-, со-, поздние- и послескладчатые".

Если взять в отдельности составные части или опорные моменты применяемой методики, то почти все они в той или иной мере упоминались в литературе. Это связь минерало- и породообразующих процессов с деформациями [35, 95, 111, 144], синхронность ориентировки минералов определенным структурным направлениям [34, 96], общая схема структурно-формационного цикла [69, 96, 127], различные соотношения деформации и перекристаллизации [35, 52, 65], соответствующие онтогении минералов [29, 41], неравновесность природных процессов [37, 38, 97], многоактность или полихронность образования парагенезисов, устанавливаемая по соотношению деформаций и перекристаллизаций [78], реакционный ряд Боуэна [11], минералогическое правило Розенбуша [98], гетерохимичность метаморфизма [70, 92, 102], региональное проявление базификации [41а, 79, 111, 143], фактор кислотно-основного взаимодействия [72, 73], экстремальные реакции [55, 57, 70], наличие различных генераций одноименных минералов [98], взаимозамещение различных петрохимических групп пород типа "метапелитов", "метабазитов", силикатно-карбонатных [94, 98, 111] и др. Однако соединение столь различных "откровений" в одном исследовании оказалось на наш взгляд весьма результативным и выявило интересные особенности цикличности и необратимости геологических процессов в гранитоидно-метаморфических комплексах. Совместное употребление признаков усиливает значимость каждого из них в отдельности.

Методические вопросы структурно-формационного, структурно-метаморфического или структурно-петрологического анализов подробно рассмотрены в работах [16, 19, 36, 47, 65, 76-78, 96, 110, 133], здесь же отмечены только основные положения, необходимые для понимания последующего изложения. Рекомендуются следующая последовательность изучений [19].

Прежде всего, еще во время полевых работ, выясняются взаимоотношения между массивными и сланцевато-полосчатыми или линейно-слан-

цветными породами независимо от их происхождения. Массивные породы свидетельствуют о более проявленной перекристаллизации в посткинematicких условиях. При их изучении особое внимание обращается на поиски реликтовых или наложенных плоскостей расщепления, бластомилонитизации и скольжения (см. гл. 4). Массивная структура, в которой затухают деформационные структурные формы, зафиксирована не только в позднекладчатых (синорогенных) гранитоидах, но и в основных кристаллосланцах, амфиболитах, окварцованных породах, "метааркозах", глиноземистых гнейсах ("метапелитах") и т.п. Весьма надежным диагностическим признаком вторичной сланцеватости служит неравномерное ее развитие, постепенный переход от массивных пород с редкими явно наложенными плоскостями скольжения к сланцеватым с наличием промежуточных звеньев массивной текстуры.

Весьма любопытны соотношения даек и ксенолитов с вмещающими породами. С одной стороны, "дайки" иногда бывают маломощными и бескорневыми (не мантийными), с другой — ксенолиты имеют нередко удлиненную форму и приурочены к разрывным нарушениям, являясь более поздними [106] базификатами, подобными по геологическому положению дайкам.

Переходя к более мелкому структурному уровню, определяем, насколько это возможно в поле, взаимоотношения сланцеватости и породообразующих минералов: какие из них были до сланцеватости (пересекаются или обгибаются ею), какие контролируются ею, и какие развиваются независимо от нее, располагаясь беспорядочно или в соответствии с новыми структурными направлениями. Лучше всего сланцеватость проявляется там, где есть слюдистые минералы. Но и более-менее изометричные пироксены, гранат, кварц, кордиерит в синкинematicких условиях приобретают вытянутую или уплощенную форму. В то же время на посткинematicком этапе возникают округлые изометричные зерна граната, срезающие сланцеватость или плоскости бластомилонитизации и содержащие включения синкинematicких минералов, образующих эту сланцеватость. Это же относится к полевым шпатам. Таким образом, уже в полевой период намечаются разные генерации одноименных минералов и взаимоотношения между ними. Для уточнения этих наблюдений производится отбор образцов для шлифов, больших шлифов, иммерсионного и микрорзондового анализов.

Много ценной информации дает сопоставление деформированности пород на разных уровнях. Например, зафиксированы случаи, когда в явно деформационных структурах крупного плана (будинаж, тектонические псевдоконгломераты, тесно сжатые складки и т.п.) не улавливается признаков деформаций внутри каждой мелкой составляющей (полос,

окаймляющих будинн, и т.д.). Это еще больше подчеркивается микроскопическим изучением. Макроскопические blastsмилониты в шлифах нередко выглядят обычными гнейсами и, наоборот, макроскопические гнейсы — blastsмилонитами. Массивная микроструктура, дисгармонирующая с деформационными внешними структурами, свидетельствует о посткинematической перекристаллизации, которая не смогла однако уничтожить унаследованную микроструктуру.

В результате комплексного изучения деформаций и перекристаллизаций устанавливаются до-, син- и посткинematические ассоциации пород, соответствующие метаморфически-метасоматическим формациям. Последовательность выделения этих формаций и объем тектоно-метаморфического цикла является с одной стороны результатом структурно-петрологического анализа, а с другой — средством или методическим приемом для геологического и петрологического расчленения. Тектоно-метаморфический цикл (рис. 1) выражается в смене региональных деформаций локальными и, главное, — в последовательном образовании следующего ряда формаций и структурных форм:  $D_1 - M_1$  — плагиогнейсы, кварциты, кварцито-гнейсы и (или) лептиниты с соответствующей им сланцеватостью  $S_1$ ;  $M_2$  — метаморфиды преимущественно основного состава ( $\pm$ средние и ультраосновные) с реликтовой сланцеватостью  $S_1$ ;  $D_2 - T_1$  — раннеорогенные полосчатые плагиомигматиты и плагиограниты с полосчатостью  $S_2$ ;  $D_3$  — складки  $F_3(?)$ , оминающие  $T_1$  и  $S_2$ ;  $T_2$  — синорогенные гранодиориты и граниты и связанные с ними мигматиты (в  $T_2$  содержатся реликтовые плоскости Бл и Рс —  $S_3$ , вероятно коррелирующиеся с  $D_3$  и  $F_3$ );  $D_4 - T_3$  — позднеорогенные существенно калишпатовые лейкократовые граниты, аляскиты и пергматиты, контролируемые секущими разрывами и зонами рассланцевания  $S_4$ . В формации  $T_3$  обычно устанавливаются две фазы или стадии:  $D_3 - T_{2a}$ , соответствующая базификация  $M_3$ , и  $D_4 - T_{2b}$ , соответствующая собственно гранитизации (см. гл. 4). В раме, вмещающей формации подобного цикла, в той или иной степени проявляются деформации и метаморфически-метасоматические процессы, соответствующие фазам  $D_1 - D_4$ . При этом возникают последовательные ряды полициклических формаций.

Степень и характер деформаций соответствует формационным типам: с гнейсами  $M_1$  сопряжена равномерная сланцеватость; с раннеорогенными плагиомигматитами и плагиогранитами — неравномерная полосчатость; с синорогенными гранитоидами — текстуры типа "эруптивная брекчия" и реликтовые плоскости blastsмилонитизации, растрескивания и брекчирования; с позднеорогенными лейкократовыми гранитами и окварцованными породами — локальные зоны разрывов и рассланцевания (кинк-зоны). Формация  $M_2$  нередко контролируется фазой деформации  $D_2$  и структурными формами  $S_2$  или Бл<sub>2</sub>, более поздними по отношению к  $D_1$ ,  $M_1$ .

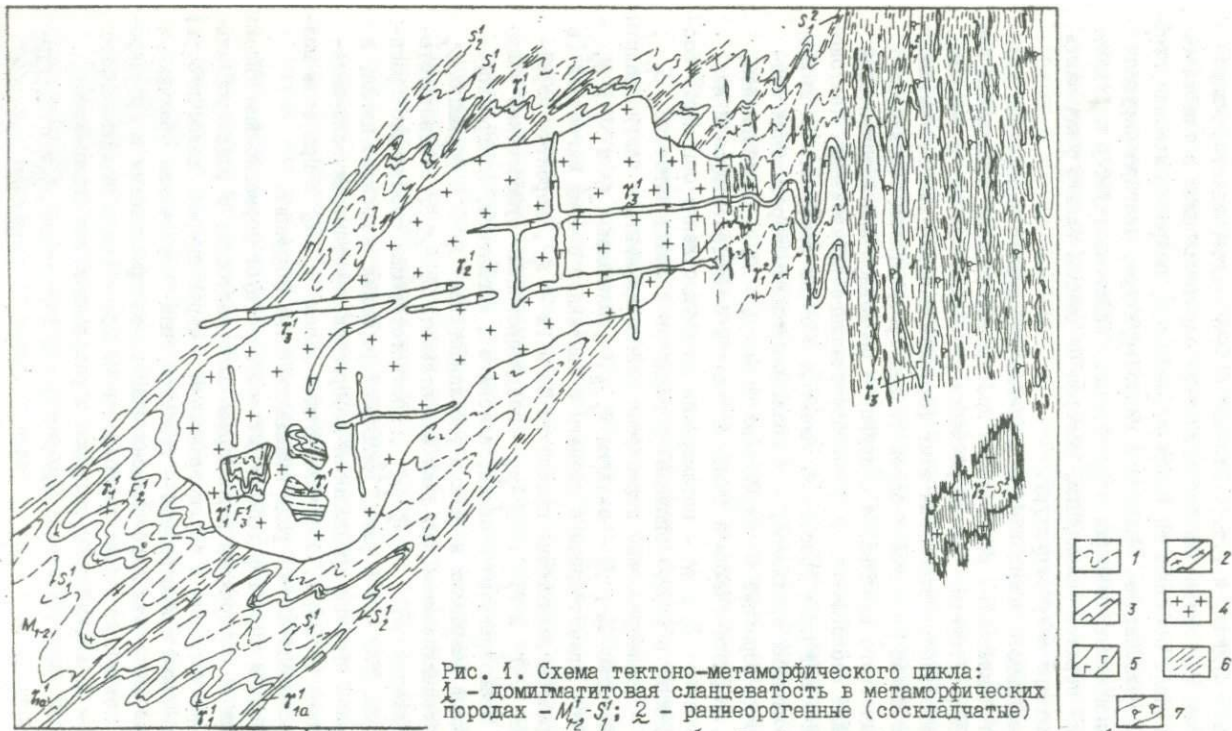


Рис. 1. Схема тектоно-метаморфического цикла:  
 1 - домигматитовая сланцеватость в метаморфических породах -  $M_1^1-S_1^1$ ; 2 - раннеорогенные (соскладчатые)

мигматиты и граниты -  $T_1^1$ , согласные со сланцеватостью  $S_1^1$ ; 3 - раннеорогенные граниты -  $T_2^1$ , согласные со сланцеватостью  $S_2^1$ ; 4 - синорогенные или позднеорогенные гранитоиды -  $T_3^1$ ; 5 - жилы позднеорогенных гранитов -  $T_4^1$ , контролируемые разрывами  $S_4^1$ ; 6 - наложенное рассланцевание и бластомигматизация II цикла -  $S_5^1$ ; 7 - раннеорогенные граниты II цикла -  $T_5^1$

и  $S_7$  и предшествующими плаггиомигматизации  $D_3 - J_7$ . В этом случае тектоно-метаморфический цикл представлен 5 фазами деформации-кристаллизации.

Приведенная последовательность метаморфически-метасоматических формаций сугубо конкретная, эмпирическая, - в то же время она неплохо сопоставляется и с классификацией магматических формаций раннего докембрия [89], и с геосинклинальным циклом фанерозоя, особенно с его первоначальной моделью (с точки зрения фиксизма) [123, 128].

Положение в тектоно-метаморфическом цикле даек метабазитов используется обычно в качестве реперов при выделении этапов складчатости, метаморфизма и геотектонических циклов [15, 61, 112]. Считается, что они завершают тектоно-метаморфический цикл [34, 96, 110]. В фанерозойских складчатых областях дайки часто концентрируются в мощные дайковые пояса. В то же время дайки часто приурочены к глубинным разломам, разделяющим разные зоны складчатости, и сопряжены с региональным развитием деформаций и метаморфизма. Следовательно, вероятнее они начинают следующий тектоно-метаморфический цикл и соответствуют формации  $M_2$  (см. гл. 3, Верхнее Побужье). В некоторых районах подтверждается приуроченность их к началу цикла моноциклических комплексов [140]. Реперное значение даек при этом сохраняется.

Главнейшим критерием проявления следующего тектоно-метаморфического цикла является наложение новой складчатости, бластомилонитизации и перекристаллизации на все формации предыдущего цикла, в том числе на позднеорогенные жилы лейкократовых гранитов, контролируемых разрывными нарушениями [19, 133]. Особенно убедительны случаи, когда разрыв, подвергавшийся деформациям, фиксируется подворотом полос, различной ориентировкой структурных форм в разных блоках и т.п. Достоверность выделения еще больше возрастает, если где-то по соседству наблюдаются прогрессивные серии пород, для которых эти деформации и метаморфизм являются первичными, причем ориентировка осевых поверхностей складок в них согласна с плоскостями Бл и наложенными складками, а степень и характер прогрессивного метаморфизма соответствуют повторному метаморфизму бластомилонитизированного комплекса.

Комплекс формаций последующего цикла напоминает многофазный плутон, внедрившийся в дислоцированную и метаморфизованную раму, только вместо генераций расплава образуются разновозрастные зоны деформации-перекристаллизации, в которых формируются основные (+базифицированные) и гранитизированные породы. Моно- или полициклическость комплекса определяется не столько количеством разновозрастных формаций, сколько последовательностью их образования (прямой или обратной). Так, моноциклический комплекс обычно включает в себя пять формаций ( $M_1, M_2, J_1, J_2$  и  $J_3$ ), а полициклический может состоять

из двух — четырех формаций (например, позднеорогенные граниты или окварцованные породы  $\gamma_3^1$ , пересекаемые дайками основных пород или зонами биотитизации, амфиболитизации, карбонатизации или базификации  $M_2^2$ ).

В связи с наличием пород, состоящих из реликтовых минералов предшествующей фазы и наложенных минералов последующей фазы, следует ввести понятия "полиметаморфическая" и "полициклическая" формации. Первая будет отвечать прямой последовательности фаз деформации-перекристаллизации (например, мигматиты  $(D_1^1 - M_1^1) \rightarrow (D_2^1 - \gamma_1^1)$ ,  $(D_1^1 - M_2^1) \rightarrow (D_2^1 - \gamma_2^1)$  и т.д.), вторая — обратной (бластомилонитизированные и биотитизированные или амфиболитизированные син- и позднеорогенные гранитоиды  $(D_3^1 - \gamma_2^1) \rightarrow (D_1^2 - M_2^2)$ ,  $(D_4^1 - \gamma_3^1) \rightarrow (D_1^2 - M_2^2)$  и пр.).

При выделении тектоно-метаморфических циклов следует учитывать также разные условия метаморфизма, его глубинность и тип фациальной сарии, разные типы деформаций (плоскостных, линейно-плоскостных или линейных), резко различную ориентировку деформационных осей разновозрастных складок. Большое значение имеет наличие метаконгломератов, древних кор выветривания и других следов размыва, но они встречаются крайне редко по сравнению с регионально бластомилонитизированными породами.

На основании совокупности всех данных, в том числе бурения и геофизических исследований, составляются структурно-петрологические карты отдельных представительных участков. На них кроме контактов различных пород и структурных элементов [34, 65, 110] наносятся границы проявления цикличности, характерные индексо-минералы, парагенезисы и их приуроченность к определенным структурным направлениям [75].

При микроскопическом изучении в первую очередь уточняются взаимоотношения минералов с деформационными структурами [36, 39, 65] и между собой. Рассматриваются критерии равновесности-неравновесности, выделяются до-, син- и посткинematические парагенезисы, определяют ассоциации главной фазы, реликтовые и наложенные. Для каждого представительного шлифа составляется структурно-эволюционная схема, которая намного информативнее применяемой обычно записи "парагенезисов" минералов. Установлены два типа реакционных рядов замещения минералов: а) меланократовые  $\rightarrow$  лейкократовые; б) лейкократовые  $\rightarrow$  меланократовые. В первом типе в большинстве геологических формаций зафиксированы замещения, свойственные прогрессивному метаморфизму (реакции дегидратации), во втором — регрессивному (реакции гидратации). Первый тип замещения встречается и в моно-, и в полициклических комплексах, второй — преимущественно в полициклических. Прог-

рессивный реакционный ряд в общих чертах соответствует реакционному ряду Боуэна [11] и минералогическому правилу Розенбуша [98], хотя сам Розенбуш считал, что это правило к метаморфическим породам неприменимо. Установление реакционных рядов и элементарного минерало-геохимического цикла (см. гл. 4) пополнило арсенал методических приемов структурно-петрологического анализа и выявления цикличности геологических процессов. В совокупности с полевыми наблюдениями они позволяют установить место той или иной формации горных пород в общей эндогенной эволюции региона.

С помощью иммерсионных, микрозондовых и колориметрических определений выясняются типоморфные признаки, идентифицирующие намеченные ранее морфологически разновозрастные генерации минералов и отражающие латеральную неоднородность эндогенных процессов и эволюции их во времени.

Все полевые и микроскопические данные сводятся в таблицы, представляющие совмещение возрастной шкалы с ее структурным и вещественным наполнением. Соответственно указанным в таблице взаимоотношениям породы сгруппированы в последовательные ряды формаций и циклов. В графе "Минеральные ассоциации" приводятся все обнаруженные в образце породообразующие (+акцессорные) минералы, генерации минералов и их возрастные соотношения, в характерных случаях - структурно-эволюционные схемы или реакционные ряды минералов, т.е. в целом под "минеральной ассоциацией" понимается любое, в том числе неравновесное сонахождение минералов, в то время как термин "парагенезис" подразумевает совокупность равновесных минералов [56]. Изложенный в таблицах фактический материал может быть использован различными исследователями независимо от дальнейших умозаключений автора.

Теоретически, реально наблюдаемое в обнажениях разнообразие пород, например, перемежаемость основных, глиноземистых и кислых пород, можно объяснить исходной дифференциацией (например, переслаивание первично-осадочных пород), метаморфически-метасоматической зональностью одного этапа эндогенеза, зональностью, обусловленной изменчивостью минерало- и породообразующих процессов во времени, и комбинированной зональностью, включающей и то, и другое. Практически, в процессе структурно-петрологического изучения, выяснилось, что между различными петрохимическими группами пород есть взаимосвязи, взаимопереходы и взаимозамещения. В связи с этим возникла необходимость в определении привноса - выноса вещества. Для этой цели вполне пригодны любые вариационные диаграммы [12, 37, 44, 126]. В качестве сравниваемых признаков мы использовали состав в катионах (%), рассчитанный по методу Барта [3]. Применение более сложных методов

расчета с привлечением данных по плотности и пористости не всегда оправданно, так как способ пересчета в целом не влияет на общую картину миграции.

Обзорные петрохимические диаграммы очевидно должны быть пригодными и для магматических, и для метаморфических пород. Таковы, например, диаграммы П.Ниггли [126] и Н.П.Семеново [102]. В то же время петрохимические данные должны увязываться с парагенетическим анализом [56, 70, 71]. Результативность комплексного подхода была, в частности, показана нами на примере силикатно-карбонатных пород [17]. Химический состав пород, парагенезисы и типоморфные особенности минералов обусловлены в целом кислотно-основным взаимодействием, которое в свою очередь является совокупным результатом исходного состава пород, состава эндогенных флюидов (геохимического режима) и термодинамического режима [72, 73, 102]. Следовательно, химический состав пород и парагенезисы минералов следует изучать на одних и тех же диаграммах. Общим недостатком треугольных диаграмм состав-парагенезис является небольшое количество компонентов и изолированное рассмотрение различных петрохимических групп пород, встречающихся зачастую совместно. Более благоприятны в этом отношении петрохимические диаграммы в виде тетраэдра [44, 69, 121] с использованием тех же барицентрических координат [44, 56]. Изображение на плоскости при этом дается либо в виде отдельных сечений тетраэдра (П.Ниггли), либо в виде проекций или развертки проекций на прямоугольные грани тетраэдра (Е.С.Федоров, А.Н.Заварицкий, см. [44, 121, 126]). В то же время при формировании отдельных групп компонентов, расположенных в вершинах тетраэдра, нередко применяются разности оксидов, являющиеся фактически одной из осей декартовых координат. Это касается и "чисел" Ниггли, и числовых характеристик Заварицкого, и диаграмм  $A-C-F$  и  $A-A'-F$  Озанны и Эскола [22, 126]. При анализе систем с числом компонентов более 4 используются многомерные фигуры - симплексы [8, 63, 85, 122]. Для изображения многокомпонентных систем на плоскости Я.Г.Горошенко [27] предложил массцентрический метод, основанный на барицентрических координатах. Соединение последнего с методом трансляции позволило ему выявить принципиально новые аспекты диаграмм состояния.

В качестве универсального метода построения многокомпонентных диаграмм в настоящей работе использованы комбинированные барицентрически-декартовы координаты, впервые предложенные Г.Бекке [44, 138] для тройных систем. Подобные диаграммы позволяют отразить не только соотношение скалярных величин (количества компонентов), но и их векторную характеристику относительно точки 0, отвечающей равновесию

всех компонентов. Точка 0 определяется выбором координат. Возможность перехода к барицентрически-декартовым координатам обусловлена обратной корреляцией компонентов, свойственной барицентрическим диаграммам и выступающей тем более четко, чем меньше компонентов в системе. Например, в двухкомпонентной системе эта зависимость очевидна, исходя из соотношения  $A + B = 1$  (или  $A + B = 100$ ). Это обуславливает возможность замены двух независимых компонентов или факторов одной координатной шкалой с положительными и отрицательными отрезками (преобладание компонента B равносильно увеличению отрицательных значений компонента A).

Барицентрическая диаграмма 2-компонентной системы имеет вид прямой с двумя началами отсчета (двумя нулями) для каждого из компонентов. В существующих способах перехода от барицентрических координат к декартовым один из компонентов относится в бесконечность, получаемые оси координат также неограничены в пространстве [56]. Если же вдоль барицентрической прямой откладывать не относительное количество какого-либо компонента, а разность относительных количеств компонентов, например,  $B/(A + B) - A/(A + B)$ , то получим шкалу, совмещающую в себе преимущества барицентрических и декартовых координат (рис. 2, а). Подобная диаграмма представляет собой функцию от барицентрической шкалы  $y = 2x - 1$ , где  $x = B/(A + B)$ . В новообразованной шкале начало отсчета находится посередине прямой (место 0 общее для обоих компонентов). В одну сторону от него наблюдается преобладание компонента A (отрицательные значения от 0 до 100), в другую - B (положительные значения от 0 до 100). Или наоборот, если аргументом взять другой компонент или уменьшаемое и вычитаемое поменять местами. Если барицентрические диаграммы предпочтительнее для механических смесей, то барицентрически-декартовы - для реагирующих веществ, например, кислот и оснований. При равенстве единичных количеств последних (0 на диаграмме) формируется нейтральная среда, в одну сторону от 0 кислая, в другую - щелочная.

Для построения треугольных барицентрически-декартовых диаграмм по осям координат откладываются разности компонентов, приведенных к 1 или к 100 %. Требование одинаковой размерности по осям X и Y удовлетворяет, например, равнобедренный треугольник Бекке  $Na - K - Ca$  с прямоугольными координатами  $n = (Na - Ca) : (Na + K + Ca)$  и  $k = (K - Ca) : (Na + K + Ca)$ , ориентированными под углом  $45^\circ$  к высоте треугольника (см. [44]). Место 0 соответствует центру тяжести смеси с одинаковыми количествами компонентов. Однако в силу различного сродства компонентов (например, основных и кислотных оксидов), два из них обычно противостоят третьему. В этом случае удобнее расположение осей

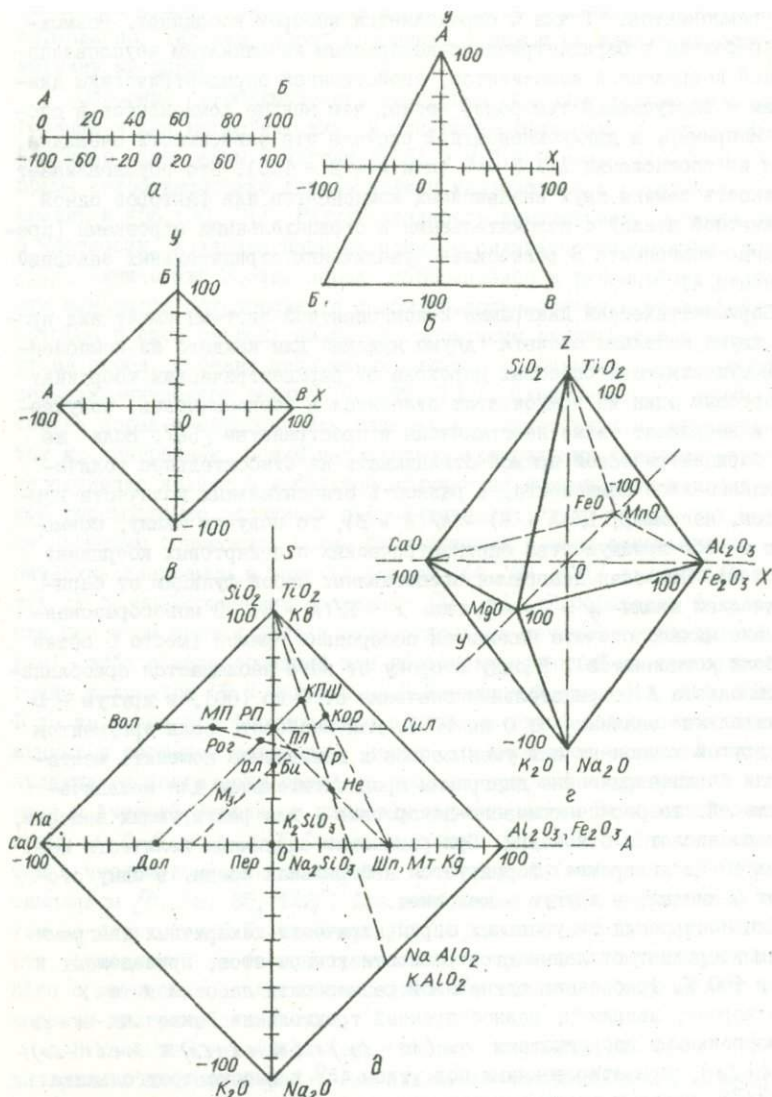


Рис. 2. Примеры барицентрически-декартовых диаграмм:  
 а - двойная система (вверху барицентрическая шкала, внизу - барицентрически-декартовая); б - тройная ( $X = B-\bar{B}$ ;  $Y = A-(B+\bar{B})$ ); в - четверная ( $X = B-A$ ;  $Y = B-\Gamma$ ); г - геохимическая модель 10-компонентной системы; д - четверная диаграмма кислотности-основности ( $Y = S = SiO_2 - (K_2O + Na_2O)$ ;  $X = A = (Al_2O_3 + Fe_2O_3) - CaO$  %). Штриховой линией обозначены экстремальные реакции между зависимыми компонентами.

координат, показанное на рис. 2,б. Изменение главного из признаков показывается на высоте равнобедренного треугольника ( $y = A - (B+B)$ ), а соотношение между родственными компонентами — на его основании ( $x = B-B$ ). Чтобы цена деления была одинакова на обеих координатах, основание треугольника должно быть равно его высоте. Координатный 0 отвечает такой смеси, в которой содержание компонента А вдвое больше каждого из родственных компонентов В и В. Примером подобной диаграммы может быть широко известный парагенетический и классификационный треугольник  $SiO_2 - CaO - MgO$  [17, 41, 53, 55, 86], в котором на оси  $y$  (высоте треугольника) отражается соотношение первого порядка между кремнекислотой и основаниями, а на оси  $x$  — соотношение второго порядка между основаниями  $Ca$  и  $Mg$ .

Наглядной диаграммой 4-компонентной системы является квадрат АБВГ, представляющий одну из аксонометрических проекций равностороннего тетраэдра [12, 83, 121, 122] и в то же время барицентрическое изображение системы на плоскости. Если по диагоналям квадрата отложить разность относительных количеств компонентов, то внутри квадрата получим прямоугольные декартовы координаты  $x = B-A$  и  $y = B-Г$  при условии, что  $A + B + B + Г = 100\%$  (рис. 2,в). Точка 0 находится в центре тяжести квадрата, на пересечении диагоналей—координат. Для того чтобы модель соответствовала природным процессам, необходимо правильно определить полярность, или контрастность компонентов, приводящую к их взаимодействию. Применительно к химическим процессам главные направления кислотно-основных реакций можно определить, руководствуясь принципом полярности связи. Любопытно, что Бекке, применивший барицентрически—декартовы диаграммы для тройных систем, не распространил их на 4-компонентные и другие многокомпонентные системы, в которых они наиболее эффективны.

Пространственную диаграмму системы из шести компонентов можно представить в виде октаэдра (рис. 2,г), три четверные оси которого, отражающие взаимодействие полярных компонентов, являются координатами  $x, y, z$ . Моделью 8-компонентной системы соответственно будет куб с четырьмя диагональными осями и т.д. Если координатные оси расположить в одной плоскости, то мы получим массцентрические многоугольники Я.Г.Горощенко.

Предлагаемые диаграммы позволяют наглядно изображать многокомпонентные системы и выявлять существенные взаимодействия и связи между оксидами, миналами, минералами, породами и метаморфически—метасоматическими формациями.

Хорошей моделью природных геохимических процессов является октаэдр, в вершинах которого сгруппированы все порообразующие окси-

ды (кроме  $H_2O$  и  $CO_2$ ), определяемые обычно химическими анализами (рис. 2, г). Группы оксидов в вершинах октаэдра отражают последовательное изменение ионности-ковалентности связи и включают в себя числа Нитглы  $al$ ,  $alk$ ,  $c$  и  $gz$ , а также оксиды  $MgO$  и  $(FeO + MnO)$ . Для наглядного изображения на плоскости можно выбрать, в зависимости от цели исследования, те или иные 4- и 3-компонентные сечения, соответствующие плоскостям симметрии и граням октаэдра. Наиболее информативно сечение  $(K_2O + Na_2O) - CaO - (SiO_2 + TiO_2) - (Al_2O_3 + Fe_2O_3)$  (рис. 2, д). Соответственно принципу полярности связи в качестве осей координат взяты линии кислотно-основных взаимодействий  $S = (SiO_2 + TiO_2) - (K_2O + Na_2O)$  и  $A = (Al_2O_3 + Fe_2O_3) - CaO$  (компоненты выражены в молекулярных количествах (%), рассчитанных исходя из суммы всех оксидов, указанных в вершинах октаэдра (см. рис. 2, г)). Каждой точке этого частного сечения октаэдра отвечает определенное множество анализов, различающихся по содержанию железо-магнезиальных оксидов.

Предпочтительное реагирование сильных оснований ( $K$ ,  $Na$  и  $Ca$ ) с радикалами сильных кислот  $[AlSi_3O_8]^{4-}$ ,  $[AlSi_4O_8]^{5-}$  и другими указывается многими исследователями [51, 71, 98, 102, 108], однако на большинстве диаграмм состав - парагенезис  $SiO_2$  не фигурирует, так как считается избыточным компонентом. Но активность  $SiO_2$  сильно варьирует в зависимости от  $P/T$ -условий даже при одном и том же содержании этого компонента (в одних случаях она реагирует, в других - нет). Поэтому избыток кварца не означает еще насыщенность минералов кремнекислотой. Так, шпинель-кварцевые и магнетит-кварцевые парагенезисы в зависимости от вариаций этих двух минералов могут соответствовать как крайне основным, так и крайне кислым породам, в то время как активность  $SiO_2$  во всех случаях сравнительно низкая, - она в реакции не вступает. В то же время в базитах и ультрабазитах даже небольшие колебания содержания  $SiO_2$  отражаются на парагенезисах (высокая активность  $SiO_2$ ). Кроме того, значительная часть кварца в метаморфически-метасоматических породах имеет вторичное образование, т.е. в первичных породах не всегда был избыток кварца. Из сказанного следует, что в одной из вершин парагенетических и петрохимических геометрических образов должна быть  $SiO_2$ . Правильность выбранной модели (см. рис. 2, д) подтверждается тем, что минералы на этой диаграмме располагаются закономерно, выстраиваясь по определенным линиям, фиксирующим последовательное изменение кислотности-основности минералов и вариации в содержании того или иного минерала. Подобное расположение фаз, как известно, указывает на экстремальные реакции [55, 70]. На данной диаграмме подтверждается также предполо-

жение о распространенности в природе зависимых компонентов и зависимых реакций [37]. Основные экстремальные ряды: Кв-КШ (Аб)-Не- $NaAlO_2$ ; Сил-РП-МП-Вол; Аб-Ан-Ск-Рог-Дол; Кор-Шп-Кв, Кв-РП-Ол- $Na_2SiO_3$  и др.

Диаграммы  $S-A$ , представленные для каждого цикла в гл. 3, соответствуют верхнему участку описанной 4-компонентной диаграммы (см. рис. 2, д), а именно участку, примыкающему к вершине  $SiO_2$ . На этих диаграммах отражаются как метаморфически-метасоматические, так и магматические породы любого состава. Определенные поля кислотности-основности, разделенные линиями реакций, соответствуют различным петрохимическим группам пород или совокупности образований, свойственной тому или иному геохимическому режиму, т.е. метаморфически-метасоматическим формациям. Парагенезисы кроме формационной принадлежности определяются еще и  $P/T$ -условиями — фациями и субфациями метаморфизма. Они представлены внутри полей диаграммы  $S-A$  в виде мелких треугольников. Разделительные линии формаций наносятся по данным реальных парагенетических соотношений. Они могут быть представлены также в виде функциональных уравнений в системе координат  $S-A$ . Результативность подобных диаграмм показана на примере парагенетического анализа лентинитовых формаций [18]. Там же приводится подробное их объяснение.

Завершающим этапом структурно-петрологических исследований является изучение неравномерности температуры и давления в пространстве и эволюция их во времени. Структурно-петрологический анализ позволяет эффективнее использовать микрозондовые данные по сосуществующим минералам и устанавливать не усредненные значения  $T$  и  $P$ , характеризующие в целом гранулитовую фацию, а эволюцию термодинамического режима и геохимические особенности минералов каждого этапа геологического развития. Благодаря ему расширяется арсенал приемов определения равновесности парагенезисов и корректности геотермометров. Кроме того, микрозондовые анализы помогают диагностировать различные генерации минералов, т.е. увеличивают количество реперов, столь необходимых для структурно-петрологического анализа. В связи с полихронностью природных парагенезисов для определения эволюции термодинамического режима более пригодны одно- и двухфазные геотермометры по сравнению с полиминеральными ассоциациями, на базе которых построена петрогенетическая сетка. При этом следует выбирать пары минералов, образующихся в одной фазе перекристаллизации. В одном и том же бинарном сочетании фаз (например, Гр-Кор) в зависимости от комбинации конкретных условий реализуются разные варианты структурно-эволюционных соотношений (см. гл. 4, 5). Для рас-

чета геотермобарометрии коррелировались попарно центральные части зерен и контактирующие каемки [64]. В каждом образце определяются все приближающиеся к равновесию пары.

При изучении латеральной неоднородности термодинамического режима сравнивались коэффициенты распределения ( $K_D$ ) и показания геотермобарометров, соответствующие одной конкретной фазе, — сначала в обнажении, потом на небольшом участке, затем по всей площади. После этого рассматривалась эволюция  $P-T$ -режима в течение каждого цикла и от цикла к циклу с учетом его пространственной неоднородности.

Использование структурно-петрологического метода значительно увеличивает эффективность и других лабораторных исследований — изотопно-геохронологических, спектральных, металлогенических, спектроскопических, рентгеноструктурных, рентгенфлуоресцентных и т.п. Кроме того, это облегчает интерпретацию данных глобального характера — геофизических, тектонических, дистанционных и пр. Во всех случаях роль структурно-петрологического анализа координирующая.

На основании комплексного структурно-петрологического изучения гранитоидно-метаморфических комплексов Украинского щита и Енисейского кряжа и полевых исследований по Сангиленскому нагорью и Юго-Западному Прибайкалью автор пришел к выводу, что полициклическое развитие гранулитов ареального типа носит достаточно общий характер. Оно проявляется тем более четко, чем лучше обнаженность района и больше разнообразие минеральных ассоциаций. При этом вследствие наличия ряда промежуточных полициклических и диафторических формаций нет резкого обособления областей распространения пород разных циклов так же, как нет четкой границы между образованиями гранулитовой и амфиболитовой фаций. Выясняется, что монотонные, на первый взгляд, гранулитовые комплексы включают в себя не только циклы и формации разных субфаций гранулитовой фации, но и отдельные зоны и тела амфиболитовой фации и промежуточные полициклические формации с неравновесным нахождением минеральных ассоциаций обеих фаций. Этим объясняется парадокс, что развитие пород гранулитовой фации нередко заканчивается в амфиболитовой фации (см. Верхнее Побужье).

Наиболее полно по вышеуказанной методике (см. гл. 2) изучены гранулитовые комплексы УЩ, развитые в Приднестровье, Верхнем Побужье, Среднем Побужье, Росинско-Тихичском районе и Западном Приазовье. Эти материалы в совокупности со структурно-петрологическими данными о цикличности геологических формаций в других фациях метаморфизма были использованы нами при составлении схемы стратиграфии УЩ [20]. В данной монографии в качестве примера рассмотрены лишь два района: Приднестровье и Верхнее Побужье.

Кристаллический фундамент Приднестровья представляет собой область сочленения разновозрастных тектонических зон и полиметаморфизма от пироксен-гранулитовой до эпидот-амфиболитовой фации [14, 75]. По некоторым сравнительно хорошо обнаженным рекам в результате структурно-петрологического анализа установлены геологические взаимоотношения между формациями одноименных и разных циклов и выявлены характерные индикаторные парагенезисы и типоморфные особенности минералов. Полицикличность гранулитовой фации обнаруживается как на самом маленьком из выбранных эталонных участков ("Шестаковка - Ивашковцы" размерами 6x7 км), так и на самом крупном ("Мурафа" размерами 15x25 км). Индекс-парагенезисы и типоморфные особенности минералов использованы в дальнейшем при установлении структурно-петрологической эволюции в более закрытых участках, например, в полосе вдоль р. Днестр размерами 30x60 км. Ниже в качестве иллюстрации приведено описание двух наиболее показательных эталонных участков: "Мурафа" и "Котжаны". Структурно-петрологические данные по двум другим участкам ("Шестаковка - Ивашковцы" и "Днестр") использованы при общей характеристике полицикличности кристаллического фундамента Приднестровья и определении пространственной и временной изменчивости геохимического и термодинамического режимов эндогенных процессов. Всего на территории Приднестровья установлены проявления пяти тектоно-метаморфических циклов.

#### Участок "Мурафа"

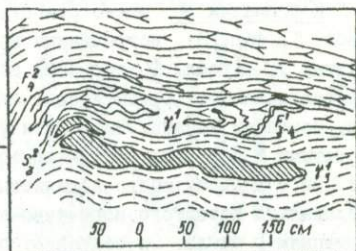
Участок "Мурафа" расположен в месте слияния рек Мурафа, Мурашка и Лозовая, в окрестностях сел Вилы Яругские, Скалополь, Мазуровка, Черневы, Писаревка, Политанки, Саинка, Садковцы, Хоменки, Садки и Косы. На участке обнажены разнообразные геологические формации, связанные с различными фазами I, II и III тектоно-метаморфических циклов. В связи с этим его изучение имеет ключевое значение для определения взаимоотношений между отдельными формациями внутри циклов и между циклами. В структурном отношении участок представляет собой сочетание различно ориентированных разновозрастных зон расланцевания и бластомилонитизации, срезающих и пересекающих друг друга [14, рис. 5]. Формирование сланцеватости в каждой из зон сопровождается в той или иной мере выраженной перекристаллизацией - метаморфизмом и метасоматозом (базификацией и гранитизацией). Мощность подобных зон варьирует от нескольких метров до нескольких километров. Вблизи их контакта нередко наблюдается пересечение сланцевато-полосчатых текстур S<sub>n</sub>

неравномерно развитой наложенной сланцеватостью  $S_{n+1}$ . В синорогенных гранитоидах вследствие наложения деформаций иногда видны две или три системы плоскостей бластомилонитизации или скольжения [14, рис. 2]. Микроскладчатость развита спорадически и подчинена указанным выше структурам I порядка. Размеры складок обычно не превышают нескольких метров. Их осевые плоскости параллельны соответствующим зонам расщепления и бластомилонитизации.

Наиболее распространены в пределах участка линейные зоны расщепления и перекристаллизации II цикла. Чаще всего они имеют юго-восточное падение под  $\angle 50-70^\circ$ , но встречаются и такие элементы залегания:  $\angle 30-40^\circ \angle 40-50^\circ$ ;  $\angle 180-200^\circ \angle 60-80^\circ$ . В подобных зонах иногда наблюдаются реликтовые блоки, линзы или будины с автономными складчатыми и разрывными структурами, срезаемыми их ограничениями. Такие взаимоотношения зафиксированы как в рамках небольшого обнажения (рис. 3), так и на значительных площадях размерами от 0,5

Рис. 3. Реликтовые полосы-будины формаций I цикла в биотит-гранатовых бластомилонитах (III) II цикла (см. табл. 1, обр. 64-67):

1 - лейкократовые гиперстеновые гнейсы и эндрейбиты  $M_1^1 - \delta_1^1$ ; 2 - прожилки гранитов  $\delta_2^1$ ; 3 - кварцевые жилы и окварцованные породы  $\delta_3^1(?)$ ; 4 - плоскости скольжения или бластомилонитизации  $S_2^2$ ; 5 - биотит-гранатовые бластомилониты  $M_3^2$ .



до 2 км. Размеры реликтовых блоков достигают в некоторых случаях (например, у с. Скалополь) нескольких сотен метров [75, рис. 23]. При этом сквозь канву наложенного расщепления, связанного со II циклом ( $S_{2-2}^2$ ) просвечивает сложное внутреннее строение комплекса пород, испытавших ранее законченный I тектоно-метаморфический цикл. В них обнаружены  $M_1^1 - S_1^1$ ,  $\delta_1^1 - S_2^1$ ,  $F_1^1$ ,  $\delta_2^1$  и  $\delta_3^1$ . В частности, позднеорогенные секущие жилы аляскитов и пегматоидных гранитов  $\delta_3^1$  смяты в складки и расщеплены дважды: осевые плоскости  $F_1^1$  и  $S_2^2$  имеют  $\angle 120-140^\circ \angle 40-60^\circ$ ;  $F_2^2$  и  $S_2^2 - \angle 150-170^\circ \angle 60-80^\circ$  [14, рис. 2]. По плоскостям расщепления и бластомилонитизации  $S_{1-2}^2$  наблюдаются Би, Грф и иногда уплощенные зерна Гр.

Более подробное описание взаимоотношений структурно-формационных комплексов I и II циклов между селами Скалополь и Вили Яругские приведено в работах [14, 75], в которых предложено выделить прогрес-

сивный комплекс пород II цикла в виде самостоятельной мурафской серии, соответствующей верхней части березнинской толщи днестровско-бугской серии (схема УРМСК №1367). Полициклический комплекс I-II циклов условимся в дальнейшем называть скалопольской толщей (гиперстеновые и двупироксеновые гнейсы, гранатовые андербиты, амфибол-двупироксеновые кристаллосланцы и образующиеся по ним андербиты и чарнокиты). Имеется ряд других взаимоотношений и структурно-петрологических критериев для разграничения формационных комплексов I и II тектоно-метаморфических циклов. Они будут рассмотрены при описании конкретных формаций.

#### Формации I тектоно-метаморфического цикла

Скалопольская толща представлена главным образом группой формаций основных пород  $M_2^1$ , раннеорогенными андербит-мигматитами  $\delta_1^1$  и сиорогенными чарнокитами  $\delta_2^1$ .

К формации  $M_1^1$  можно отнести своеобразные биотитовые гнейсы (табл. 1, обр. 3), встреченные в виде линзовидного ксенолита в чарнокитах  $\delta_2^1$  (табл. 1, обр. 30) с останцами амфибол-двупироксеновых кристаллосланцев. Ориентировка линзы  $\beta$   $200^\circ < 75^\circ$ , мощность около 2 м, контакты резкие. Чарнокиты у контакта становятся отчетливо полосчатыми и содержат мелкие линзочки тех же биотитовых плагиогнейсов. Би в гнейсах желто-коричневый по  $M_1$  и заметно отличается от регионально развитого коричнево-красного Би<sup>1</sup>, свойственного другим формациям I цикла. Он сохраняет остаточную ориентировку и замещается посткинematическими агрегатами Пл, Кв и КIII. Содержание пертитовых вростков в КIII достигает 30-50 %, форма веретенообразная. По содержанию  $SiO_2$  (75,93 %) описываемые гнейсы превосходят вмещающие их чарнокиты.

Реликты кислых пород, или вернее додеформационных лейкократовых минералов, обнаружены также в биотитовых blastomilonитах, замещаемых биотит-гиперстеновыми плагиогнейсами и андербитами (табл. 1, обр. 1-2). Иногда наблюдаются микробудины Кв и Пл, обгibaемые плоскостями blastomilonитизации Бл<sub>2</sub><sup>1</sup>, контролирующими образование Би<sup>1</sup> и Гип<sup>1</sup> (фото 1; табл. 1, обр. 4). При этом Би находится в виде исчезающих реликтов в Гип. Местами сохранились структуры растрескивания плагиоклаза с трещинами, выполненными Би<sup>1</sup> и желтым слюдоподобным веществом. Частично перекристаллизованный Пл<sup>1-2</sup> отличается мозаичным или волнистым погасанием, неравномерным строением, реликтовой трещиноватостью и прочими следами динамического воздействия. Основность его колеблется в пределах 30-40, вростки КIII отсутствуют. Обращает

Т а б л и ц а 1. Минеральные ассоциации, геологическое положение и структурные формы формаций участка "Мурафа"

Номер образования	Фаза деформации	Индекс формации	Минеральные ассоциации	Генерации минералов, показатели преломления	Геологическое положение	Структурные формы
<u>I тектоно-метаморфический цикл</u>						
1	$D_{1-2}^1$	$M_{2a}^1$	$Би^1 + Гип^1_{вт} + Пл + КШШ + Кв$	-	Реликтовая полоса мощностью 4-6 м в формации $\delta_1^1$	$S_1^1$ - бластомилонитизация и растрескивание с образованием $Би^1$
2	$D_{1-2}^1$	$M_{1-2}^1$	$Би^1 + Пл + КШШ + Кв$	-	То же	То же
3	$D_{1-2}^1$		$Би^1 + Пл^1_{рел} + Пл^2_{20} + КШШ_{вт} + Ка$	$Пл^1$ - более основной; $Пл^2$ - кислый, в ассоциации с $Кв$ и $КШШ$	Линзовидный ксенолит или останец в синорогенных чарнокитах $\delta_2^1$	$S_1^1$ - остаточная ориентировка $Би$
4	$D_{1-2}^1$	$M_1^1 - M_{2a}^1$	$Гип_{вт} + Би^1 + Пл^1 + Кв^1_{рел} + Гр^1_{60} + Пл^2$	$Гр = 1,780 - 1,782$ $Пл^1$ и $Кв^1$ в будинах; $Пл^2$ - в гиперстен-плагноклазовых агрегатах	Линзы и полосы мощностью 0,5-1,0 м, перемежающиеся с эндробитами и гранатовыми эндробитами $\delta_1^1$	$S_1^1$ - гиперстеновая сланцеватость, огнистая микробудины $Кв, Пл, Гр$
5	$D_3^1 - D_2^2$	$\delta_1^1 - M_2^2$	$Гр^1_{73-77(рел)} + Гип_{вт} + Пл^1_{35-40} + Мт + Ил + Кв + Гр^1_{60} + КШШ + Ка + Ап$	$Гр^1$ ( $n = 1,793 - 1,796$ ) - крупные зерна, корродированные кварцем; $Гр^2$ - краевые зоны и отдельные зерна с включениями $Мт$ и $Кв$ ; $КШШ$ - вроски в $Пл$	Остатки гиперстеновых гнейсов и гранатовых чарнокитов в пегматоидных гранатовых гранитах II цикла $\delta_{2-3}^2$ . Размеры останцов от 0,5 до 20-25 м	$\delta_1^1 - S_1^1$ - различно ориентированные прожилки внутри ксенолита; $S_2^2$ - жилы гранат-биотитовых гранитоидов и пегматитов - $\angle 120 - 140^\circ \angle 30 - 40^\circ$
6						
7						
8						
9	$D^1 - D^3$	$\delta_1^1$	$Гр^1_{64-69} + Пл + КШШ + Би + Кв + Гип + Мт$	$Гр^1$ ( $n = 1,788 - 1,793$ ) - представлен скелетными,	Реликтовый останец в несколько десят-	$S_1^2$ - плоскости $Бл$ с $Би$ , развивающиеся

Номер образ-ца	Фаза дефор-мации	Индекс форма-ции	Минеральные ассоциации	Генерации минера-лов, показатели преломления	Геологическое по-ложение	Структурные формы
					корродированными Кв, порфиробластами	по первичной гра-нат-кварц-полево-шпатовой породе. Общее залегание - $\beta 45-50^\circ < 50-55^\circ$
10	$D_{2-2}^1$	$M_{28}^1$	Гип <sup>1</sup> <sub>63</sub> +МП <sup>1</sup> <sub>61</sub> -70+ +Би <sup>1</sup> <sub>рел</sub> +Рог <sup>1</sup> <sub>рел</sub> + +Пл <sup>1</sup> <sub>90-92</sub> +Кв+Гр <sup>1</sup> <sub>69-81</sub>	Гр ( $n = 1,789-1,800$ ); Схема обра-зования минералов: Би → Рог → (МП+Пл) → Кв → Гип → Гр	Экзоконтакт гнезда биотит-гранат-кордиеритовых метасоматитов	Текстура массивная
11*	$D_2^1$	$M_{28}^1$	Гип <sup>1</sup> <sub>46</sub> +Рог <sup>1</sup> <sub>47</sub> +МП <sup>1</sup> <sub>40</sub> + +Пл <sup>1</sup> <sub>34</sub> +КШ <sup>1</sup> <sub>вт</sub> +Кв+ +Рог <sup>1</sup> <sub>вт</sub>	Рог <sup>1</sup> - по $M_{28}^1$ - бу-ровато-зеленая; Рог <sup>2</sup> - светло-зеле-ная	Ксенолит в синоро-генных чарнокитах $J_2^1$	$S_2^1$ - остаточная ори-ентировка Би <sup>1</sup> , уна-следованная Рог
12*	$D_2^1$	$M_{28}^1$	Гип <sup>1</sup> <sub>42</sub> +МП <sup>1</sup> <sub>31</sub> +Рог <sup>1</sup> <sub>35</sub> + +Пл+Би <sup>1</sup> <sub>рел</sub> +Мт	Рог <sup>1</sup> - по $M_{28}^1$ - бу-ровато-зеленая; Рог <sup>2</sup> - светло-зе-леная	Останец в розовых аплитовидных гра-нитах $J_3^3$	Текстура массивная, породы метагабро-идного облика
13*	$D_2^1$	$M_{28}^1$	Гип <sup>1</sup> <sub>50,5</sub> +МП <sup>1</sup> <sub>36,6</sub> + +Пл+Кв	То же	Скиалиты в чарно-кит-мигматитах $J_1^1$	Текстура массивная
14	$D_2^1$	$M_{2a}^1$	Гип <sup>1</sup> <sub>47</sub> +Би <sup>1</sup> <sub>рел</sub> + +Гр <sup>1</sup> <sub>68-70</sub> +Пл+Кв	Гр <sup>2</sup> ( $n = 1,788-1,790$ ) - развива-ется по Гип <sup>1</sup>	Приконтактовая часть скиалита в гранатовых чарно-китах	$S_2^1$ - полосчатость и ориентировка пироксенов (пироксе-новая сланцеватость)
15	$D_2^1$	$M_{2a}^1$	Гип+Би <sup>1</sup> <sub>рел</sub> +Гр <sup>1</sup> <sub>вт</sub> + +Пл <sup>1</sup> <sub>35-45</sub> +Кв	Гр <sup>2</sup> ( $n = 1,790$ ) развивается по Гип <sup>1</sup>	Приконтактовая часть скиалита в гранатовых чарно-китах	$S_2^1$ - полосчатость и ориентировка пироксенов (пироксеновая сланцеватость)
16	$D_{2-3}^1$	$J_1^1$	Гип <sup>1</sup> <sub>56</sub> +Би <sup>1</sup> <sub>рел</sub> +Би <sup>2</sup> <sub>вт</sub> + +Пл <sup>1</sup> <sub>1-2</sub> +Кв+Гр <sup>1</sup> <sub>70</sub>	Пл <sup>1</sup> - реликтовые безпертитовые зер-на; Пл <sup>2</sup> - антипер-тит	Скиалит в гранато-вых чарнокитах $J_2^1$	Текстура пятнистая, $S_2^1$ - реликты бис-тит-гиперстеновой сланцеватости
17*	$D_2^1$	$M_{28}^1$	Гип <sup>1</sup> <sub>38</sub> +Пл <sup>1</sup> <sub>60-70</sub> +Кв+ +Мт+Би <sup>1</sup> <sub>рел</sub> +МП <sup>1</sup>	Би - реликтовые ко-ричнево-красные че-шуйки в Гип	Скиалит в эндер-бит-мигматитах $J_1^1$	$S_2^1$ - гиперстеновая сланцеватость
18	$D_{2-3}^1$	$J_1^1$	Гип <sup>1</sup> <sub>50</sub> +Би <sup>1</sup> <sub>рел</sub> + +Пл <sup>1</sup> <sub>30-35</sub> +Кв+Мт	-	Крупный останец в позднескладчатых чарнокитоидах $J_2^1$	$S_2^1$ - полосчатость мигматизации $J_1^1$ с реликтами Би <sup>1</sup>
19*	$D_{3-4}^1$	$J_2^1$	Гр <sup>1</sup> <sub>61,5-67,2</sub> + +Гип <sup>1</sup> <sub>32-37,7</sub> + +Би <sup>1</sup> <sub>20,8-32,8</sub> (рел)+ +Пл <sup>1</sup> <sub>36-40</sub> +Кв+Мт	Гр <sup>1</sup> ( $f = 60-65$ ) - с включениями Кв; Гр <sup>2</sup> ( $f = 65-70$ ) с включениями Би	Синорогенный мас-сив размерами в несколько десятков метров с ксеноли-тами гнейсов фор-мации $M_{2a}^1$	Текстура массивная с наложенной Би <sup>1</sup> II цикла. Реликтовые плоскости Би <sup>1</sup> ; струк-тура средне- и круп-нозернистая
21	$M_{2a}^1$	$J_2^1$	Гр <sup>1</sup> +Би <sup>1</sup> +Кор+Пл+ +Кв+Мт+Гр <sup>2</sup> +Би <sup>2</sup>	Гр <sup>1</sup> замещается Кор Гр <sup>2</sup> развивается по Кор и Гип	То же	То же
22**	$D_3^1-D_1^2$	$J_1^1$	Гип <sup>1</sup> <sub>39-44</sub> +Би <sup>1</sup> <sub>28-38</sub> + +Пл <sup>1</sup> <sub>50-54</sub> +Кв+Мт	Би <sup>1</sup> - реликтовый I цикла; Би <sup>2</sup> - вторичный, приуро-ченный к $S_2^1$	Останец в синоро-генных массивных гранитоидах $J_2^1$	$S_2^1$ - полосчатость мигматизации; $S_2^2$ - наложенное раслан-цевание II цикла
23	$D_{3-4}^1$	$J_2^1$	Гип <sup>1</sup> <sub>вт</sub> +Гр <sup>1</sup> +Би <sup>1</sup> <sub>рел</sub> + +Пл+Кв+Мт <sup>1</sup>	Гр <sup>1</sup> - остатки круп-ных зерен с включе-ниями Пл и Кв	Неясно ограничен-ный массив разме-ром несколько де-сятков метров с реликтами эндер-битов $J_1^1$	$S_2^1$ - реликтовая бластомилонизация $\beta 270^\circ < 10^\circ$ , зале-ченная Би <sup>1</sup> и Гип
24	$D_{3-4}^1$	$J_2^1$	Гип+Гр <sup>1</sup> +Гр <sup>2</sup> +Пл+ +Кв+Мт <sup>1</sup> +Мт <sup>2</sup>	Гр <sup>2</sup> - с включения-ми Би <sup>1</sup> и Гип <sup>1</sup> ; Гр <sup>3</sup> - с включениями Мт <sup>2</sup>	То же	$S_2^1$ - полосчатость мигматизации с Гр <sup>2</sup> ( $\beta 130^\circ < 60^\circ$ );

Номер образ-ца	Фаза дефор-мации	Индекс форма-ции	Минеральные ассоциации	Генерации минера-лов, показатели преломления	Геологическое по-ложение	Структурные формы
25 <sup>#</sup> 26 27	$D_{3-4}^1$	$M_3^1$	$Гр_{60-69}^1 + Кор_{23-25}^1 + Би_{37}^1 + Шп_{75}^1 + Би_{28}^2 + Гип_{50-64}^1 (рел) + Мг^1 + Пл_{20-29}^1 + КШШ$	Зональные зерна $Гр$ ( $n = 1,780-1,794$ ); $Гр^1$ - с включениями $Кв$ и $Пл$ ; $Гр^2$ - с включениями $Сил$ ; $Гр^3$ - с включениями $Би^1$	Тупо выклинивающееся гнездо глиноземистых метасоматитов до 2 м в поперечнике в эндробит-мигматитах $M_2^1 - \gamma_1^1$ (см. рис. 6)	$S_3^1$ - бластомилонитизация и катаклиз с образованием $Мг^2$ , замещающего $Гр^3$ ( $\beta 140^\circ < 80^\circ$ ) Текстура массивная, в шлифе местами видны реликты $S_2^1$ с $Би^1$
28	$D_{3-4}^1$	$\gamma_2^1$	$Гр_{69-81}^2 + Гип_{61-62}^1 + Би_{рел}^1 + Пл_{41}^1 + Кв^1 + Ил^1 + Мг^1$	$Гр^1$ ( $n = 1,789-1,794$ ); $Гр^3$ ( $n = 1,798-1,800$ ) - образует каемки вокруг $Мг^2$	Экзоконтактная зона тела глиноземистых метасоматитов; мощность 0,5 м	$S_1^1$ - реликтовая бластомилонитизация с $Би^1$ ; $S_2^1$ - реликтовая бластомилонитизация с $Мг^2$
29 <sup>#</sup>	$D_{3-4}^1$	$\gamma_2^1$	$Гип_{52}^2, \gamma + Рог_{52, 8}^1, 8 рел^1 + Би_{рел}^1 + МП_{рел}^1 + Пл^1 + Кв^1 + Мг^1 + Би_{вт}^2$	$Би^1$ - коричнево-красный, замещается $Рог$ и $Гип$ ; $Би^2$ - зеленый, замещает $Гип$	Небольшой дискордантный массив с ксенолитами линейно-сланцеватых амфиболитов $M_{28}^1$	$S_2^1$ - полосчатость мигматизации $\gamma_1^1$ ; $S_2^1$ - наложенные зоны бластомилонитизации ( $\beta 125^\circ < 70-75^\circ$ )
30	$D_{3-4}^1$	$\gamma_2^1$	$Гип + Би_{рел}^1 + Анп + Мкп +$	$Рог^1$ - темная, бу-	Дискордантный си-	В ксенолитах обна-
31 32	$D_5^1$	$\gamma_3^1$	$+ МП_{рел}^1 + Мг^1 + Кв^1 + Рог_{рел}^1 + Рог_{вт}^3$	ровато-зеленая по $Ng$ , содержится в реликтах в $Гип$ ; $Рог^2$ - в секущих зонах дробления $S_1^2$ ; $Рог^3$ - псевдоморфно замещает $Гип$	норогенный массив со структурой типа "агуптивной орехки"	руживаются $S_1^1, S_1^2 - \gamma_1^1, F_3^1; S_4^1 - \gamma_3^1 - \gamma_3^2$ секущие жилы пегматитов; $S_7^2$ - секущие зоны дробления II цикла
33	$D_5^1$	$\gamma_3^1$	$Пл + КШШ + Кв + Гип_{рел}$	-	Секущая пегматитовая жила. Вмещающие породы - чарнокиты $\gamma_2^1$ с ксенолитами $M_2^1 - \gamma_1^1$	$S_5^1$ - зона $Бл$ , контролирующая $\gamma_3^1$ и пересекающая $\gamma_2^1$
34 35 36	$D_{4-5}^1$	$\gamma_3^1$	$Кв + Пл_{30}^1 + МП + Кв_{\pm} + Гип_{рел}^1 + Рог_{вт}$	-	Маломощные (0,2-0,4 м) полосы (останки в лептинитах $\gamma_3^1$ или $\gamma_3^2$ ), пересекаемые биотитовыми породами $M_1^2$ и амфиболитами $M_{28}^2$	$S_5^1 - S_{\gamma-2}^2$ - полосчатость, обусловленная разновозрастными $\gamma_3^1, M_1^2$ и $M_{28}^2$ ( $\beta 110^\circ < 42^\circ$ )
<b>II тектоно-метаморфический цикл</b>						
37 38	$D_7^2$	$M_7^2$	$Гр_{70-73}^1 + Би + Пл + Кв + КШШ + Гр_{ф}$	$Гр^1$ ( $n = 1,790-1,793$ ) - с включениями $Кв$ ; $Би$ -	Различно ориентированные ксенолиты размерами от 10-	Текстура гнейсов массивная, ориентировка ксенолитов

Номер образ-ца	Фаза дефор-мации	Индекс форма-ции	Минеральные ассоциации	Генерации минера-лов, показатели преломления	Геологическое по-ложение	Структурные формы
39				красно-коричневый с желтым оттенком	20 см до 1 м в синорогенных грани-тоидах $\gamma_2^2$	чаще всего $\beta 140^\circ < 50^\circ$ , иногда раз-личная
40	$D_1^2$	$M_1^2$	То же	То же	Скиалит субстрата в раннеорогенных полосчатых мигма-титах $\gamma_1^2$ , пересе-каемых ветвящимися жилками гранатовых гранитов $\gamma_3^2$	$S_1^2 - \gamma_1^2$ - полосча-тость мигматизации ( $\beta 50-60^\circ < 50-70^\circ$ ); $S_2^2$ - секущие кварц-полевошпатовые про-жилки ( $\beta 90 < 65^\circ$ ); $S_3^2$ - секущие жилы $\gamma_3^2$ ( $\beta 50-60^\circ < 50-70^\circ$ )
41	$D_1^2$	$M_2^2$	Би <sup>2</sup> +Грф <sup>1</sup> +Пл <sup>1</sup> рел <sup>+</sup> +Кв+Пл <sup>2</sup> <sub>вт</sub>	Пл <sup>1</sup> дробится и це-ментируется Би <sup>2</sup> +Грф; Пл <sup>2</sup> и Кв "съедакт" $S_2^2$	Оба образца пред-ставляют пачку тонко перемежаю-щихся пород, пере-секаемых послойно-ми жилами пегмато-идных гранитов мощностью 3-6 м. Мощность отдель-ных полос: $M_2^2$ - 0,5-2,0 м; $M_2^2$ - 1-4 м	$S_2^2$ - реликтовая Би с Би <sup>2</sup> и Грф в $M_2^2$ , обшая грубая полос-чатость ( $\beta 135-140^\circ < 70-75^\circ$ ). Текстура $M_2^2$ мас-сивная
42		$M_{26}^2$	МП+Пл+Ск <sub>вт</sub> +Ка <sub>вт</sub> +Сф+Мт+Грф+Би <sup>2</sup> рел	Сф развивается по Мт и МП, Ск - по Пл		
43	$D_1^2$	$M_1^2$	Гр <sup>1</sup> +Би <sup>1</sup> +Пл+Кв+КШН+Грф	Гр <sup>1</sup> - с включения-ми Кв; Би и Пл кор-родируют Гр <sup>1</sup>	Линза-булина в зо-не бластомилонити-зации и мигматиза-ции $M_2^2 - \gamma_1^2$ . Мощ-ность 1,0 м	$S_1^2$ - внутренняя сланцеватость, про-слеживающаяся по
44	$D_2^2$	$M_2^2 - \gamma_1^2$	Гр <sup>1-2</sup> +Би <sup>2</sup> +Пл+Кв+КШН+Грф+Би <sup>3</sup>	Псевдоморфозы зеле-ного Би <sup>3</sup> по Гип (?) I цикла	Переходная зона между мурафской серией и скало-польской толщей. Перемежаются с клинопироксеновы-ми гнейсами $M_2^2$ .	Би <sup>1</sup> и Грф $S_2^2$ - внешняя полос-чатость мигматиза-ции $\gamma_1^2$ и послойно-секущих жил $\gamma_3^1$ ( $\beta 115^\circ < 25^\circ$ ) $S_2^2$ - сланцеватость с Би и Грф в биотит-гранат-гиперстено-вых гнейсах ( $\beta 335^\circ < 70^\circ$ ), реликтовая ориентировка Грф в дву- и клинопирок-сеновых гнейсах; $S_3^2$ - система трещин, контролирующих квар-цевые жилы с голубо-вато-серым Кв ( $\beta 90 < 70^\circ$ ); $\gamma_3^3$ - поло-го залегающая почти горизонтальная пег-матитовая жила, при-уроченная к нальвиу
45						
46	$D_2^2$	$M_{26}^2$	МП+Пл+Кв+Сф+Грф+	Гр <sup>1</sup> - корродирован-ные зерна, огибае-мые $S_2^2$ с Грф и Би <sup>2</sup> ; Би <sup>2</sup> замещает-ся посткинematиче-ским Гип <sup>1</sup> , содержа-щим включения Би <sup>2</sup> и Гр <sup>1</sup> ; каемки Гип <sup>1</sup> и Гр <sup>1</sup> ; Гип и МП образуют псевдо-морфозы по Гр <sup>1</sup> и Би <sup>2</sup> ; Гр <sup>2</sup> - кино-морфные кристаллы с включениями Грф	Пачки перемежаю-щихся клинопирок-сеновых и биотит-гранат-гиперстено-вых графитсодержа-щих гнейсов. Мощ-ность отдельных полос от 20-30 см до 4-5 м. Обе раз-ности гнейсов не-равномерно и сла-бо чарнокитизиро-ваны и секутся пегматитами $\gamma_3^3$	
47	$D_2^2$	$M_2^2 - M_3^2$	+Мт+Ка+Гип <sub>вт</sub>			
48*	$D_2^2$	$M_{2a}^2 - M_3^2$	Гр <sup>1-2</sup> +Би <sup>2</sup> +Пл+Кв+КШН+Грф+Би <sup>2</sup>			
49						
50*	$D_2^2$	$M_{20}^2$	Гип <sup>1</sup> <sub>52</sub> +МП <sup>1</sup> <sub>43-46</sub> +Пл <sub>52</sub> +Би <sup>2</sup> рел <sup>+</sup> +Кв+Грф+Мт+Би <sup>2</sup> <sub>вт</sub>	Структуры замеше-ния между пироксе-нами (МП → Гип)	Тонкоперемежающие-ся полосы графит-содержащих гипер-стеновых и мелано-кратовых биотит-гранатовых гней-сов (мурафская се-рия)	$S_2^2$ - петрографиче-ская полосчатость и графит-биотитовая сланцеватость (плос-кости бластомилонити-зации в гранат-биотитовых гнейсах ( $\beta 150^\circ < 75^\circ$ ))
51*	$D_{2-3}^2$	$M_3^2$	Гр <sup>2</sup> <sub>80</sub> +Би <sup>2</sup> <sub>49-51</sub> +Пл <sub>24-26</sub> +КШН+Кв+Грф	Гр <sup>2</sup> ( $n = 1,805-1,810$ ) - образует округлые сплошные зерна с включения-ми Би и Грф		

Номер образ-ца	Фаза дефор-мации	Индекс форма-ции	Минеральные ассоциации	Генерации минера-лов, показатели преломления	Геологическое по-ложение	Структурные формы
52	$D_2^2$	$M_{25}^2$	Би <sup>2</sup> <sub>рел</sub> +Гип+МП+Пл+Грф+Кв	Гип образует псевдоморфозы по Гр (?)	Полосы двупроксе-новых гнейсов, перемежающиеся с указанными выше гранат-биотитовы-ми гнейсами и лей-кократовыми грани-тами	$S_2^2$ - грубая полос-чатость и сланцева-тость, фиксируемая по Би <sup>2</sup> <sub>рел</sub> и удлинен-ным зернам пироксе-нов
53	$D_2^2$	$M_{26}^2$	МП+Пл <sub>33-37</sub> +Кв+Сф <sup>+</sup> +Грф+Ск <sub>вт</sub> +Вол <sub>вт</sub>	Грф содержится в виде включений; Вол и Ск наложен-ные и контролируру-ются плоскостями Би <sub>2</sub> <sup>3</sup> III цикла	Толща клинопирок-сеновых гнейсов, пересекаемая ступ-пенчатыми жилами гранитов $\delta_2^2$ и по-лосами клинопирок-сеновых гнейсов $M_{25}^3$	$S_2^2$ - полосчатость базификации II цик-ла ( $\delta$ 20-30° < 60-70°); $S_3^2$ - разрывы, контролирующие жи-лы $\delta$ 135-145° < 5-75°; $S_2^3$ - секущие зоны биотит-диопси-довых пород III цикла ( $\delta$ 355° < 75°)
56	$D_2^2$	$M_{25}^2$	Гип <sub>39-42</sub> +МП <sub>70-85</sub> <sup>+</sup> +Рог <sub>34-36</sub> (вт) <sup>+</sup> +Би <sub>30-33</sub> (рел) <sup>+</sup> +Пл <sub>30-43</sub> +Мт	Би <sup>2</sup> контролируется плоскостями Би <sub>2</sub> <sup>2</sup> и замещается МП, ко-торый последова-тельно замещается Гип и Рог желтова-то-бурого цвета	Полосы, зоны или линзы вторичных биотит-роговооб-мажковых пород и амфиболитов, се-кущие формации $M_{25}^2 - \delta_1^1$ и $\delta_2^1$ I цикла. Мощность от 1 до 2,5 м	$S_2^2$ - разрывы, конт-ролирующие образо-вание амфиболитов $M_{26}^2$ . Ориентировка $S_2^2 - \delta$ 180-200° < 75-80°
58	$D_2^2$	$M_{25}^2$	Гип+МП+Рог+Би <sub>рел</sub> <sup>+</sup> +Пл+Кв+Мт	Схема замещения ми-нералов: Би → Рог →	Ксенолиты в аляс-китовых гранитах $\delta_3^2$	Ксенолиты смещены друг относительно
				Ди → Гип → Пл		друга или приуроче-ны к разрывам $\delta$ 313° < 60°, $\delta$ 90° < 20-30°
60	$D_2^2$	$M_{26}^2$	Гип <sub>58</sub> <sup>1</sup> +Рог <sub>47</sub> <sup>1</sup> +МП <sub>45</sub> <sup>1</sup> ±Гр <sub>69</sub> +Пл <sub>42</sub> +Мт	Симплектиты Гип+Пл вокруг Рог <sup>1</sup>	Реликтовые полосы мощностью 20-40 см в лептинитах $\delta_3^3$	$S_2^2$ - грубая полос-чатость вследствие перемежаемости маг-нетит-пироксеновых гнейсов и амфиболи-тов
61	$D_2^2$	$M_3^2$	Би+Пл+Гр <sup>2</sup> +Кв+Грф <sup>+</sup> +Мт	Гр <sup>2</sup> - с включения-ми Кв и Би	Линза мощностью 40-80 см из зоны дробления, секущей формации $M_{25}^2 - \delta_1^1$ и $\delta_2^1$ I цикла	Общая ориентировка линзы субширотная. Под микроскопом видны структуры растрескивания и Би ( $S_3^2$ )
62	$D_2^2$	$M_3^2$	Би+Гип+Гр <sup>2</sup> +Пл <sup>1</sup> +Грф+Шп+Мт+Пл <sup>2</sup>	Схема замещения ми-нералов: Пл <sup>1</sup> → Би → (Гип+Гр) → (Шп+Мт) → Пл <sup>2</sup>	То же	То же
63	$D_2^2$	$M_{25}^2$	Гип <sup>1</sup> +Би+Пл+Кв+Грф+МП <sup>1</sup> +Гип <sup>2</sup>	Схема образования минералов: Пл → (Би+Грф) → (Гип <sup>1</sup> +МП) → Гип <sup>2</sup> ; Гип <sup>2</sup> образует каемки во-круг Гип <sup>1</sup> и МП	Зона катаклаза и дробления в аляс-китах $\delta_2^1$ и черно-катах $M_2^1 - \delta_1^1$ ; кро-ме того, четыре та-кие же зоны мощно-стью от 10 до 50 см	$S_2^2$ - явные плоско-сти Би с Би и Грф. Ориентировка зон: $\delta$ 135-140° < 70-75°
64	$D_{2-3}^2$	$M_{2-3}^2$	Би <sup>2</sup> +Грф+Шп+Гр <sup>1-2</sup> +Пл+КШ <sub>вт</sub> <sup>1</sup> +Гип <sub>вт</sub> <sup>2</sup>	Гр ( $n = 1,789-1,794$ ); Гр <sup>1</sup> - круп-ные зерна с включе-ниями Пл, Би и Грф; Гр <sup>2</sup> - внешние зоны и отдельные крис-таллы с включениями Шп. Гип - II цикла	Зоны рассланцевания и дробления в комп-лексе чернокит-мш-матитов $M_2^1 - \delta_1^1$ I цикла	$S_2^1$ - полосчатость мигматизации I цик-ла внутри будин; $S_3^1$ - кварцевые про-жилки I цикла

Номер образца	Фаза деформации	Индекс формации	Минеральные ассоциации	Генерации минералов, показатели предомножения	Геологическое положение	Структурные формы
65 66	$D_2^{1-2}$	$M_2^1 - \gamma_1^1$	$Би^1_{\text{ред}} + Гип^1 + Шл^1 + Кв + КШШ + Мт + Би^2 + Грф + Шл^2$	Гип <sup>1</sup> I цикла с реликтами $Би^1$ , пересекается плоскостями $Бл^2$ с $Би^2$ и Грф II цикла	Остатки-будины I цикла с автономной сложной складчатой структурой (см. рис.3) в указанных выше зонах $Бл$ II цикла	$D_4^1 - F_1^1$ - складки, в которые сматы кварцевые прожилки внутри будин; $S_2^2 - S_{2-3}^2$ - грани будин, рассланцевание и $Бл$ II цикла с $Би^2$ , Грф и Шп ( $\beta$ 30-40° < 75-80°)
67	$D_2^2$	$M_2^2$	$Мп + Шл + Кв + Сф + Сх_{\text{вт}} + Ка_{\text{вт}}$	Каемки Мт вокруг Сф	Полосы и пачки $S_2^2$ , перемежающиеся зонами рассланцевания $S_3^2 - M_3^2$ . Мощность полос от 1 до 80-100 м	$D_4^2 - F_4^2$ - складки, деформирующие $S_3^2$ ( $\Delta$ - 340° < 75°; ОП - $\beta$ 70-80° < 85-95°)
68	$D_{1-2}^2$	$M_{1-2}^2$	$Гр + Би + Шл + Кв + Грф$	Гр <sup>1</sup> - корродированные Кв зерна, огибаемые $S_2^2$ ; Гр <sup>2</sup> (редко) - с включениями Грф	Различно ориентированные ксенолиты в синорогенных гранитах $\gamma_2^2$ . Размеры ксенолитов от 10 см до 1 м	$S_2^2$ - рассланцевание с Би и Грф, наложенное на массивные гнейсы $M_1^1$ и срезаемые контактами массивных гранитов $\gamma_2^2$ ( $\beta$ 150° < 68°)
69	$M_{2-3}^2$	$M_1^2 - \gamma_1^2$	$Гр^{1-2} + Би + Шл^1 + Шл^2 + Кв + КШШ + Грф$	То же	То же	$S_3^2$ - прожилки лейкосомы, мигматизирующие гнейсы $M_1^2 - M_2^2$ ; $F_3^2$ - тесно сжатые и изокли-
70 71	$D_{2-4}^2$	$M_1^2 - \gamma_{1-2}^2$	$Гр^{1-2} + Би + Шл^1 + Шл^2 + Кв + КШШ + Грф$	Гр <sup>1</sup> - корродированные Кв зерна; Гр <sup>2</sup> - внешние зоны и отдельные кристаллы с включениями Би и Грф	Толща мигматизированных гнейсов формации $M_1^2 - M_2^2$ с ветвящимися жилами лейкократовых гранитов $\gamma_3^2$ (позднеорогенных)	нальные складки мигматитов $\gamma_1^2, S_2^2$ - реликтовые плоскости $Бл$ с Би и Грф; $S_3^2$ - полосчатость мигматизации ( $\Delta$ 50-60° < 60°); $S_4^2$ - система прожилок, секущая $\gamma_7^2$ ( $\Delta$ 90° < 40°)
72 73 74	$D_{3-4}^2$	$\gamma_2^2$	$Гр^{1-2} + Би + Шл + КШШ + Кв + Грф + Мт$	Гр <sup>1</sup> ( $n = 1, 788 - 1, 793$ ); Гр <sup>2</sup> ( $n = 1, 794 - 1, 798$ )	Крупный массив размерами в несколько километров, несогласный по отношению к формациям $M_1^2, M_2^2 - \gamma_1^2$	Текстура пород массивная с реликтовыми структурами $Бл$ и расстрескивания ( $S_2^2 - S_3^2$ ); $S_3^2$ - грубая отдельность ( $\beta$ 90-110° < 30-60°)
75	$D_{3-4}^2$	$\gamma_2^2$	$Гр + Би + Шл + Кв + КШШ + Кор_{\text{ред}} + Фл_{\text{вт}} + Грф + Сп_{\text{вт}}$	Кор - реликтовые зернышки в псевдоморфозах Сп, Би и Фл, удлиненных по $S_3^2$	То же	$S_3^2$ - реликтовые структуры расстрескивания и $Бл$ , фиксируемые по Би и Грф
76	$D_{3-4}^2$	$M_3^2$	$Гр^1 + Шл + Би + Грф + Шп + КШШ + Гр^2$	Гр - зерна, замещающие Би с Грф и Шп; Гр <sup>2</sup> - краевые зоны с включениями $Би^3$ , Шп и Грф	Реликтовая зона бластомylonитизации в том же массиве, в его приконтактовой части на границе с формациями $M_1^1 - M_2^1$	$S_3^2$ - структуры $Бл$ и $Рс$ , фиксируемые по $Би^3$ , Гр и Шп ( $\beta$ 160° < 75°)
77	$D_{3-4}^2$	$M_3^2$	$Би + Гип + Шл + КШШ + Грф + Кв_{\text{ред}}$	Кв - отдельные реликтовые зерна	То же	$S_3^2$ - реликтовые структуры $Бл$ и $Рс$
78	$D_{3-4}^2$	$M_3^2$	$Би^1 + Гр^2 + Шл + КШШ + Кв + Грф + Би^2$	$Би^2$ - мелко- и тонкозернистые агрегаты землистого цвета по Гип (?)	То же	$S_3^2$ - плоскости $Бл$ с $Би^1$ и Грф

Номер образ-ца	Фаза дефор-мации	Индекс форма-ции	Минеральные ассоциации	Генерации минера-лов, показатели преломления	Геологическое по-ложение	Структурные формы
79	$D_{3-4}^2$	$J_2^2$	Би <sup>3</sup> +Гр <sup>2</sup> +Пл+КШ+ +Кв+Грф	Мелкие ксенолиты жильного кварца. Графитизация Би. Реликтовая Би с Грф в кварц-полевошпатовых агрегатах	Массив до 1 км с различно ориентированными ксенолитами $M_1^2, M_2^2$ и $J_2^2$ с останцами эндробит-мигматитов $J_1^2$	$S_2^2$ - реликтовые волнистые плоскости Би ( $\Delta 70-80^\circ < 40-50^\circ$ ). Синхронные складки $F_2^2$ мигматитов $J_1^2$ в ксенолитах
80*	$D_4^2$	$J_2^2$	Гип+Гр <sub>82-88</sub> + +Би <sub>65-67</sub> +Пл <sub>30</sub> + +КШ+Кв+Мт	Гр ( $n = 1,808-1,809$ )	Небольшой discordантный массив $J_2^2$ с округлыми, различно ориентированными ксенолитами $M_2^2 - J_1^2$	Текстура гранитов массивная
81	$D_2^2$	$M_{2a}^2$	Гип <sub>64-67</sub> +Пл+Кв+ +Мт+Би <sub>рел</sub>	Би - отдельные реликтовые чешуйки в Гип	Различно ориентированные ксенолиты в $J_2^2$	$S_2^2$ - сланцеватость внутри ксенолитов
82	$D_5^2$	$J_3^2$	Гр+Би <sub>рел</sub> +КШ+Кв+ +Пл <sub>рел</sub>	Гр и КШ - посткинematические	Секущиеся, ветвящиеся жилы в полимигматитах $J_2^2$ ; мощность жил 0,5-5,0 м	$S_2^2$ - разрывы, определяющие ориентировку жил ( $\Delta 40-60^\circ < 30-60^\circ$ )
84	$D_5^2$	$J_3^2$	Гр <sub>69-78</sub> +КШ+Пл <sub>рел</sub> + +Би <sub>рел</sub> +Кв+Пл+Грф	Гр ( $n = 1,797-1,803$ )	Массив размерами в несколько сотен метров с реликтами гнейсов формации $M_2^2$	В обнажении текстура пород пятнистая, под микроскопом - массивная с реликтовыми плоскостями $Pc (S_2^2)$
86	$D_{4-5}^2$	$M_3^2 - J_2^2$	Гр <sub>72-77</sub> +Би+Пл+ +КШ+Кв+Грф+Сер <sub>вт</sub>	Гр ( $n = 1,797-1,803$ )	Тектонический клин между областями развития пород I и II циклов	$S_2^2$ - гранулитовая текстура и реликты субстрата ( $\Delta 140^\circ < 40^\circ$ ); $S_3^2 - \Delta 190-200^\circ < 60-70^\circ$
87						
88	$D_{4-5}^2$	$J_3^2$	Гр+Би <sub>рел</sub> +КШ+Кв+ +Пл <sub>рел</sub>	Би - красновато-коричневый; Кв - серовато-голубой	Линзовидные выделения в пачке мигматитов $M_3^2 - J_1^2$ ; мощность 0,2-0,8 м	$S_2^2$ - реликтовая сланцеватость, фиксируемая по стяжениям Би и Гр
89	$D_5^2$	$J_3^2$	Би+КШ+Пл+Кв+Грф	То же	Discordантный по отношению к $M_2^2$ , $J_1^2$ и $J_2^2$ массив размерами несколько сотен метров	Текстура аляскитов массивная. Крупные останцы ориентированы: $\Delta 150^\circ < 70^\circ (S_2^2)$ и $\Delta 80^\circ < 65^\circ (S_3^2)$
90	$D_{4-5}^2$	$J_3^2$	КШ+Пл+Кв+Гип+ +Мл+Грф+Би	Характерно присутствие в некоторых случаях Грф, реликтовых пироксенов. Кв - темносерый	Ступенчатые, ветвящиеся жилы аляскитов и окварцованных пород в формации $M_{2a}^2$ ; мощность жил от 0,5 до 10 м	$S_2^2$ - плоскости разрывов жил - $\Delta 20-25^\circ < 60^\circ$ ; $S_3^2$ - разрывы, контролируемые жилы двух направлений: $\Delta 120-140^\circ < 40-60^\circ$ и $\Delta 40-50^\circ < 60-80^\circ$
91						
92	$D_6^2$	$J_{3a}^2$	КШ+Кв+Мл+Пл+Сф+ +Мт+Рог	Реликты Мл и Пл; Сф - устойчив и развивается за счет Мл	Пачки кварц-полевошпатовых и окварцованных пород с реликтами клинопироксеновых чарнокитов $J_2^2$ ; мощность до нескольких сот метров	$S_2^2$ - полосы "лептинитов" в чарнокит-мигматитах ( $\Delta 130^\circ < 80^\circ$ ) и внутренняя гранулитовая структура в секущих жилах аплитовидных

Номер образ-ца	Фаза дефор-мации	Индекс форма-ции	Минеральные ассоциации	Генерации минера-лов, показатели преломления	Геологическое по-ложение	Структурные формы
93	$D_5^2$	$S_{3a}^2$	Би+Пл+КПШ+Кв+Грф+ +Пр+Мт	Пр, замечаемый Мт (каемки, реликты и пр.)	Жилообразные вы- деления мощностью до 0,5 м, секущие позднеорогенные пятнистые грани- ты $S_3^2$	гранитов ( $\Delta 50^\circ$ $\angle 40-50^\circ$ , $\sigma 90^\circ$ $\angle 50^\circ$ ) $S_2^2$ - ориентировка жилы и полосчато- сти, параллельной контактам ( $\Delta 210^\circ$ $\angle 70^\circ$ )
<b>III тектоно-метаморфический цикл</b>						
94 95	$D_1^3$	$M_1^3$	Пл <sup>1-2</sup> <sub>16-20</sub> +Кв+Би+ +Грф+КПШ+Пр	Би и Грф - реликто- вые в Кв и Пл <sup>2</sup> ; Пр - зональный	Различно ориенти- рованные ксеноли- ты и останцы в аляскаитах $S_2^3$	$S_7^3$ - реликтовая сланцеватость с Би и Грф; $F_2^3$ - складки, сминающие $S_7^3$ в ксе- нолитах
96 97	$D_1^3$ $F_1^2$	$M_2^3$	Би <sup>2</sup> <sub>26-28</sub> +МП <sup>2</sup> <sub>32-35</sub> + +Пл <sup>2</sup> <sub>рел</sub> +Ск <sup>2</sup> <sub>вт</sub> +КПШ+Кв	Би - коричневый, замещается зернами МП, затухивающи- ми $S_1^3$	Зона дробления субширотного про- стирания, пересе- кающая аплитовид- ные граниты $S_2^3$ с Грф	$S_2^3$ - сланцеватость биотит-клинопирксе- новых пород в зоне разлома ( $\Delta 350-355^\circ$ $\angle 70-75^\circ$ )
98	$D_2^3$	$M_{2b}^3$	МП <sup>2</sup> +Пл+Ск <sup>2</sup> <sub>вт</sub> +Вол <sup>2</sup> <sub>вт</sub> + +Кв+Ка <sup>2</sup> <sub>вт</sub> +Сф+МП <sup>1</sup> <sub>±</sub> ±Би <sup>2</sup> <sub>рел</sub>	Каемки МП <sup>2</sup> вокруг МП <sup>1</sup> ; Вол содержит реликты МП <sup>2</sup> в мел- козернистой ката- кlastической тка- ни; каемки голубой	Отдельные зоны мощностью до не- скольких метров, согласные с био- тит-клинопирксе- новыми породами и пересекающие кли-	$S_3^3$ - грубая полосча- тость клинопирксе- новых гнейсов; $S_3^3$ - бластомилонитизация, с которой связаны Ск и Вол ( $\Delta 340-$
				Рог вокруг МП <sup>2</sup>	нопироксеновые гнейсы II цикла	$350^\circ \angle 75^\circ$ ); $S_3^3$ - плоскости скольже- ния, смещающие ска- полит-воластонито- вые породы
99 100	$D_2^3$	$M_2^3$ - $M_{2b}^3$	Би+МП+Пл <sup>2</sup> <sub>рел</sub> +Грф+ +Сф <sup>2</sup> <sub>вт</sub> +Кв+Мт	Би <sup>2</sup> - коричневый; Сф развивается по Грф и Ди. В релик- тах чарнокитов Би - красный, с Грф (Би <sup>1</sup> ). Схема эволюции: (Пл+Гип <sup>1</sup> ) → (Би <sup>1</sup> + +Грф) → Гип <sup>2</sup> → Би <sup>2</sup> → Мт	Реликтовый участок размерами 4x7 м в диопсид-скаполит- плагноклазовых по- родах, которые со- держат реликты синорогенных чар- нокитов и бласто- милонитов II цикла с Грф.	$S_2^3$ - плоскости Би и Рс, по которым вы- деляются Би <sup>2</sup> и МП; $F_3^3$ - складки, сми- нающие плоскости $S_2^3$ ; шарниры имеют крутое падение на ЮБ
101	$D_2^3$	$M_{2b}^3$	Ск+МП+Пл <sup>2</sup> <sub>рел</sub> +Кв <sup>2</sup> <sub>рел</sub> + +Сф+Ка <sup>2</sup> <sub>вт</sub> +Мт <sup>2</sup> <sub>рел</sub>	Коррозия Пл, МП и Кв агрегатами Ка+Ск	Толща мощностью 150-200 м	$S_2^3$ - полосчатость, обусловленная Би и синхронной с ней скаполитизацией ( $\Delta 50-55^\circ \angle 70-75^\circ$ )
102	$D_2^3$	$M_{2b}^3$	МП+Ск+Пл <sup>2</sup> <sub>рел</sub> +Кв <sup>2</sup> <sub>рел</sub> + +Сф+Ка <sup>2</sup> <sub>вт</sub>	Каемки Ка вокруг МП	Породы, вмещающие останец чарнокитов $S_2^1$ - $S_2^2$	$S_2^3$ - полосчатость, обусловленная нерав- номерной скаполити- зацией
103	$D_2^3$	$M_2^3$	Пл <sup>1</sup> +Би <sup>2</sup> <sub>вт</sub> +Пл <sup>2</sup> + +КПШ+Кв	Би по $S_2^3$ - корич- невый с зеленова- тым оттенком	Зоны рассланцева- ния в эндерфит- мидматитах I цик- ла $M_2^1$ - $S_1^1$	$S_2^3$ - плоскости бла- стомилонитизации с Би ( $\Delta 160^\circ \angle 45^\circ$ )
104	$D_2^3$	$M_2^3$	Гип <sup>2</sup> <sub>рел</sub> +Пл+Кв+ +Би <sup>2</sup> <sub>вт</sub> +Мт	Реликтовый Гип <sup>1</sup> I цикла	Зоны рассланцева- ния, залегаемые лептинитами	$S_2^3$ - плоскости Би с коричневым Би <sup>2</sup> <sub>вт</sub>
105	$D_2^3$	$M_{2a}^3$	Би+Гип+Пл+КПШ+Кв	Схема замещения ми- нералов: Би → Гип → (Пл+Кв) → КПШ; Би - коричневый	Зона разлома (бла- стомилонитизации) в чарнокитах и лептинитах I цикла	$S_2^3$ - реликтовая сланцеватость в кварц-полевошпато- вом материале, син-

Номер образ-ца	Фаза дефор-мации	Индекс форма-ции	Минеральные ассоциации	Генерации минера-лов, показатели преломления	Геологическое по-ложение	Структурные формы
106 <sup>ЖЖ</sup> 107 <sup>ЖЖ</sup>	$D_3^3$ $D_3^3$ 4-5	$M_3^3$ $M_3^3$ 1-3	Би <sup>2</sup> <sub>32-34</sub> +Гип <sup>1</sup> <sub>41-42</sub> + +Кор <sup>2</sup> <sub>22-24</sub> +Пл <sup>1</sup> <sub>рел±</sub> ±Гр <sup>2</sup> <sub>62-70(рел)</sub> +Кв <sup>1</sup> +КШШ+Пр+Би <sup>1</sup> +Шп± ±Сил	Кв - докинематиче- ский; Би <sup>2</sup> - синки- нематический, кор- ичневый, замеща- ется Гип, а затем посткинематически- ми Кор+КШШ; Гр ( $n = 1,786-1,794$ )	Полосы чарнокитов и гиперстен-кор- диеритовых гнейсов оггибают жилы брек- чированных пегма- тоидных гранитов и аляскитов с голу- бым Кв ( $n^2 - ?$ )	сируемая по Би и удлиненным зернам Гип ( $\Delta 135^\circ < 45^\circ$ ) $S_2^3$ - плоскости Бл, контролирующие об- разование Би <sup>2</sup> и Гип; $S_3^3$ - плоско- сти Бл, контроли- рующие Кор+КШШ
108 109 110 <sup>ЖЖ</sup>	$D_3^3$ 3-4	$M_1^3$ $M_2^3$	Гр <sup>1</sup> <sub>рел±</sub> +Пл <sup>1</sup> <sub>рел±</sub> +Кв <sup>1</sup> <sub>1-2</sub> + +КШШ <sup>1</sup> <sub>1-2</sub> +Би <sup>2</sup> +Кор <sup>2</sup> <sub>вт</sub>	Гр ( $n = 1,788-1,784$ ) - крупные зерна, корродиро- ванные Кв <sup>1</sup> +Пл <sup>1</sup> ; Би <sup>2</sup> → Кор+КШШ <sup>2</sup>	Тонкое чередование с гиперстен-кор- диеритовыми гней- сами и чарнокитами	$S_2^3$ - сланцеватость, прослеживаемая по Би <sup>2</sup> и оггибающая "булины" Гр <sup>1</sup> , Пл <sup>1</sup> , Кв <sup>1</sup> и КШШ <sup>1</sup> $S_2^3$ - реликтовые плоскости с Би <sup>3</sup> , $S_3^3$ - полосчатость мигматизации $M_1^3$ - $\Delta 140^\circ < 50^\circ$
111 112	$D_3^3$	$M_2^3$ $M_1^3$	Би <sup>2</sup> +Гип <sup>2</sup> +Пл <sup>1</sup> +Кв+ +Пл <sup>2</sup> +КШШ	Би → Гип → (Пл <sup>2</sup> +Кв) То же		$S_2^3$ - реликтовые плоскости с Би <sup>3</sup> , $S_3^3$ - полосчатость мигматизации $M_1^3$ - $\Delta 140^\circ < 50^\circ$
113 <sup>ЖЖ</sup> 114 115	$D_3^3$ 2-3	$M_2^3$ $M_2^3$	Гип <sup>2</sup> <sub>42-46</sub> +МШ <sup>2</sup> <sub>31-34</sub> + +Рог <sup>2</sup> <sub>37-40(рел)</sub> + +Би <sup>2</sup> <sub>32-35(рел)</sub> + +Пл <sup>1</sup> <sub>74-80</sub> +Мт <sub>вт</sub>	Реликты - включе- ния Би <sup>2</sup> и Рог <sup>2</sup> в пироксенах и пла- гиоклазе; Рог <sup>2</sup> - темно-зеленая по Ng	В зоне этого же разлома. Переме- жаются с $M_2^3$ и чарнокит-мигматит- тами $M_2^3$ - $M_1^3$	Текстура массивная; $S_2^3$ - реликты слан- цеватости с Би <sup>2</sup> ; $S_3^3$ - плоскости Бл с Мт
116 117	$D_4^3$	$M_2^3$ (?)	Гип <sup>2</sup> +Би <sup>2</sup> <sub>рел</sub> +Пл+КШШ+ +Кв+Мт <sub>вт</sub> +Мус+Ка	Би <sup>2</sup> - коричневый, реликты в порфири- блестах Гип <sup>2</sup>	Небольшое жилько- образное обособле- ние, пересекающее сланцеватость-полос- чатые лептиниты $M_2^3$ I цикла	Текстура пород мас- сивная
118	$D_3^3$ 5	$M_3^3$ $M_3^3$	Пл+КШШ+Кв+Би <sup>2</sup> <sub>рел±</sub> ±Гип <sub>рел±</sub> +Мт <sub>вт</sub>	Би - коричневый, отдельные реликто- вые чешуйки в кварц-полевошпато- вых агрегатах	Мощная зона лепти- нитов, включающая останец полидефор- мированных и поли- метаморфических пород $M_3^3$ - $M_2^3$ - $M_1^3$	$S_2^3$ - реликтовая сланцеватость с Би и Гип; реликто- вые полосы гранито- гнейсов и эндрей- тов $\Delta 140^\circ < 50^\circ$
119 <sup>ЖЖ</sup>	$D_3^3$ 4-5	$M_3^3$ $M_3^3$	КШШ+Кв+Пл <sup>1</sup> <sub>21-24</sub> +Кор <sup>2</sup> <sub>20-32</sub> + +Гип <sub>рел±</sub> +Би <sub>рел</sub>	Гип замещается ар- регатам Кор+КШШ+Кв	Приконтактная часть указанной выше зоны, примы- кающая к гипер- стен-кордиерито- вым породам $M_3^3$	$S_2^3$ - реликтовая сланцеватость $\Delta 140^\circ < 50^\circ$

\* Состав минералов приведен по данным силикатных анализов.

ЖЖ То же, микронзондовых анализов.

Примечание. Породы: 1, 2 - биотитовые гнейсы, blastsмилониты; в 0,5 км ниже Скалопольской ГЭС; 3 - биотитовый гнейс; р. Мурафа, западная окраина с. Мазуровка; 4 - гранат-гиперстеновый гнейс; р. Мурафа, в 0,5 км южнее Скалопольской ГЭС; 5 - гранатовый эндрейт; р. Мурашка, с. Писаревка; 6-8 - гиперстеновые гнейсы и эндрейт-мигматиты (±Гр); там же; 9 - палеосома или субстрат гранат-биотитового мигматита; 10 - пироксеновый кристаллосланец; р. Мурафа, в 0,5 км южнее Скалопольской ГЭС; 11 - амфиболит; в 0,7 км ниже Скалопольской ГЭС; 12<sup>ЖЖ</sup> - роговообманко-двупироксеновый кристаллосланец метабазальтного облика; там же, Молдавский карьер; 13<sup>ЖЖ</sup> - двупироксеновый гнейс; р. Мурафа, в 0,5 км южнее Скалопольской ГЭС; 14, 15 - гранат-гиперстеновые гнейсы; там же; 16 - мигматизированный гранат-гиперстеновый гнейс; там же; 17<sup>ЖЖ</sup> - гиперстеновый гнейс; там же; 18, 19 - мигматизированные гиперстеновые гнейсы; там же; 20<sup>ЖЖ</sup> - средне- и крупнозернистый гранатовый чарнокит; там же; 21 - гранат-кордиеритовый гранодиорит; там же; 22<sup>ЖЖ</sup> - эндрейт; там же; 23, 24 - средне- и крупнозернистые гранатовые чарнокиты; 25<sup>ЖЖ</sup> - 27 - глиноземистые метасоматиты; там же; 28 - гранатовый чарнокит; там же; 29<sup>ЖЖ</sup> - среднезернистый чарнокит; там же; 30 - массивные средне- и крупнозернистые чарно-

киты; р. Мурафа, с. Мазуровка; 31, 32 - полевошпат-кварцевые породы; р. Мурафа, в 0,5 км ниже Скалопольской ГЭС; 33 - пегматит; р. Мурафа, с. Мазуровка; 34-36 - окварцованные породы и магнетитовые плагиогнейсы; р. Мурафа, с. Садковцы; 37-40 - гранат-биотитовые гнейсы; 37 - р. Мурафа, 1 км, севернее с. Вилы Яругские; 38, 39 - р. Мурашка, между селами Писаревка и Политанки; 40 - р. Лозовая, с. Косы; 41 - графит-биотитовый blastsомилонит; р. Мурафа, между селами Скалополь и Вилы Яругские; 42 - клинопироксеновый гнейс; там же; 43 - графитсодержащий биотит-гранатовый гнейс; р. Мурафа, между селами Должок и Скалополь; 44, 45 - мигматизированные биотит-гранатовые гнейсы; там же; 46, 47 - клинопироксеновые гнейсы; р. Мурафа, между селами Должок и Вилы Яругские; 48<sup>ж</sup>, 49 - биотит-гранат-гиперстеновые гнейсы; там же; 50<sup>ж</sup> - биотит-двупироксеновый гнейс; там же; 51<sup>ж</sup> - меланократовый биотит-гранатовый гнейс; там же; 52 - двупироксеновый гнейс; р. Мурашка, с. Березовка; 53-55 - клинопироксеновые гнейсы; р. Мурафа, в 3 км выше Володиевской ГЭС; 56 - биотит-роговообманковая порода; р. Мурафа, с. Мазуровка; 57<sup>ж</sup> - вторичный амфиболит; там же; 58 - 59 - амфиболиты; р. Мурафа, с. Калитинка; 60 - амфиболиты; р. Мурафа, с. Садковцы; 61 - биотит-гранатовая порода с графитом; р. Мурафа, с. Мазуровка; 62 - биотит-гранат-гиперстеновая порода; там же; 63 - двупироксен-биотитовая порода; р. Мурафа, с. Калитинка; 64 - шпинель-биотит-гранатовая порода; р. Мурафа, с. Хоменки; 65, 66 - чарнокит-мигматит; там же; 67 - клинопироксеновый гнейс; там же; 68 - расщепленный гранат-биотитовый гнейс; р. Мурафа, в 1 км севернее с. Вилы Яругские; 69 - полосчатый гранат-биотитовый мигматит; р. Мурашка, между селами Писаревка и Политанки; 70, 71 - мигматизированные гранат-биотитовые гнейсы; р. Лозовая, с. Косы; 72-75 - синорогенные биотит-гранатовые гранитоиды; р. Мурафа, в 1,0-1,5 км севернее с. Вилы Яругские; 76 - blastsомилонитизированная шпинель-биотит-гранат-полевошпатовая порода; там же; 77 - гнейсо-чарнокит; там же; 78 - гнейсо-гранодиорит; там же; 79 - гнейсо-гранодиорит; р. Мурашка, между селами Писаревка и Политанка; 80<sup>ж</sup> - синорогенный гранатовый чарнокит; Джуринская речка, с. Малая Дербчинка; 81 - гиперстеновый гнейс; там же; 82, 83 - позднеорогенные лейкократовые гранатовые граниты; р. Лозовая, с. Косы; 84, 85 - позднеорогенные лейкократовые граниты; р. Мурашка, с. Березовка; 86-87 - мигматизированные гнейсы; р. Мурафа, с. Черневы; 88 - поздний гранатовый лейкогранит; там же; 89 - позднеорогенный аляскит; р. Мурафа, в 2 км севернее с. Вилы Яругские; 90, 91 - позднеорогенные аплитовидные граниты; р. Мурафа, с. Володиевы; 92 - окварцованные породы и аплитовидные граниты; р. Мурафа, Рекеченский карьер; 93 - мелкозернистый биотитовый гранит; р. Мурашка, с. Березовка; 94, 95 - графитсодержащие лептиниты; р. Мурашка, с. Березовка; 96-98 - биотит-клинопироксеновые гнейсы, неравномерно скаполитизированные; р. Мурафа, с. Володиевы; 99, 100 - биотит-клинопироксеновые гнейсы (blastsомилониты); р. Мурафа, ниже с. Саянка; 101 - скаполитизированный клинопироксеновый гнейс; там же; 102 - диосид-скаполитовый гнейс; там же; 103, 104 - расщепленные чарнокиты; р. Мурафа, с. Саянка; 105 - гиперстеновый гнейс; там же; 106<sup>жж</sup>, 107 - биотит-гиперстен-кордиеритовые гнейсы (±Gr); там же; 108, 109 - раннеорогенные полосчатые чарнокит-мигматиты; там же; 110<sup>жж</sup> - мигматизированный гранат-биотитовый гнейс; 111, 112 - раннеорогенные чарнокит-мигматиты; 113<sup>жж</sup> - 115 - двупироксеновые кристаллосланцы; 116, 117 - синорогенные чарнокиты; 118 - позднеорогенные или аплитовидные граниты; 119<sup>жж</sup> - гранитизированный гиперстен-кордиеритовый гнейс.

на себя внимание докинематическая ассоциация Кв со сравнительно основным Пл. Иногда встречаются мутные, трещиноватые и корродированные биотитом зерна  $\text{Cr}^1$ , который, по-видимому, также является докинематическим и относится к реликтовым минеральным ассоциациям. Трудно сказать, каким исходным породам (гнейсам или гранитоидам) принадлежали эти ассоциации.

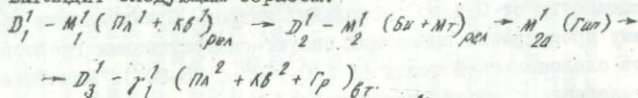
Породы и ассоциации минералов, указанные в составе формации  $M_1^1$ , отделяются от всех остальных формаций I цикла фазой деформации  $D_2^1$ , во время которой образовались биотитовые, магнетит-биотитовые и магнетитовые бластокатаклазиты  $M_2^1$ . При перекристаллизации и замещении последних сформировалась большая группа пород, объединяемых в формацию основных пород -  $M_2^1$  (биотит-гиперстеновые, гиперстеновые и двупироксеновые гнейсы, роговообманко-двупироксеновые кристаллосланцы и амфиболиты). Плоскости Бл и Рс, залеченные коричнево-красным Би ( $\pm \text{Mt}$ ), являются своеобразным репером, диагностическим признаком I тектоно-метаморфического цикла. Соотношения Би и Мт могут быть различные: чаще всего трещины в  $\text{Pl}^1$  и  $\text{Kv}^1$  выполняются Би<sup>1</sup> с примесью Мт<sup>2</sup>, реже - одним только Би<sup>1</sup>, еще реже - одним только Мт<sup>1</sup>.

Сланцеватые биотитовые и магнетит-биотитовые бластокатаклазиты ( $\pm \text{Гип}_{\text{вт}}$ ) с наименьшей посткинематической перекристаллизацией и базификацией можно выделить в подформацию  $M_2^1$ ; сланцевато-полосчатые биотит-гиперстеновые и гиперстеновые гнейсы разной степени перекристаллизации с магний-железистой базификацией - в подформацию  $M_{2a}^1$ ; массивные или близкие к массивным роговообманко-двупироксеновые гнейсы, кристаллосланцы и амфиболиты с магний-железо-кальциевой базификацией - в подформацию  $M_{2b}^1$ .

Полиметаморфическая подформация  $M_2^1$  (составляющие ее породы сложены как докинематическими минералами предшествующих формаций, так и син- и посткинематическими новообразованными минералами) занимает промежуточное положение между формацией  $M_1^1$  плагиогнейсов и лептинитов и подформациями  $M_{2a}^1$  -  $M_{2b}^1$  собственно основных пород. Биотитовые и магнетит-биотитовые бластокатаклазиты  $M_2^1$  (см. табл. 1, обр. 1-2) обнаружены в виде небольших остаточных линз и полос мощностью от 0,5 до нескольких метров. Ориентировка их согласна общему простиранию вмещающих биотит-гиперстеновых гнейсов и андербитов скалопольской толщи ( $\Delta 140-160^\circ \angle 65-80^\circ$ ). Бластокатаклазиты представляют собой рыхлые мелко- и среднезернистые породы, сложенные переменными количествами  $\text{Pl}^{1-2}$ ,  $\text{Kv}$ ,  $\text{Mkp}$  и Би<sup>1</sup> ( $\pm \text{Mt}$ ), выполняющего реликтовые трещины Бл и Рс. Встречаются единичные зерна  $\text{Cr}$  и  $\text{Op}$ .  $\text{Pl}^2$  (Анп) и  $\text{Mkp}$  связаны со следующей фазой деформации-перекристаллизации ( $D_3^1 - J_1^1$ ). Подобные породы в чистом виде отмечаются ред-

ко. Обычно  $Bi^1$  в той или иной степени замещен  $Gip^1$ , вследствие чего возникает биотит-гиперстеновые плаггиогнейсы и эндербиты.

Подформация  $M_{2a}^1$  сложена перемежающимися биотит-гиперстеновыми ( $\pm MP$ ) гнейсами. Они обычно чередуются в различной пропорции с эндербитами, вследствие чего возникают теневые эндербит-мигматиты. С одной стороны, есть постепенные переходы данной подформации к бластокатаклазитам  $M_2^1$ , с другой - отмечается перекристаллизация, связанная с мигматизацией  $J_1^1$ , наложенной, как на  $M_2^1$ , так и на Это определяет большое разнообразие петрографического и химического состава пород. Кв присутствует повсеместно, в частности в ассоциации с основным плагиоклазом типа лабрадора (табл. 1, обр. 17), и в значительной степени является реликтовым (от формации  $M_1^1$ ). Основность Пл понижается до 35-40 в мигматизированных и чарнокитизированных разностях (табл. 1, обр. 18, 19). При этом появляется вторая генерация Пл - Анп. КШШ наблюдается только в виде антипертитовых вростков. В мигматизированных гнейсах и вблизи контакта с эндербитами  $J_1^1$  наблюдаются также скелетные порфиобласты Гр с включениями Пл, Кв, Гип, Би и Мт (табл. 1, обр. 4, 14). Клинопироксен встречается спорадически, - вероятно в тех случаях, когда намечаются переходы к подформации  $M_{2b}^1$  (табл. 1, обр. 10, 13, 17). Основной типоморфный минерал подформации  $M_{2a}^1$  - гиперстен. Он образует посткинематические зерна и агрегаты зерен, развиваясь по синкинематическим Би и Мт и докинематическим  $Pl^1$  и  $Kv^1$ . При этом плоскости Бл и Рс ( $S_2^1$ ) частично наследуются, частично уничтожаются. Обычно видны включения Би, Мт,  $Pl^1$  и  $Kv^1$  в Гип, в отдельных случаях отмечены цепочечные каемки Гип вокруг этих минералов и срезание  $S_2^1$  посткинематическими выделениями Гип. Таким образом, исходные породы кислого состава подвергаются гиперстенизации, контролируемой фазой деформаций  $D_2^1$ , т.е. подформация  $M_{2a}^1$  возникает вследствие метасоматической базификации магний-железистого типа. В зависимости от интенсивности этого процесса содержание Гип изменяется от 5 до 30%. Колебания железистости Гип указаны в табл. 1. Общая схема эволюции минеральных ассоциаций выглядит следующим образом:



От гиперстеновых гнейсов (подформация  $M_{2a}^1$ ) заметно отличаются по облику и петрографическим свойствам роговообманко-двупироксеновые кристаллосланцы и примыкающие к ним амфиболиты подформации  $M_{2b}^1$ . Они ограниченно распространены ниже Скалопольской ГЭС [75, рис. 23], но составляют основной фон в окрестностях сел Мазуровка - Черневцы.

В отличие от формации  $M_{2a}^1$  они характеризуются выдержанными структурно-текстурными признаками и особенностями состава пород и минералов (табл. 1, обр. 11-12), в связи с чем они действительно напоминают метагабброиды. В частности, в них обычно наблюдаются массивная текстура и "сотовая" или полигональная структура, похожая на метагабброуэ. В отличие от сливных однотонно серых гиперстеновых гнейсов  $M_{2a}^1$  в роговообманко-двупироксеновых кристаллосланцах  $M_{2b}^1$  меланократовые и лейкократовые минералы легко отличаются уже невооруженным глазом.

Под микроскопом в Rog часто обнаруживаются реликты Би или даже реликты плоскостей Бл и Рс с Би. Чем больше Би, тем лучше выражена сланцеватая текстура. Окраска роговой обманки каждого тектоно-метаморфического цикла так же, как и биотита, характеризуется специфическими оттенками, которые однако не всегда удается объяснить ее химическим составом. В частности, роговая обманка формации  $M_{2b}^1$  скалопольской толщи отличается темной буровато-зеленой окраской по Mg. Чаще всего эта Rog<sup>1</sup> находится в виде реликтов в пироксенах (фото 2), нередко также вокруг нее наблюдаются каемки пироксенов или симплектитов Гип<sup>1</sup> + Пл<sup>1</sup>. При большой степени перекристаллизации имеет место замещение Rog<sup>1</sup> более грубозернистыми агрегатами Гип<sup>1</sup> + Пл<sup>1</sup>. Вполне однозначны также взаимоотношения РП и МП: зафиксированы реликтовые включения МП ( $\pm$ Rog) в Гип и тонкие каемки Гип вокруг МП, заметные по резкому понижению двупреломления. Общая схема эволюции минеральных ассоциаций  $M_{2b}^1$ :  $(\text{Би}^1 + \text{Мт}^1)$  рел  $\rightarrow$  Rog рел  $\rightarrow$   $(\text{МП} + \text{Пл} + \text{Ап}) \rightarrow$  Гип. Иногда встречаются щеточки мелких зерен Би<sup>2</sup> и Мт<sup>2</sup> вокруг Гип. Гип и Пл изредка зональны.

Подформация  $M_{2b}^1$  перемежается с подформацией  $M_{2a}^1$  и подвергается вместе с ней неравномерной плагичарнокитизации (энтербитизации)  $S_1^1$ , что сильно затрудняет изучение взаимоотношений  $M_{2a}^1$  и  $M_{2b}^1$ . Мощность самостоятельных выделений роговообманко-двупироксеновых кристаллосланцев и амфиболитов не превышает нескольких метров. Обе подформации занимают одно и то же возрастное положение в тектоно-метаморфическом цикле, контролируются одними и теми же деформационными структурами ( $S_2^1 - D_2^1$ ) и вероятно связаны постепенными переходами, судя по наличию промежуточных разностей гиперстеновых гнейсов с неравномерной примесью реликтовых зерен МП без Rog (табл. 1, обр. 10, 13, 17). Связующим звеном можно считать наличие красновато-коричневого Би<sup>1</sup> ( $\pm$ Мт<sup>1</sup>), контролируемого плоскостями  $S_2^1$ . В подформации  $M_{2a}^1$  больше сохранились структуры Бл и Рс, а также син- и докинематические минералы, в то время как в подформации  $M_{2b}^1$  глубина преобразования субстрата и посткинематическая перекристаллизация зашли столь

далеко, что плоскости  $\delta_2^1$ , как правило, не обнаруживаются и формируется массивная текстура, а  $Bi^1$  и  $Mt^1$  наблюдаются только в виде реликтов и включений. Породы становятся при этом более основными, а характер базификации меняется с магнизиально-железистого на кальций-магнизиально-железистый. Линзы и полосы "метагабброидов"  $M_{20}^1$  можно рассматривать как зоны интенсивной базификации, контролируемые разрывами и дроблением. По геологическому положению они соответствуют дайкам базитов в фанерозое. При этом вмещающая рама также подвергалась деформации и базификации, но менее сильным, нежели на месте возникновения "метагабброидов". Вследствие этого последние

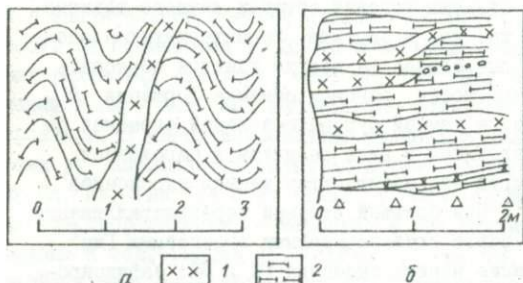


Рис. 4. Взаимоотношения чарнокитов  $\delta_1^1$  (1) с амфибол-двупироксеновыми кристаллосланцами  $M_1^1$  (2). Местоположение: а - р. Мурафа, с. Чернецы; б - р. Мурафа, 0,5 км ниже Скалопольской ГЭС

оконтуриваются широким полем гиперстеновых гнейсов и биотит-гиперстеновых бластомилонитов, разнообразие состава которых обусловлено комбинацией исходных пород и базифицирующих растворов, в то время как состав "метагабброидов", по-видимому, определялся, главным образом, составом растворов.

Формация раннеорогенных полосчатых плагиомигматитов I цикла ( $\delta_1^1$ ) представлена эндербит-мigmatитами, составляющими основной фон скалопольской толщи. Эндербитизация во всех случаях более поздняя по отношению к формациям метаморфических пород  $M_1^1$  и  $M_2^1$ . Это видно как в обнажениях (рис. 4), так и в шлифах, где отчетливо наблюдается замещение пироксенов лейкократовыми минералами и общее понижение содержания меланократовых. Разнообразие пород, входящих в формацию  $M_1^1 - \delta_1^1$ , определяется различными сочетаниями метатекта  $\delta_1^1$  (эндербита) и субстрата, представленного образованиями  $M_2^1$ ,  $M_{20}^1$  и  $M_{20}^1$ . По наличию компонентов, сформированных в разные фазы, данная формация является полиметаморфической.

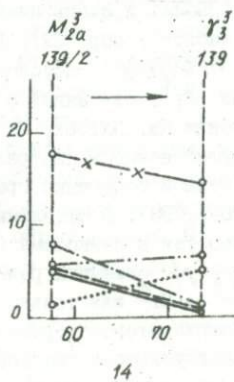
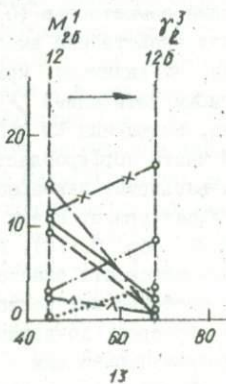
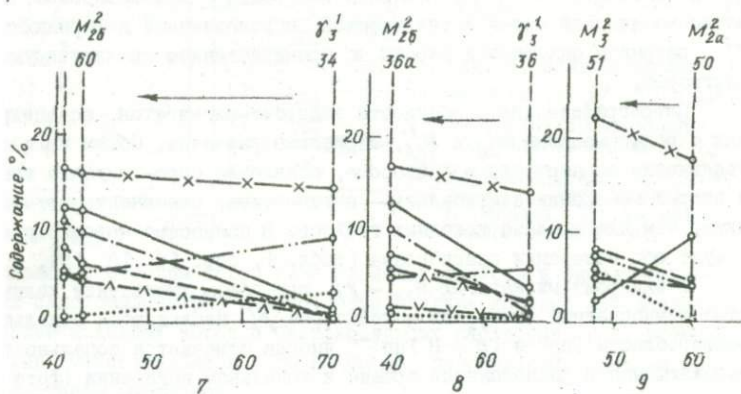
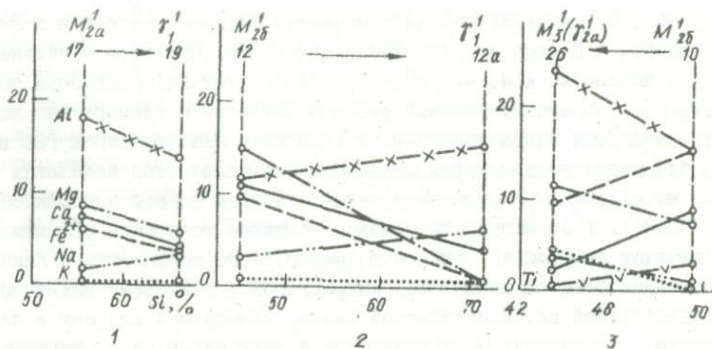
Во всех случаях проявляется четкая связь эндербитизации с деформациями. Иногда наблюдается параллельность жил  $\delta_1^1$  осевым поверхностям складок  $F_1^1$  (рис. 4, а) или приуроченность их к разрывам  $\Delta 1, 4$ ,

рис. 27. В отдельных местах отмечается сложное наложение деформаций, не всегда поддающееся расшифровке (фото 3). При этом массивная текстура лейкосомы и палеосомы не соответствует интенсивности деформации, т.е. во многом сложный узор, отражающий неоднократные дислокации, является унаследованным. В 1 км ниже Скалопольской ГЭС в эндербит-мигматитах закартировано большое количество небольших тесно сжатых складок  $F_3^1$  с юго-восточным падением осевой поверхности под  $\angle 30-80^\circ$ . У с. Мазуровка отмечено сложное сочетание складчатых и разрывных деформаций, причем в каждом блоке морфология и план микроскладчатости различны. Под микроскопом в лейкосоме видны реликты раздробленной катакластической ткани, замещаемой кварцем и плагиоклазом с образованием антипертитов и мirmekитов, т.е. мигматизация  $J_1^1$  и полосчатость  $S_3^1 - J_1^1$  связаны не просто с метасоматозом, а с метасоматической перекристаллизацией, обусловленной деформациями  $D_3^1$ , разрывом сплошности породы и проникновением гранитизирующих растворов.

Петрографические особенности эндербит-мигматитов, ассоциирующихся с подформациями  $M_{2\alpha}^1$  и  $M_{2\delta}^1$ , несколько различны. Общим является увеличение зернистости в лейкосоме, появление серо-голубого кварца и второй генерации плагиоклаза - антипертита, основность которого ниже, чем плагиоклаза исходных гнейсов. В палеосоме нередко присутствуют обе генерации плагиоклаза (табл. 1, обр. 16, 18, 19).

В эндербит-мигматитах  $M_{2\alpha}^1 - J_1^1$  при общем уменьшении количества темноцветных минералов в лейкосоме  $J_1^1$  наблюдаются отдельные порфиробласты Гип<sup>2</sup> и Гр<sup>1</sup>. В Гип<sup>1-2</sup> иногда отмечается зональность, выражающаяся в расположении трещин и зональном погасании (фото 4). Согласно микросондовым анализам этот гиперстен отличается переменной железистостью (39-44) и очень низкой глиноземистостью (0,0 - 0,5 %  $Al_2O_3$ ) (см. табл. 1, обр. 22). Биотиту свойственна высокая титанистость (до 6-7 %  $TiO_2$ ), обусловленная, по-видимому, красный оттенок его окраски. Гр<sup>1</sup>, связанный с плагиомигматизацией  $J_1^1$ , часто содержит включения Кв, Пл, Би, Мт и Гип. Включения Кв и Пл концентрируются преимущественно в центральной части порфиробластов. Железистость этой первой генерации граната варьирует примерно от 60 до 70 ( $n = 1,780-1,793$ ). В отдельных случаях гранат почти полностью вытесняет гиперстен в лейкосоме (табл. 1, обр. 9, 16). В эндербит-мигматитах  $M_{2\alpha}^1 - J_1^1$  отмечены реликтовые плоскости бластомилонитизации с Би<sup>1</sup>, Би<sup>1</sup> + Мт<sup>1</sup> или только Мт<sup>1</sup>. Особенно интересно наличие древнейшего домигматитового оруденения, которое, по-видимому, в большинстве случаев уничтожается последующими процессами.

В эндербит-мигматитах  $M_{2\delta}^1 - J_1^1$  (табл. 1, обр. 13) исчезает



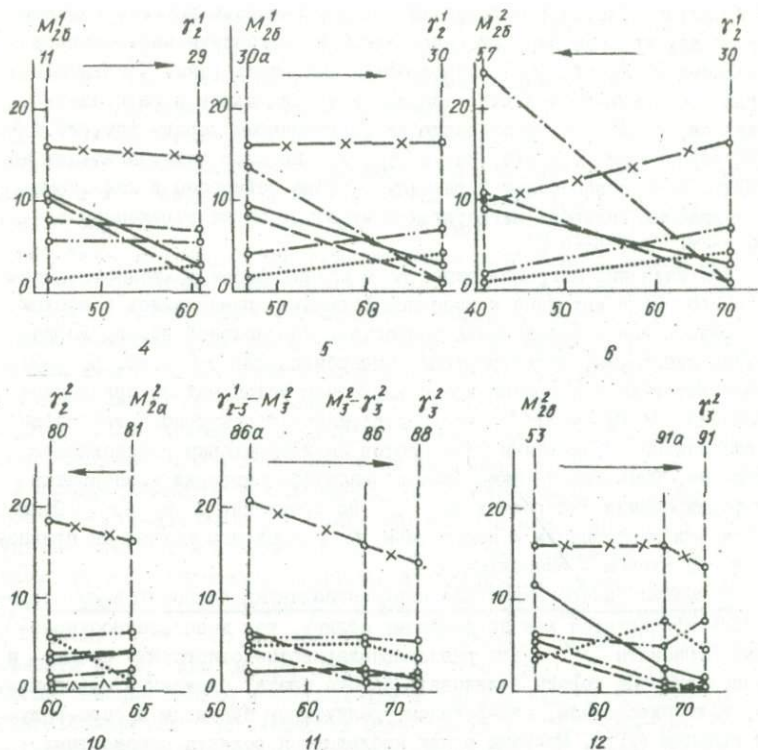


Рис. 5. Примеры вариационных диаграмм в местах определения возрастных взаимоотношений формаций на участке "Мурафа" (баланс вещества в разных фазах тектоно-метаморфических циклов). Номера образцов см. в табл. 1; дополнительные обр.: 12a - лейкосома эндербит-мигматитов (Гип+Пл<sup>1</sup>+Би<sub>рел</sub>+Кв+Пл<sup>2</sup>(Апп)); 12б - мелкозернистый лейкогранит (Гр<sub>75-79</sub>+Би<sub>вт</sub>+Хл<sub>вт</sub>+Пл+КПШ+Кв); 30a - роговообманко-двупироксеновый кристаллосланец (Гип+МП+Рог+Би<sub>рел</sub>+Пл+Кв); 36a - двупироксеновый амфиболит (Рог<sub>вт</sub>+Пл+РП+МП+Мг); 86a - меланократовый гранат-биотитовый гнейс-бластомилонит (Пл<sup>1</sup><sub>26-28</sub>+КПШ+Кв<sup>1-2</sup>+Би<sub>вт</sub>+Гр<sub>вт</sub>+Гр<sub>фвт</sub>+Пл<sup>2</sup><sub>22-26</sub>); 91a - чарнокит из скиалита в аплитовидных гранитах (Гип<sub>рел</sub>+Би<sub>вт</sub>+Пл+КПШ+Кв); 139 - лейкогранит (Гр+Би<sub>вт</sub>+Сил+КПШ+Кв+Пл<sub>рел</sub>); 139/2 - биотит-гиперстеновый плагиогнейс из ксенолита в указанных лейкогранитах (Гип+Би<sub>рел</sub>+Пл+Кв). Обр. 139 и 139/2 взяты в с. Роскошь на р. Мурашка. Стрелками показано направление процесса

Рог и сильно сокращается устойчивость МП, замещаемого Гип. Рогово-обманко-двупироксеновые кристаллосланцы и амфиболиты пересекаются прожилками метатекта  $\mathcal{F}_1^1$  с порфиробластами гиперстена. Последние иногда прослеживаются в виде цепочек метакристаллов и за пределы прожилков, следуя по простираанию их во вмещающие породы (см. рис. 4, б). Но до образования граната, как в  $M_{2a}^1 - \mathcal{F}_1^1$ , процесс эндробитизации не доходит. Вследствие большой разницы состава лейкосомы и палеосомы в описываемых эндробит-мигматитах отмечается четко выраженная полосчатость (см. фото 3).

Для изучения миграции вещества в разных фазах тектоно-метаморфического цикла исходные и конечные формации сравнивались в местах непосредственного определения возрастных соотношений пород. Вариационные диаграммы, иллюстрирующие эндробитизацию  $\mathcal{F}_1^1$  (рис. 5, 1-2), свидетельствуют о натриево-кремнекислотном метасоматозе при выносе оснований  $Ca, Mg$  и  $Fe^{2+}$ , что подтверждает структурно-петрографические данные о замещении темноцветов антипертитовым плагиоклазом и кварцем. Выявляются также большие масштабы миграции компонентов при формировании эндробитов  $M_{2b}^1 - \mathcal{F}_1^1$  по сравнению с  $M_{2a}^1 - \mathcal{F}_1^1$ . Отличаются эти подформации и поведением  $Ab$ ; в первом случае он привносится, во втором - выносится.

Формация синорогенных или позднескладчатых чарнокитов  $\mathcal{F}_2^1$  хорошо идентифицируется как по внешнему облику, так и по взаимоотношениям. Чарнокиты  $\mathcal{F}_2^1$  - это равномернозернистые однородные средне- и крупнозернистые породы зеленовато-серого цвета, сложенные плагиоклазом, клинопироксеном, гиперстеном, реликтовым биотитом и серо-голубым кварцем ( $\pm Gr$ ). Местами в них наблюдаются реликты плоскостных структур - полосчатости  $\mathcal{F}_1^1$ , сланцеватости  $S_1^1$ , бластомилонитизации  $S_2^1$ , складок  $F_3^1$  и пр. Все эти структуры, как правило, растворяются в массивных чарнокитах. Уникальное явление в этом отношении представляют гранатовые чарнокиты, обнажающиеся ниже Скалопольской ГЭС (табл. 1, обр. 20-24), в которых иногда обнаруживаются три системы плоскостных структур [14]:  $S_1^1$  - реликтовая сланцеватость и теневая полосчатость  $\mathcal{F}_1^1$  с элементами залегания от  $270^\circ \angle 10^\circ$  до  $310^\circ \angle 25^\circ$ ;  $S_2^1$  - реликтовая бластомилонитизация, залечиваемая крупными зернами гиперстена и граната  $\angle 130-140^\circ \angle 55-60^\circ$ ;  $S_3^1$  - наложенная Бл, контролирующая выделения  $Mt^2$  ( $Mt^1$  - включения в  $Gip^1$  и  $MP^1$ ) с ориентировкой  $\angle 140-150^\circ \angle 75-80^\circ$ . Кроме того, наблюдаются отдельные прожилки черных бластомилонитов с элементами залегания  $\angle 260^\circ \angle 30^\circ$ . Типоморфным для формации  $\mathcal{F}_2^1$  является наличие различно ориентированных округлых, угловатых или неправильной формы ксенолитов или остатков материнских пород, которые невозможно увязать друг с другом пу-

тем реконструкции складчатости или наложения складок. Ксенолиты смещены друг относительно друга, что создает облик эруптивной брекчии, причем в ксенолитах обнаруживаются обрывки складок  $F_3^1(D_3^1)$ , сминающих раннеорогенные полосчатые мигматиты  $J_1^1$  (фото 5).

Наличие аллохтонных ксенолитов, однако, еще не доказывает магматическое происхождение чарнокитов. Подобные взаимоотношения могут быть и при перекристаллизации вещества тектонической брекчии (цемент — чарнокиты  $J_2^1$ , ксенолиты — обломки первичных пород). И, действительно, под микроскопом иногда видны реликтовые трещины растрескивания с биотитом, свидетельствующие о перекристаллизации пород в твердом состоянии. Но в большинстве случаев подобные структуры совершенно незаметны в связи с полной перекристаллизацией  $J_2^1$  и обычно наложенной на нее гранитизацией  $J_3^1$ . Из-за этого трудно уловить изменения минерального и химического состава, связанные с фазой  $J_2^1$ , а не  $J_3^1$ . Для расшифровки эволюции гранитообразования нужно учитывать следующие моменты: 1) КШШ и Кв связаны, главным образом, с фазой позднеорогенного завершающего гранитообразования, поэтому состав собственно гранитоидов  $J_2^1$  должен быть более меланократовым; 2) реликтовые плоскости Бл или растрескивания, залеченные Би<sup>2</sup> и Гип<sup>2</sup>, указывают на базификацию в начальной стадии образования чарнокитов  $J_2^1$ ; 3) состав гранитоидов  $J_2^1$  более меланократовый, чем формация  $M_1^1$  (табл. 1, обр. 3), и зачастую не отличается по кислотности-основности от  $M_2^1$  или  $M_2^1-J_1^1$ ; 4) среди чарнокитов  $J_2^1$  встречаются иногда теневые гнезда и обособления меланократовых и бескварцевых шпинельсодержащих глиноземистых метасоматитов (Гр+Кор+Би<sup>2</sup>+Пл+КШШ или Гр+Гип+Пл+КШШ), которые по условиям залегания, месту в геологической эволюции и внешнему облику полностью соответствуют чарнокитам  $J_2^1$ . По всей видимости, они фиксируют начальные фазы  $J_2^1$  или вернее, собственно фазу синорогенного "гранитообразования" или фазу средне- и крупнозернистых магнезиально-железисто-алюминиевых базификатов, которую обозначим индексом  $M_3^1-J_2a^1$ . При наложении гранитизации базификаты принимают вид обычных гранат-гиперстеновых гранитоидов, соответствующих по составу гранодиоритам или кварцевым диоритам.

Одно из подобных обособлений глиноземистых метасоматитов (базификатов) представлено на рис. 6 (см. также табл. 1, обр. 25-28). Залегает он в виде тупо выклинивающегося гнезда с неясными расплывчатыми краями среди эндербитов и гиперстен-плаггиоклазовых кристаллических сланцев. В приконтактной полосе шириной 20-30 см развиты промежуточные гранат-гиперстеновые породы с магнетитом и единичными чешуйками биотита. В исходных гиперстен-плаггиоклазовых кристаллических сланцах обнаружены реликтовые зерна клинопироксена и роговой

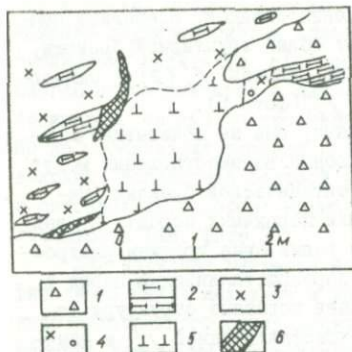


Рис. 6. Метасоматическое гнездо глиноземистых пород

$M_3^1$ :

- 1 - делювиальные отложения;  
 2 - двуспироксеновые кристаллосланцы; 3 - чарнокиты  $\gamma_1^1$ ;  
 4 - чарнокиты с гранатом; 5 - биотит-гранат-кордиерит-шпинелевые метасоматиты  $M_3^1 - \gamma_{2\alpha}^1$ ;  
 6 - кварцевые жилы и окварцованные породы  $\gamma_3^1$

граната с хорошо выраженной зональностью. Зоны отличаются по характеру включений и соответствуют не зональности роста одного этапа, а различным генерациям граната, отвечающим разным дискретным фазам минералообразования. Вот эти зоны:  $Gr^1$  - центральная часть порфиробластов с включениями  $Kb$  и  $III^1$  - по всей видности, это остатки граната исходной кислой, добиотитовой формации  $M_3^1$ ;  $Gr^2$  - средняя зона с включениями  $Sil$ , вероятно, тоже гранат кислых гранулитов  $M_3^1$ ;  $Gr^3$  - внешняя кайма, содержащая включения  $Bi$  и имеющая неоднородную внутреннюю структуру катакlastического унаследованного облика. В то же время гранат (очевидно,  $Gr^{1-2}$ ) корродируется местами биотитом и развивающимся по нему кордиеритом, т.е. внешняя оболочка ( $Gr^3$ ) образовалась уже после кордиеритизации граната. Показатель преломления граната в раздробленной фракции колеблется от 1,780 до 1,794. Судя по тому, что на этом же участке показатель преломления зерна  $Gr$  без первых двух зон равен 1,788-1,790 (табл. 1, обр. 14),  $Gr^{1-2}$  соответствует  $n = 1,780-1,788$  ( $F = 60-65$ ) и  $Gr^3$  - 1,788-1,794 ( $F = 68-74$ ).

Другие минералы в одном и том же образце метасоматитов (табл. 1, обр. 26) также характеризуются значительными вариациями показателя

обманки. Основность плагиоклаза в метасоматитах (20-29) заметно ниже, чем в гиперстен-плагиоклазовых кристаллических сланцах (90-92). В метасоматитах кроме биотита (10-15%), граната (30-40%), кордиерита (20-30%) и плагиоклаза (8-10%) присутствует калиевый полевой шпат (10-15%), флогопит, шпинель, ильменит, магнетит, пирит, гиперстен (в реликтах), сфен, монацит и циркон. Текстура их массивная, структура среднезернистая, гетеробластовая, коррозионная. Отличительной чертой метасоматитов является большое количество минералов, указывающее на их неравновесные соотношения и неполную подвижность компонентов [92, 124].

Усредненный химический состав породообразующих минералов [14] не дает представления о реальной неоднородности минералов. В шлифах из глиноземистых метасоматитов нередко видны округлые или правильно ограниченные кристаллы

преломления: Кор -  $n_g = 1,547-1,549$ ,  $n_p = 1,538-1,540$ ; Би<sup>2</sup> -  $n_m = 1,632-1,634$ ; Би<sup>3</sup>, замещающий Кор<sup>1</sup> -  $n_m = 1,595$ ; Гип<sup>2</sup> рел -  $n_g = 1,725-1,744$ ;  $n_p = 1,716-1,728$  ( $F = 50-64$ ); Шп -  $n = 1,806-1,808$ .

В экзоконтакте метасоматитов наблюдаются гранатовые чарнокиты (табл. 1, обр. 28). В них отмечены неравномерные плоскости скольжения Бл ( $S_4^1$ ), пересекающие Гип<sup>2</sup> и Гр<sup>1-2</sup> и залечиваемые Мт<sup>2</sup> и Гип<sup>3</sup>(?). Вокруг вторичного Мт<sup>2</sup> зафиксированы каемки Гр<sup>3</sup>. Новообразованный гранат выполнен мелкими червеобразными мирмекитоподобными включениями Кв и Мт<sup>2</sup>. Последняя Бл<sup>1</sup> с Мт<sup>2</sup> и Гр<sup>3</sup> возникает, по-видимому, уже в связи с деформациями II тектоно-метаморфического цикла.

Немного дальше (в 1 м от метасоматитов) обнажаются уже эндербиты  $M_{25}^1 - \gamma_1^1$  с линзами двупироксеновых кристаллосланцев  $M_{25}^1$  (табл. 1, обр. 10). Они отличаются сильно выраженной неравномерностью минеральных ассоциаций, большим диапазоном изменчивости состава минералов, необычно высокой железистостью МП (большей, чем у Гип) и наличием Гр в одном образце с МП и Рог (Гр - вторичный, МП и Рог - реликтовые). Это едва ли не единственная находка эклогитоподобных пород в скалопольской толще. Вероятно, и в других случаях [17] эклогитоподобные породы являются неравновесными и полиметаморфическими.

Как показывают вариационные диаграммы (см. рис. 5, 3), при образовании биотит-гранат-кордиеритовых метасоматитов происходит заметная базификация даже по отношению к самим основным породам рамы - двупироксеновым кристаллосланцам  $M_{25}^1$ . При этом отмечается принос одних парагенетичных компонентов (Ni, K, Mg и особенно Ni) и вынос других (Si, Ti, Fe<sup>2+</sup> и особенно Ca). Эта базификация ( $M_{25}^1$ ) отвечает другому геохимическому режиму по сравнению с базификацией при формировании основных пород  $M_2^1$  и занимает иное место в тектоно-метаморфическом цикле.

Другим примером глиноземистой базификации может быть серия образцов, отобранных на южной окраине с. Писаревка (р. Мурашка), где в области развития гранат-биотитовых мигматитов и синорогенных гранитоидов II цикла наблюдаются реликтовые останцы гиперстеновых гнейсов и эндербит-мигматитов I цикла со своей автономной структурой, не согласной со структурой вмещающих гранитоидов  $\gamma_{1-2}^1$  (табл. 1, обр. 5-8). Как видно из схемы баланса вещества (рис. 7, а), при формировании метасоматических гранат-гиперстеновых пород (точка 3) за счет гиперстен-плагиоклазовых гнейсов (точка 1) происходит вынос большого количества  $SiO_2$ , в то время как содержание остальных компонентов или увеличивается или остается примерно одинаковым. Основность плагиоклаза в направлении 1-3 несколько уменьшается (от 38 до 33). Однако согласно вариационной диаграмме количество кальция не-

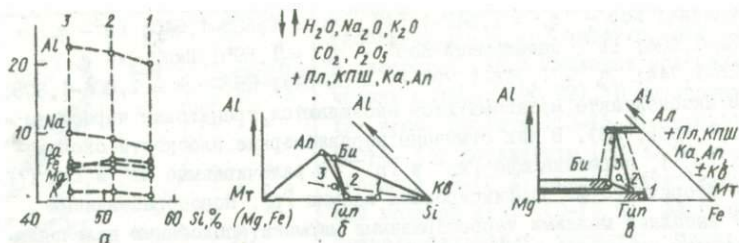
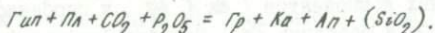


Рис. 7. Десиликация гиперстеновых гнейсов. Диаграммы: а - баланс вещества; б, в - состав - парагенезис. Образцы: 1 - исходные породы, центральная часть ксенолита гиперстеновых гнейсов в пегматоидных гранат-биотитовых гранитах (табл. 1, обр. 5); 2 - приконтактовая часть того же ксенолита; 3 - гнездообразное выделение среднезернистых гранат-гиперстеновых пород с Мт, Ил и Шп(?)

сколько увеличивается на первой стадии десиликации (1 → 2) и остается постоянным на второй (2 → 3). Это объясняется тем, что кальций, освобождающийся при деанортитизации, осаждается в виде кальцита и апатита, в изобилии наблюдающихся в обр. 5 и 6 (табл. 1). В то же время глинозем, выделяющийся при раскислении плагиоклаза, идет на образование граната, причем гранат наблюдается там, где нет кварца. Схематически этот процесс можно представить в следующем виде:



или же



При этом более кремнекислотные парагенезисы последовательно сменяются менее кремнекислотными.

А теперь перейдем к рассмотрению обычных синорогенных гранитоидов формации  $\gamma_2^1$ . По составу в них так же, как и в формации  $\gamma_1^1$ , можно выделить две подформации: метапелитового и metabазитового ряда. Гранитоиды метапелитового ряда содержат останцы подформаций  $M_{2a}^1$  и  $M_{2a}^1 - \gamma_1^1$  и чаще всего представлены гранат-гиперстеновыми разностями (меланократовыми гранатовыми чарнокитами), которые образуют массивы неправильно-изометричной формы размерами от нескольких десятков до нескольких сотен метров [75, рис. 23]. Отдельные участки в подобных массивах сложены биотит-гранат-кордиеритовыми гранитоидами (табл. 1, обр. 21). Гр в них такой же зональный, как в глиноземистых метасоматитах (фото 6), только здесь выпадает промежуточная зона с Сил. Крупные скелетные кристаллы Гр<sup>1</sup> дробятся и смешиваются плоскостями Бу<sub>3</sub><sup>1</sup> (синхронно с  $\gamma_2^1$ ), контролирующими образование Бу<sub>2</sub><sup>2</sup>, и местами раз-

едаются им. В основном за счет  $Bi^2$  образуются крупные кристаллы Кор с включениями  $Bi^2$ . Многочисленные плеохроичные дворики, по-видимому, представляют зачастую не что иное, как не полностью замещенные остатки  $Bi^2$  вокруг зернышек Цр и других акцессорных минералов. Местами Кор развивается и непосредственно по Гр. В то же время в отдельных порфиробластах Гр во внешних каймах содержатся включения Кор<sup>1</sup> и  $Bi^2$ . Между этими двумя зонами Гр выделяется промежуточная зона более темного цвета с унаследованной деформированной внутренней структурой.

В гранат-гиперстеновых гранитоидах (табл. 1, обр. 20, 23, 24) выделяется столько же этапов эндгенной эволюции, как и в гранат-кордиеритовых, в частности, такие же зональные кристаллы граната и те же генерации граната. Гр<sup>1</sup> - реликтовый гранат, замещаемый Би ( $Bi^2$ ) и Гип (Гип<sup>2</sup>). При этом плоскости  $Bl_3^1$ , по которым развивается  $Bi^2$  и Гип<sup>2</sup>, обгибают реликтовые раздавленные (?) зерна Гр<sup>1</sup>. Сами "будины" Гр<sup>1</sup> наполовину или полностью псевдоморфно замещаются Гип. Показатель преломления Гр<sup>1</sup> - 1,780-1,784. В процессе синорогенной (позднескладчатой) гиперстенизации или базификации первым вслед за нарушением сплошности породы ( $D_3^1$ ) появляется биотит, отвечающий синкинематической кристаллизации в условиях проникновения растворов. И лишь на более поздней посткинематической стадии образуется Гип, псевдоморфно или в виде каемок замещающий Би. Еще позже возникает Гр<sup>2</sup>, замещая в основном Гип<sup>2</sup>, но иногда и непосредственно  $Bi^2$ .

Гранатовые чарнокиты замещают по простиранию безгранатовые эндербит-мigmatиты  $\gamma_1^1$ , гранат появляется также в мелких линзах и коенолитах гиперстеновых гнейсов  $M_{2a}^1$ , содержащихся в гранатовых чарнокитах  $\gamma_2^1$ . Микроскопически тоже зафиксированы многочисленные признаки замещения гиперстена гранатом, но это уже вторая генерация граната ( $n = 1, 788-1, 793$ ).

Общая схема эволюции парагенезисов гранатовых чарнокитоидов  $D_2^1 - M_{2a}^1$  (Гип<sup>1</sup>+Мт<sup>1</sup>+Би<sup>1</sup>) рел  $\rightarrow D_3^1 - \gamma_1^1$  (Гр<sup>1</sup>+Пл<sup>1</sup>+Кв<sup>1</sup>) рел  $\rightarrow D_3^2 - M_{2b}^1$  ( $Bi^2$ )  $\rightarrow \gamma_{2a}^1$  (Гип<sup>2</sup>+Гр<sup>2</sup>)  $\rightarrow \gamma_{2b}^1$  (Пл<sup>2</sup>+Кв<sup>2</sup>+КПл)  $\rightarrow$  Мт<sup>2</sup> Гр<sup>3</sup>.

Согласно микроскопическим данным синорогенные гранатовые чарнокиты  $\gamma_2^1$  характеризуются повышенной магнезиальностью темноцветных минералов, т.е. по сравнению с безгранатовыми эндербитами  $\gamma_1^1$  (см. табл. 1, обр. 22) наблюдается не повышение, а понижение железистости биотита и гиперстена (обр. 20 - Гр<sub>61</sub><sup>1</sup>, 5-67, 2+Гип<sub>32</sub><sup>0</sup>, 0-37, 7 + Би<sub>20</sub>, 8-32, 8+Пл<sub>36</sub>-50+Кв+Мт). Интересно и другое: резко подскочила глиноземистость гиперстена (4,6-6,0 %  $Al_2O_3$ ), несмотря на то, что оба образца (20 и 22) взяты в одном и том же обнажении на расстоянии нескольких метров друг от друга. Титанистость биотита, наоборот

несколько понизилась (5,5–6,0 %  $TiO_2$ ). Вариации железистости тем-ноцветов сравнительно небольшие и неоднородность их в пределах зерна неправильная, более сложная, чем обычная зональность. В данном случае не соблюдается известная закономерность парагенетического анализа, что гранат появляется в более железистых участках и железистость гиперстена в гранатосодержащих парагенезисах должна повышаться при фиксированных  $P/T$ -условиях. Следовательно, подтверждается тот факт, что указанные образцы относятся к различным формациям  $\mathcal{F}_1^1$  и  $\mathcal{F}_2^1$ , отличающимся как по  $P/T$ -условиям, так и по геохимическому режиму. Однако не исключено влияние первичной неоднородности состава на сформировавшиеся парагенезисы. По другому трудно объяснить наличие в пределах одного массива гранатовых чарнокитов отдельных пятачков гранат-кордиеритовых гранитоидов и метасоматитов. Возможна, правда, еще и местная метаморфически-метасоматическая дифференциация. Влияние исходной неоднородности сказалось еще и в том, что в единой зоне бластомилонитизации и гранитообразования формируются разные чарнокитоиды  $\mathcal{F}_2^1$  – метапелитового и метабазитового ряда. Однако разница между этими чарнокитоидами гораздо меньше, чем между находящимися в них ксенолитами исходных пород.

Чарнокитоиды метабазитового ряда  $\mathcal{F}_2^1$  содержат реликты  $Cor^1$  и останцы подформаций  $M_{25}^1$  и  $M_{25}^1 - \mathcal{F}_1^1$ . Они обнажаются главным образом в районе сел Мазуровка – Черневец, где слагают небольшие массивы размерами до нескольких сотен метров, переполненные различно ориентированными ксенолитами биотит-двопироксеновых амфиболитов, рогово-обманко-двопироксеновых кристаллосланцев  $M_{25}^1$  и эндробит-мигматитов  $M_{25}^1 - \mathcal{F}_1^1$  с мелкой складчатостью  $\mathcal{F}_3^1$ , деформирующей  $\mathcal{F}_1^1$  и срезанной контактами ксенолитов (см. фото 5). Крупные зерна гиперстена во вмещающих чарнокитах  $\mathcal{F}_2^1$  представляет уже вторую генерацию этого минерала ( $Gип^1$  находится в ксенолитах). Выдержанная ориентировка зерен  $Gип^2$  отсутствует, но они также контролируются реликтовыми плоскостями бластомилонитизации и растрескивания. Кроме “эруптивных” взаимоотношений встречаются иногда маломощные жилы чарнокитов  $\mathcal{F}_2^1$ , секущие складчатую структуру эндробит-мигматитов  $M_{25}^1 - \mathcal{F}_1^1$ .

Важный петрологический факт – это повсеместно наблюдаемое замещение роговой обманки гиперстеном, т.е. то, что принято считать прогрессивным метаморфизмом. Об этом свидетельствует наличие ксенолитов амфиболитов в гиперстеновых гранитоидах, почти не содержащих роговой обманки, пересечение амфиболитов прожилками  $\mathcal{F}_2^1$  с метакристаллами  $Gип^2$ , приконтактная зона гиперстенизации в ксенолитах тех же пород (фото 7). При изучении шлифов в зернах  $Gип$  чарнокитов  $\mathcal{F}_2^1$  обнаруживаются реликты буровато-зеленой  $Cor^1$  и коричнево-красного  $Bi^2$

(табл. 1, обр. 29, 30). Те же кристаллы Гип<sup>2</sup> нередко окружены каемкой вторичной светло-зеленой Рог<sup>2</sup> и вторичного светло-зеленого Би<sup>3</sup>. Клинопироксен в формации  $\delta_2^1$ , в том числе в подформации  $M_{25}^1 - \delta_2^1$  неустойчив. В противоположность чарнокитоидам метапелитового ряда  $M_{2a}^1 - \delta_2^1$  в чарнокитоидах  $M_{2a}^1 - \delta_2^1$  железистость темноцветных минералов повышается по сравнению с ксенолитами исходных пород (табл. 1, обр. 11, и 29).

В синорогенном гранитообразовании метабазитового ряда также можно выделить две фазы или стадии их формирования: 1) стадия базификации  $D_4^1 - M_3^1 (\delta_{2a}^1)$ , фиксируемая по реликтовым плоскостям Бл и Рс, контролирующим образование синкинематического Би<sup>2</sup> и посткинематического Гип<sup>2</sup>; 2) стадия собственно гранитизации  $\delta_{25}^1$ , выделяющаяся по замещению меланократовых минералов лейкократовыми (Пл<sup>3</sup>, Кв<sup>2</sup>, КШ<sup>3</sup>). Реальное разнообразие гранитоидов  $M_{25}^1 - \delta_2^1$  возникает вследствие различного сочетания этих двух стадий. Обычно посткинематическая перекристаллизация  $\delta_{25}^1$  (окварцевание с последующей кристаллизацией порфиробластов антипергита и микропергита) проходит столь интенсивно, что почти полностью уничтожает следы деформации и перекристаллизации первой стадии. Возможно, что стадия  $\delta_{25}^1$  является своеобразной формой выражения позднеорогенной гранитизации  $\delta_3^1$ , для которой характерно именно окварцевание и калишпатизация. Общая схема развития минеральных парагенезисов гранитоидов  $M_{25}^1 - \delta_2^1 : D_4^1 - M_3^1 (Рог^1)$  рел<sub>2</sub> →  $D_3^1 - \delta_1^1 (Пл^1 + Кв^1)$  рел →  $D_4^1 - M_3^1 (Би)$  →  $\delta_{2a}^1 (Гип)$  →  $\delta_{25}^1 (Пл^2 + Кв^2 + КШ^3)$  →  $(Рог_{вт}^2 + Би^2)_{вт}$ .

Парагенетическое сосуществование минералов следует отличать от последовательности их образования во времени. Эти явления тесно переплетаются. И не всегда, по-видимому, они противоречат друг другу. Например, Кор развивается по Би и содержит его включения, т.е. в первом приближении равновесен с ним, во всяком случае, в приконтактных зонах. Всем известно частое сонахождение Гр, Кв и Би. Однако на примере участка "Мурафа" видно, что взаимоотношения этих минералов скорее реакционные, чем парагенетичные; Гр<sup>1</sup> содержит включения Кв, но в то же время часто разъедается, корродируется им. Во время фазы  $D_3^1 (\delta_2^1) Гр^1$  разламывается, дробится и частично замещается Би. И здесь же зачастую видны новые зоны или зерна граната с включениями биотита.

Петрохимические данные показывают, что в отличие от эндербитизации  $\delta_1^1$  при чарнокитообразовании  $\delta_2^1$  вместе с  $SiO_2$  привносится  $K_2O (\pm Na_2O)$ , а не  $Na_2O$  (см. рис. 5, диагр. 4, 5). При этом в некоторых случаях Al, Na и  $Fe^{2+}$  инертны (см. диагр. 4).

Породы формации  $\delta_3^1$  позднеорогенной, заключительной фазы цикла,

Т а б л и ц а 2. Породы, перемежающиеся в обнажении у с. Садковцы (р. Мурафа)

Номер образца	Порода	Минеральные ассоциации	Мощность, см	f	K <sub>2</sub>	g	A	n	$\frac{Ca \cdot 100}{Ca + Na}$
116	Магнетит-плагноклаз-кварцевая, мелкозернистая	Пл <sub>10</sub> <sup>45-50</sup> +Кв <sup>45-50</sup> +Мт <sup>50</sup> +Ил+ +КШ+ХЛ <sub>вт</sub> , Цр, Сф	40	-	-	-	-	-	-
116/1	Рассланцованный амфиболит	Рог <sub>47</sub> <sup>50-55</sup> +Пл <sub>45</sub> <sup>30-35</sup> +Ди <sub>45</sub> <sup>5-10</sup> + +Гип <sub>58</sub> <sup>3-5</sup> +Мт+Ал+Би <sub>вт</sub> <sup>(ед.з.)</sup>	10	51,6	40,0	-7,1	-11,8	92,2	66,7
116/2	Амфиболит	То же, Пл <sub>53</sub>	30	54,5	40,0	-6,4	-13,1	88,2	73,0
116/3	Магнетит-плагноклаз-овая	Пл <sub>30-32</sub> <sup>85-90</sup> +Мт <sup>8-10</sup> +Ил <sup>1-2</sup> + +Ди <sup>3-5</sup> +Гип <sup>2-4</sup> +Кв	60	-	-	-	-	-	-
224/1	Гранитизированный лептит	Пл+КШ+Кв+Би <sup>ед.з.</sup> +Мт <sup>ед.з.</sup>	80	-	-	-	-	-	-
224/2	Лептитовый гнейс	Пл+КШ+Кв+Мт	30	-	-	-	-	-	-
224/3	Полевшпатовый кварцит	Пл <sub>58</sub> <sup>20-25</sup> +Кв <sup>60-70</sup> +Мт <sup>3-5</sup> + +Гип+Ил	20	94,0	55,6	+38,5	+0,5	94,0	38,4
224/4	Двупироксеновый амфиболит	Рог+Гип+Ди+Пл+Мт <sup>3-5</sup> +Ил	40	57,8	42,2	-5,2	-13,6	87,0	73,2

225/2	Магнетит-двупироксеновый кристаллосланец с Рог	Гип <sup>16</sup> +Дл <sup>18</sup> +Пл <sup>55</sup> +Мг <sup>10</sup> +Рог <sup>5</sup>	20	69,6	36,6	-0,3	-9,1	95,0	62,8
225/4	Магнетит-двупироксеновый сланец	Гип <sup>18</sup> +Дл <sup>10</sup> +Пл <sup>50</sup> +Мг <sup>3</sup> +Кв <sup>10</sup> +Ил <sup>24</sup>	10	63,4	14,8	+6,3	-2,8	93,5	55

П р и м е ч а н и е: Цифра сверху символа минерала означает его содержание в шлифе (%).  $\lambda_2 = (Fe^{2+} / Fe^{2+} + Fe^{3+}) \cdot 100\%$ ;  $q$  - нормативное содержание Кв;  $A = Al - (Na + K + Ca)$ , %;  $n = (Na / Na + K) \cdot 100\%$ .

хотя и ограничены по площади, но разнообразны по составу и характеру залегания. Наиболее четко их положение в тектоно-метаморфическом цикле доказывается для жил пегматоидных гранитов и кварцованных пород, встречаемых у с. Мазуровка и контролируемых разрывами  $S_{4,5}^1(D_{4,5}^1)$ , секущими породы  $M_2^1, \delta_1^1, \delta_2^1$  и даже ксенолиты, заключенные в чарнокитах  $\gamma_2^1$  (табл. 1, обр. 31-33). Иногда в них содержатся зерна Гр и реликтовые кристаллы Гип. В кварцевых жилах  $\delta_3^1$  нередко наблюдаются сдвинутые на небольшое расстояние, различно ориентированные ксенолиты вмещающих пород.

Есть некоторые основания предполагать и наличие более значительных по площади тел аляскитов и других кварц-полевошпатовых пород, но их чрезвычайно трудно разграничить с подобными им по составу лептинитами и гранитами II и III тектоно-метаморфических циклов. У с. Калитинка в обнажениях аляскитов и чарнокитов с линзами пироксен-плагиоклазовых гнейсов встречена серия зон дробления, выполненных графитсодержащими биотит-гиперстеновыми породами со всеми признаками пород формации  $M_1^2$  II тектоно-метаморфического цикла (мощность подобных зон от 10 до 50 см, залегание -  $\delta 138^\circ < 72^\circ$ ). Следовательно, вмещающие породы, в том числе более поздние по отношению к чарнокитам аляскиты, относятся к I тектоно-метаморфическому циклу.

У с. Садковцы в розовых аплит-пегматоидных гранитах  $\gamma_3^1$  или  $\gamma_2^1$  наблюдается реликтовая перемежаемость массивных магнетитсодержащих кварцитовидных и плагиоклаз-кварцевых пород (табл. 1, обр. 34-36), магнетит-двупироксеновых гнейсов и сланцеватых амфиболитов (табл. 2). Мощность отдельных полос 10-12 см. Азимут падения  $110^\circ < 42^\circ$ . Сланцеватые амфиболиты с Рог<sup>2</sup> по петрографическим признакам сопоставляются с формацией  $M_{20}^2$  II цикла, чем определяется верхняя возрастная граница.

В  $\text{Pog}^2$  содержатся реликтовые пироксены  $\bar{\text{I}}$  цикла. В массивных пироксеновых гнейсах присутствует буроватая темно-зеленая роговая обманка  $\bar{\text{I}}$  цикла ( $\text{Pog}^1$  из формации  $M_{25}^1$ ), замещаемая симплектитами  $\text{Гип}^1 + \text{Пл}^1$ . Подобная схема взаимоотношений, как указывалось выше, характерна для формации  $M_{25}^1$ . Весьма интересна форма нахождения магнетита. В пироксеновых гнейсах он образуется по сети трещин, в кварцитовидных и кварц-плаггиоклазовых породах уже реликтивный, — так же, как и пироксены, в сланцеватых амфиболитах находится в виде остаточных включений. Подобные взаимоотношения интерпретируются следующим образом: деформация (дробление) с  $\text{Mt}$  фиксирует фазу базификации, сопряженную с  $\gamma_2^1$ . После них развивается окварцевание, которое соответствует по своему положению позднеорогенной формации  $\gamma_3^1$ , и вся эта пачка пород пересекается зонами амфиболитизации  $M_{25}^2$ . Амфиболиты, как и все прочие породы, подвергаются мигматизации розовыми аллитовидными гранитами. Аргументом в пользу значительного распространения кислых пород  $\gamma_3^1$  служит также наличие реликтовых зерен  $\text{Кв}$ ,  $\text{Пл}$  и  $\text{КПШ}$  в гнейсах-бластомилонитах  $M_1^2$  ( $S_1^2$  с  $\text{Би}^2$  и  $\text{Гр}$  обгибает "микробудины"  $\text{Кв}$ ,  $\text{КПШ}$  и  $\text{Пл}$ ). И, наконец, секущие прожилки кварца  $\gamma_3^1$  встречены в будинах, обгибаемых плоскостями бластомилонитизации  $\bar{\text{II}}$  цикла с  $\text{Би}$  и  $\text{Грф}$ , а также в аллохтонных ксенолитах в синорогенных гранитоидах  $\gamma_2^2$ . Кроме того, в  $\gamma_2^2$  есть ксенолиты и полностью сложенные окварцованными породами.

#### Формации $\bar{\text{II}}$ тектоно-метаморфического цикла

Формации и структуры  $\bar{\text{II}}$  тектоно-метаморфического цикла доминируют на рассматриваемом участке. Они представлены как регионально развитой мурafsкой серией [14], так и отдельными зонами деформации-перекристаллизации (бластомилонитизации, базификации и гранитизации) в породах  $\bar{\text{I}}$  тектоно-метаморфического цикла. Значительно распространены также полициклические комплексы и формации  $\bar{\text{I}}$ - $\bar{\text{II}}$  циклов. Секущее положение формаций  $\bar{\text{II}}$  цикла и автономный структурный план мурafsкой серии трудно выяснить из-за приведения в плоско-параллельное, псевдосогласное залегание всех структур, как  $\bar{\text{I}}$ , так и  $\bar{\text{II}}$  циклов. Идентификация формаций сильно осложняется также наложением фаз деформации-перекристаллизации  $\bar{\text{III}}$  цикла, в частности широко развитых розовых лейкократовых гранитов ("лептинитов")  $\gamma_3^3$ , уничтожающих следы предшествующих эндогенных событий. Несогласие между комплексами пород  $\bar{\text{I}}$  и  $\bar{\text{II}}$  циклов обнаруживается лишь при картировании пограничных зон и реликтовых блоков  $\bar{\text{I}}$  цикла, где сквозь канву наложенных процессов, коррелирующихся с таковыми в мурafsкой серии, просвечивают исходные

структуры и формации. Весьма показательны также маломощные зоны деформации-перекристаллизации с развитием формаций II цикла, занимающие секущее положение по отношению к вмещающим породам I цикла (это как бы "апофизы" мурафской серии в дислоцированной раме). Чаще всего подобные взаимоотношения характеризуют формации  $M_2^2$  и  $M_3^2$  (см. табл. 1, обр. 56-57, 61-64, 67).

Полный набор формаций II цикла встречен в мурафской серии, однако и здесь иногда наблюдаются реликтовые породы и парагенезисы I цикла. Это отдельные маломощные полосы и реликты blastsмилонитизированных чарнокитов скалопольской толщи ( $\gamma_2^1 - \gamma_{1-2}^2$ ). К наложенным плоскостям Бл приурочены чешуйки коричнево-красного Би<sup>1</sup> и Грф. Отметим для сравнения, что биотит-гранатовые граниты  $\gamma_2^2$  содержат уже различно ориентированные чешуйки Грф и ксенолиты графит-гранат-биотитовых гнейсов, причем они характеризуются массивной текстурой и не обнаруживают признаков наложенных деформаций.

В наиболее типичном виде мурафская серия обнажается по р. Мурафа от с. Должок (ниже Скалопольской ГЭС) до с. Вилы Яругские. Это толща перемежающихся неравномерно мигматизированных графит-гранат-биотитовых плагиогнейсов  $M_1^2 - \gamma_1^2$ , клинопироксеновых, гиперстеновых, биотит-гранат-гиперстеновых, иногда дупироксеновых гнейсов  $M_2^2$ , графит-биотитовых blastsмилонитов  $M_2^2$ , мелнократовых биотит-гранатовых гнейсов  $M_3^2$  с небольшими (до нескольких сотен метров) массивами синорогенных биотит-гранатовых гранитов  $\gamma_2^2$  и позднеорогенных аляскитов  $\gamma_3^2$ , многочисленными согласными жилами пегматоидных гранитов  $\gamma_{3a}^2$ . Гнейсы, мигматиты и согласные жилы имеют выдержанный структурный план ( $\beta 125-150^\circ \angle 45-70^\circ$ ). Характерные особенности этой толщи: повсеместное сквозное распространение графита, высокий удельный вес метаморфических пород и отсутствие высокоглиноземистых парагенезисов с кордиеритом и силлиманитом. Гранат отличается повышенной железистостью (75-80).

Формация плагиогнейсов  $M_1^2$  представлена лейкократовыми графит-содержащими биотит-гранатовыми гнейсами, которые находятся в виде ксенолитов в синорогенных гранитоидах  $\gamma_2^2$ , либо в скиалитах субстрата мигматитов  $\gamma_1^2$  (табл. 1, обр. 37-40, 43). Характерные признаки этих пород: плотная массивная текстура (несмотря на присутствие биотита), мелкозернистая структура, отсутствие или очень небольшое количество графита, желтоватый оттенок биотита, замещаемого кварцем и плагиоклазом, мелкие включения кварца в гранате и нередко изъеденная, корродированная его форма. Их состав (%): Пл - 60-65; Кв - 10-20; Гр - 5-10; Би - 3-5; иногда отдельные чешуйки Грф. Гнейсы формации  $M_1^2$  следует отличать от похожих на них биотит-гранатовых гней-

сов формации  $M_2^2$  с четко выраженной сланцеватостью или бластомилонитизацией  $S_2^2$ , контролирующей образование Би<sup>2</sup> и Грф. И те, и другие обычно встречаются в виде ксенолитов в гранитоидах  $S_2^1$ , причем  $S_2^2$  срезается контактами ксенолитов.

Деформации и структурные формы, с которыми связано образование формации  $M_1^2$ , достоверно не установлены. Создается впечатление, что было растрескивание, залечиваемое Би<sup>1</sup>, но последующая кварц-плагиоклазовая перекристаллизация полностью затушевала первичные процессы. Элементы залегания останцов  $M_1^2$  соответствуют ориентировке более поздних структурных форм. В парагенетическом отношении интересно отсутствие калиевого полевого шпата (если он есть, то более поздний, вторичный). Типична ассоциация Гр+Би+Пл+Кв+Грф.

Большая и разнообразная группа пород выделяется в формацию  $M_2^2$ . Их уже можно проследить не в виде разрозненных ксенолитов и скиацитов, а в виде вполне определенных геологических тел — пачек, зон, полос и т.п. По составу среди них можно выделить три подформации: графит-биотитовые бластомилониты  $S_2^2 - M_2^2$ ; гиперстеновые гнейсы  $M_{2a}^2$ ; двупироксеновые и роговообманко-двупироксеновые гнейсы, кристаллосланцы и амфиболиты  $M_{2b}^2$ ; клинопироксеновые гнейсы  $M_{2c}^2$ . Объединяет их то, что все они представляют собой базификаты — породы, более основные, чем исходные гнейсы формации  $M_1^2$ . По времени они также, по-видимому, различные, но взаимоотношения установлены только между формациями  $M_1^2, M_{2a}^2, M_{2b}^2$  и  $M_{2c}^2$  (табл. 1, обр. 41-49). Массивные гиперстеновые, двупироксеновые и клинопироксеновые гнейсы, развивающиеся вслед за сланцеватыми графит-гранат-биотитовыми гнейсами, содержат включения графита и биотита как в плагиоклазе, так и в пироксенах (фото 8). Крупные метакристаллы Гип содержат включения граната (Гр<sup>1</sup>) гнейсов формации  $M_1^2$  и в то же время замещаются идиоморфными скелетными порфиробластами Гр<sup>2</sup> с включениями Грф. Наблюдаются также каемки Гип вокруг Гр<sup>1</sup> (фото 9). В клинопироксеновых гнейсах, перемежающихся с биотит-гранат-гиперстеновыми (рис. 8), наблюдаются реликты Гип, т.е. продолжается тенденция замещения "метапелитовых" парагенезисов metabазитовыми и карбонатными.

Таким образом, есть основания полагать, что вслед за формацией  $M_1^2$  произошла мощная фаза деформаций ( $D_2^2$ ), выражающаяся в виде бластомилонитизации, рассланцевания и растрескивания и сопровождаемая графит-биотитовой минерализацией (базификацией), обуславливающей формирование подформации собственно графит-биотитовых бластомилонитов  $M_2^2$ . С ними перемеживаются биотит-гранат-гиперстеновые, гиперстеновые, двупироксеновые и клинопироксеновые гнейсы подформаций  $M_1^2 - M_{2a}^2, M_{2b}^2, M_{2c}^2$  и  $M_{2d}^2$  и реликтовые полосы или пластины полисклад-

чатого и полиметаморфического фундамента типа скалопольской толщи, чаще всего, чарнокит-мигматитов  $M_2^1 - \gamma^1$ . В графит-биотитовых бластомилонитах (подформация  $M_2^2$ ) как правило содержится реликтовый гранат исходной формации  $M_1^2$  ( $Gr^1$ ) и в том или ином количестве новообразований гранат ( $Gr^2$ ), развивающийся вслед за графит-биотитовой бластомилонитизацией и захватывающий в процессе кристаллизации включения  $Bi^2$  и  $Gr^1$ . При этом на площади развития мурафской серии (табл. 1, обр. 44, 45) подобные породы образуют довольно мощные пачки или толщи до 1-2 км, правда, с многочисленными секущими

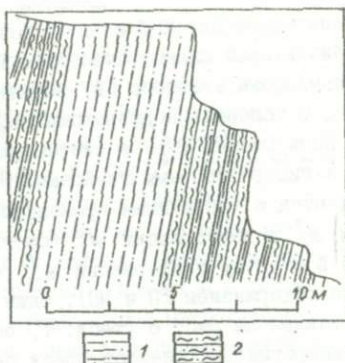


Рис. 8. Тонкое "ритмичное" чередование биотит-гранат-гиперстеновых (2) и клинопироксеновых ( $\pm$ П) гнейсов (1)  $M_1^2 - M_2^2$  (р. Мурафа, с. Вилы Яругские)

ми килами аляскитов и пегматоидных гранитов  $\gamma^2$ . На границе мурафской серии и скалопольской толщи (к южнее Молдавского карьера на р. Мурафа) встречены изначальные графит-биотитовые бластомилониты  $M_2^2$ , в которых нет еще ни новообразованных пироксенов, ни  $Gr^2$ . Это является подтверждением того, что формирование подформаций  $M_2^2$  ( $M_2^2$ ,  $M_{2\beta}^2$  и  $M_{2\delta}^2$ ) начинается с бластомилонитизации, сопровождающейся графит-биотитовой минерализацией. Шестоватые графит-биотитовые бластомилониты (см. табл. 1, обр. 41) ритмично чередуются с массивными клинопироксеновыми гнейсами с реликтами  $Bi^2$  и  $Gr^1$  (табл. 1, обр. 42). Протяженность пачки вкрест простирания 120-130 м, залегание соответствует положению мурафской серии в пространстве. В бластомилонитах имеется две генерации плагиоклаза: первая дробится и пересекается плоскостями  $Bl_2^2$  с  $Bi^2$  и  $Gr^1$ ; вторая вместе с  $Kv$  развивается в лейкосоме и замещает  $Bl_2^2$ , а  $Gr^1$  содержит в виде включений.

Графитсодержащие биотит-гранатовые гнейсы-бластомилониты представляют собой четко сланцеватые, обычно рыхлые, листоватые породы мелко- и среднезернистой структуры с неравномерным наложением мигматизации (см. табл. 1; обр. 44, 45). Иногда в них встречаются полосы мощностью от 0,5 до 1,5 м плотных тонко- и мелкозернистых гнейсов формации  $M_1^2$  (табл. 1, обр. 4, 3).  $Gr$  представлен двумя генерациями:  $Gr^1$  - с включениями  $Kv$ , как в формации  $M_1^2$ , и  $Gr^2$  - крупные порфиробласты с включениями  $Bi^2$  и  $Gr^1$ . От гнейсов, образующихся при сочетании базификации  $M_2^2$  и последующей мигматизации и гранитизации

$M_1^2$ , в которых Пл и Кв являются поздними, следует отличать гнейсы с реликтовыми Пл, КШШ и Кв (в отдельных случаях они огибаются графит-биотитовой сланцеватостью). В гнейсах  $M_2^2$  нередко наблюдаются псевдоморфозы зеленого Би, вероятнее всего по Гип I цикла, неустойчивого в условиях подформации  $M_2^2$ .

Подформация  $M_{2a}^2$  в чистом виде представлена биотит-гиперстеновыми и гиперстеновыми гнейсами. Но обычно подобные метаморфиды перемежаются с гибридными промежуточными породами как в сторону формации  $M_1^2$  и подформации  $M_2^2$  (биотит-гранат-гиперстеновые гнейсы), так и в сторону подформации  $M_{2b}^2$  (двопироксеновые гнейсы с неравномерным содержанием РП и МП). Один из примеров такого чередования представлен на рис. 8 (табл. 1, обр. 46-49). Мощность биотит-гранат-гиперстеновых гнейсов среди преобладающих клинопироксеновых пород (и те, и другие тонкоплитчатые, ясно полосчатые на выветрелой поверхности) варьирует от 4 до 6 м. В них наблюдаются мелкие линзы и полоски пироксеновых гнейсов мощностью 20-30 см. Обе разновидности гнейсов неравномерно и сравнительно слабо чарнокитизированы и содержат графит в количестве 0,5-1,0%. Характерно, что на плоскостях сланцеватости или на плоскости любой другой трещины содержание графита увеличивается до 3-5%, а размеры его чешуек возрастают от 0,1-0,5 мм в гнейсах до 2-4 мм в трещинах.

В "прослойках" биотит-гранат-гиперстеновых гнейсов даже в рамках одного шлифа видно, что в одной части плоскости Бл с Би<sup>2</sup> и Гр<sup>ф</sup> огибают зерна Гр с включениями Кв (Гр<sup>1</sup>), а в другой - скелетные кристаллы Гип<sup>1</sup>, развиваясь вкост сланцеватости содержат включения Би<sup>2</sup>, Гр<sup>ф</sup> и Гр<sup>1</sup>, причем иногда наблюдаются и четко выраженные каемки гиперстена вокруг Гр<sup>1</sup> (фото 9). В маломощных внутренних полосках пироксеновых гнейсов (табл. 1, обр. 47) среди гранат-биотит-гиперстеновых гнейсов установлено также взаимное замещение орто- и клинопироксенов. Некоторые новообразованные зерна гиперстена наследуют форму зерен граната, причем сохраняются характерные мелкие включения Кв. Таким образом, выявляется единая направленность процесса - замещение глиноземистых минералов сначала магнезиально-железистыми (ортопироксен), а потом существенно кальциевыми (клинопироксен), т.е. явное повышение основности. Следствием этого в петрологическом аспекте является замещение сланцеватых биотит-гранатовых гнейсов-бластомилонитов массивными двопироксеновыми и клинопироксеновыми гнейсами, что напоминает внедрение базитов в пелито-псаммитовую раму в фанерозойских комплексах. "Прослой" сланцеватых биотит-гранатовых гнейсов являются, таким образом, не следствием различной начальной дифференциации первично-осадочных пород и не наложенными

зонами бластомилонитизации, как это наблюдалось по отношению к формациям I цикла (табл. 1, обр. 44, 45), а реликтовыми полосами в зоне базификации  $M_{2a}^2$ . Сланцеватость в пироксеновых гнейсах, там, где она есть, также является реликтовой. Промежуточные биотит-гранат-гиперстеновые гнейсы представляют неравновесное сочетание минералов ( $Gr^1$  - реликтовый, Гип - наложенный,  $Gr^2$  - также вторичный). Этим объясняется известный антагонизм между Гип и  $Gr^1$  [14].

Кроме мурафской "прогрессивной" серии биотитизированные породы и биотит-пироксеновые гнейсы  $M_{25}^2$  зафиксированы также в виде зон дробления мощностью 40-50 см в различных формациях I цикла, в частности в кислых аляскитах  $\delta_3^1$  (табл. 1, обр. 63). При этом в обнажении выглядят они как биотитизированные породы, а под микроскопом выясняется, что струи биотита с графитом замещаются посткинematиче-

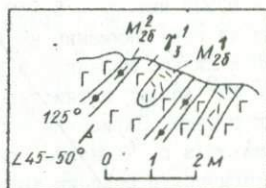


Рис. 9. Секущие зоны вторичных амфиболитов  $M_{25}^2$  в лептинитах  $\delta_3^1$  (?) с ксенолитами амфиболитов  $M_{28}^1$

скими орто- и клинопироксенами. Гиперстен представлен двумя генерациями, причем Гип<sup>2</sup> более магнезиальный (судя по рельефу и полоске Бекке) и образует каемки вокруг Гип<sup>1</sup>,  $M_{1}^1$  и Би<sup>2</sup> (фото 10).

Несколько обособленно, как и в формации I цикла, находятся амфиболиты подформации  $M_{25}^2$ . От амфиболитов I цикла они отличаются более высоким содержанием биотита и роговой обманки, которая является преобладающим минералом, линейно-сланцеватой текстурой и желто-коричневым, светлым цветом роговой обманки. Очень характерна геологическая позиция этих амфиболитов. Их нет в составе мурафской серии, но они встречаются в виде секущих зон, линз или жилобразных выделений мощностью от 20-30 см до 2 м, в различных формациях I цикла (рис. 9) подобно графит-биотит-гранат-гиперстеновым (+III) бластомилонитам. Наиболее показательна в этом отношении северная окраина с. Черневыц, где встречены и те, и другие базификаты (табл. 1, обр. 56, 57), но взаимоотношения между ними не установлены - нигде они не контактируют. Вторичные амфиболиты - это плотные черные среднезернистые породы массивной или линейно-сланцеватой текстуры. Сложены они желтовато-коричневой роговой обманкой (40-60%), коричнево-красным биотитом (5-20%), клинопироксеном (5-15%), гиперстеном (5-15%) и отдельными реликтовыми зернами плагиоклаза № 25-60. Это типичный пример неравновесной породы, как по структурам (разнообраз-

ные замещения), так и по крайне неравномерному составу минералов. Порядок замещения минералов: Пл → Би → МП → РП → Мт → Рог. Особое петрологическое значение имеет амфиболитизация всех минералов, так как взаимоотношения минералов в обычных метабазитах I цикла обратные (Пл<sup>1</sup> → Би → Рог → МП → (РП + Пл<sup>2</sup>) → Мт). Показатели преломления минералов: Рог -  $n_g = 1,676-1,685$ ;  $n_p = 1,651-1,665$ ; Гип -  $n_g = 1,698-1,712$ ;  $n_p = 1,684-1,698$ ; МП -  $n_g = 1,737-1,750$ ;  $n_p = 1,710-1,718$ ; Пл -  $n_g = 1,551-1,557$ ;  $n_p = 1,548-1,551$ . Под биноклем видно, что различные участки клинопироксена окрашена в разные цвета - от светло-зеленого до темно-зеленого. Эти колебания окраски связаны с вариациями показателя преломления и с различными параметрами элементарной ячейки (светлый МП:  $a_0 = 9,747$  нм;  $b_0 = 8,923$  нм;  $c_0 = 5,252$  нм;  $\beta = 105^{\circ}53'$ ; темный МП:  $a_0 = 9,748$  нм;  $b_0 = 8,920$  нм;  $c_0 = 5,252$  нм;  $\beta = 106^{\circ}01'$ ;  $v_0 = 438,9$  нм<sup>3</sup>). Обращают на себя внимание аномальные соотношения: магнезиальные Би, Рог и РП и сильно железистый МП. В отдельных зернах видны каемки светлого МП<sup>2</sup> вокруг пятнистых зерен МП<sup>1</sup> с включениями Мт. Контакты каемки резкие. Зарисовка небольшого обнажения лейкократовых гнейсогранитов в с. Черневы (рис. 9) показывает, во-первых, различную геологическую позицию амфиболитов I и II циклов (первые - в виде ксенолитов, вторые - в виде секущих зон), во-вторых, существование формации кислых пород, вероятно,  $\gamma_3^1$  (гнейсо-гранитов или лептинитов), образовавшихся после амфиболитов  $M_{25}^1$  и до амфиболитов  $M_{25}^2$ .

В некоторых случаях амфиболиты подформации  $M_{25}^2$  находятся в виде алохтонных ксенолитов различной формы в более поздних аляскинтах  $\gamma_3^2$  (табл. 1, обр. 58, 59). Правда, и в этом случае они иногда приурочены к вторичным трещинам. У с. Садковцы в лептинитах  $\gamma_3^1$  встречено тонкое ритмичное чередование массивных магнетит-двупироксеновых гнейсов формации  $M_{25}^2$  (Мт вторичный по трещинам растрескивания), магнетит-плагиоклаз-кварцевых пород  $\gamma_3^1$  (Мт, Гип и МП реликтовые) и сланцеватых двупироксеновых амфиболитов ( $\pm$ Гр)  $M_{25}^2$ . В пироксенах из гнейсов  $M_{25}^2$  наблюдаются реликты темной буровато-зеленой Рог<sup>1</sup> и замещение пироксенов светлой зеленовато-коричневой Рог<sup>2</sup>. Рог<sup>2</sup> в "прослоях" амфиболитов замещается симплектитам Гип+Пл. Подобные взаимоотношения минералов и текстур, несмотря на тонкое ритмичное чередование пород, свидетельствуют о различном времени образования полос, контрастных по составу, т.е. подобное контрастное чередование пород неравновесно.

Петрохимическое изучение вторичных амфиболитов (табл. 1, обр. 56, 57) и амфиболитизированных пород (обр. 60) показывает, что вид вариационных диаграмм мало чем отличается от таковых для гранитизирован-

ных амфиболитов (см. рис. 5, диаграммы 2, 6), однако направление миграции компонентов противоположное. Резко возрастает содержание основных оксидов ( $\text{CaO}$ ,  $\text{MgO}$  и  $\text{FeO}$ ) при уменьшении количества кремнекислоты и щелочей. Прямые и обратные связи этих компонентов четко выражены.  $\text{Mg}_2\text{O}_3$  ведет себя двояко в зависимости от степени базификации. При замещении окварцованных пород плагиоклазовыми амфиболитами содержание его остается неизменным или даже возрастает (см. рис. 5, диаграммы 7, 8). При нарастании степени амфиболитизации, сопровождающейся разложением плагиоклаза, количество глинозема заметно падает (см. диаграмму 6). При этом в первом случае привнос  $\text{CaO}$  и  $\text{MgO}$  примерно одинаковый, во втором — резко преобладает активность  $\text{MgO}$ , а содержание  $\text{CaO}$  почти не меняется (сравним обр. 36а, 60 и 57).

В подформацию  $M_{25}^2$  входят клинопироксеновые гнейсы — своеобразные породы, не встречавшиеся в формациях I цикла и являющиеся индикаторами II цикла. Это обычно массивные, грубоплитчатые, мелкозернистые породы равномернозернистой текстуры, сложенные клинопироксеном (30–40%), плагиоклазом (35–40–55–60%), кварцем (5–10%), сфеном, апатитом и графитом (до 0,5–1,0%). Графит наблюдается в виде беспорядочно ориентированных включений и в Пл, и в Гип. Спорадически могут встречаться ортопироксен, магнетит, вторичные скаполит, волластонит и кальцит, иногда реликтовый  $\text{Bi}^2$ . Подобные породы образуют довольно мощные пачки и толщи до 80–100 м как в составе мурафской серии (табл. 1, обр. 46–47), так и перемежаясь с полискладчатыми полиметаморфическими формациями I цикла (р. Мурафа между селами Черневец и Саинка, с. Вольдиевцы и т.п.) (см. табл. 1, обр. 53–55).

Железистость темноцветных минералов и пород подформаций  $M_{2a}^2$  и  $M_{25}^2$  выше, чем соответствующих формаций I цикла (см. табл. 1), а для основных пород подформации  $M_{25}^2$  наоборот, характерен магниезальный состав, что не совсем согласуется с общей повышенной железистостью образований II цикла.

Формация раннеорогенных полосчатых мигматитов  $\gamma_1^2$  пользуется ограниченным распространением. Очень слабо развита плагиоcharнокитизация в гиперстеновых и двупироксеновых гнейсах. Гранат-биотитовые мигматиты  $\gamma_1^2$  встречаются обычно в виде различно ориентированных ксенолитов в синорогенных гранитоидах  $\gamma_2^2$ , причем полоски лейкосомы смяты нередко в тесно сжатые и изоклиналильные складки, срезающиеся контактами ксенолитов (рис. 10; табл. 1, обр. 69). Довольно мощная толща мигматизированных гранат-биотитовых гнейсов наблюдается по р. Лозовая у с. Косы, где они пересекаются многочисленными ветвящимися жилами позднеорогенных гранатовых лейкогранитов (табл. I,

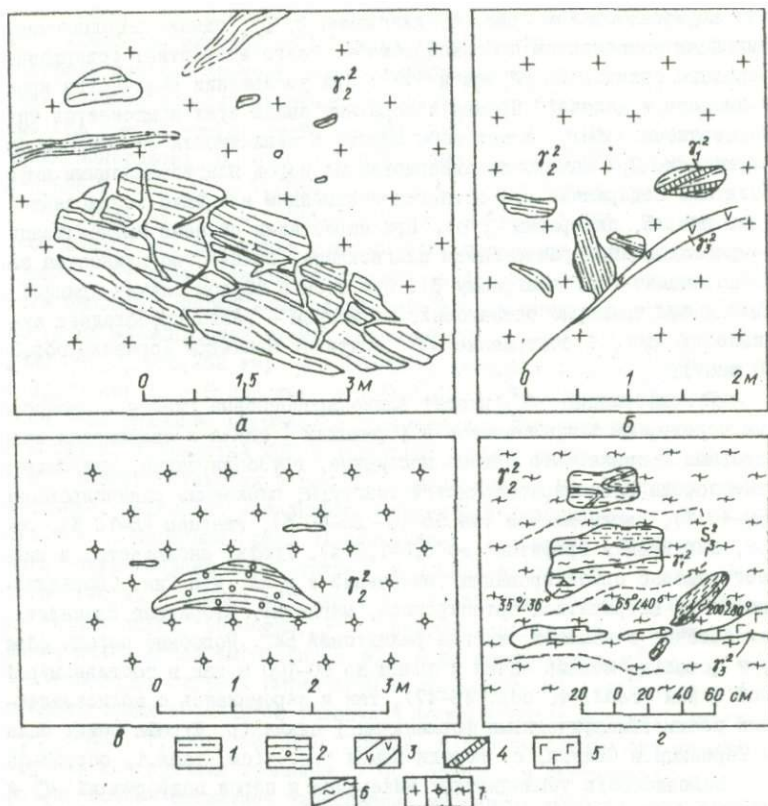


Рис. 10. Взаимоотношения синорогенных гранитоидов  $r_2^2$  с другими формациями II тектоно-метаморфического цикла ( $M_1^2$ ,  $M_2^2$ ,  $r_1^2$  и  $r_3^2$ ).  
 Обнажения: а, б - севернее с. Вилы Яругские; в - р. Мурафа, у с. Хоменки; г - р. Мурашка, у с. Писаревка. Породы: 1 - гранат-биотитовые плагиогнейсы -  $M_1^2$ ; 2 - клинопироксеновые гнейсы -  $M_2^2$ ; 3 - пегматоидные граниты -  $r_3^2$ ; 4 - кварцевые и кварц-полевошпатовые прожилки -  $r_1^2$  (?); 5 - крупнозернистые лейкограниты -  $r_3^2$ ; 6 - гранат-биотитовые плагиомigmatиты -  $r_1^2$ ; 7 - гранат-биотитовые гранитоиды -  $r_2^2$

обр. 70, 71). Интересно наличие двух систем прожилков лейкосомы: 1)  $\beta$   $50-60^\circ < 60^\circ$ ; 2)  $\beta$   $90^\circ < 40^\circ$ , причем вторая система секущая по отношению к первой, т.е. на данном участке развиты полимigmatиты.

Оба направления мигматизации срезаются жилами гранатовых гранитов  $J_2^2$ . Количество графита в результате мигматизации несколько уменьшается.

Формация вторичных графит-гранат-биотитовых гнейсов, бластомилонитов и глиноземистых метасоматитов ( $M_3^2$ ) занимает секущее положение по отношению ко всем образованиям I цикла и формациям  $M_{2a}^2$ ,  $M_{2b}^2$  и  $M_1^2 - J_1^2$  II цикла. В частности, у с. Косы в гранат-биотитовых мигматитах  $J_1^1$  встречены отдельные секущие зонки графит-биотитовых бластомилонитов  $M_3^2$  мощностью до 0,2-0,5 м. Приведем несколько примеров структурно-петрологических взаимоотношений этой формации.

В скалопольской толще бластомилониты с Би<sup>2</sup> и Грф (±Гр, Шп, Кв) залегают в виде отдельных зон дробления, пересекающих сложную складчато-блоковую структуру фундамента. Подобные зоны мощностью до 1 м наблюдаются на западной окраине с. Мазуровка, где они секут чарнокиты  $J_2^1$  и чарнокиты-мигматиты ( $M_2^1 - S_1^1$ ) (см. табл. 1, обр. 61 и 62), причем среди них также есть два типа: 1) графитсодержащие гранат-биотитовые гнейсы-бластомилониты; 2) довольно меланократовые (ближе к базификатам) биотит-гранат-гиперстеновые породы с зеленой шпинелью и графитом.

Уникальное взаимоотношение зафиксировано у с. Хоменки на р. Мурафа (см. рис. 3; табл. 1, обр. 64-67). В графит-гранат-биотитовых гнейсах-бластомилонитах подформации  $M_3^2$  - с зеркалом мелкой пологой складчатости  $\beta$  30-40° < 75-80° наблюдаются будины чарнокит-мигматитов  $M_2^1 - J_1^1$  I цикла с автономной внутренней складчатой структурой ( $D_{3-4}^1 - F_{3-4}^1$ ), срезаемой границами будин - плоскостями Би<sub>3</sub><sup>2</sup> ( $S_{1-2}^2$  отсутствуют). Некоторые складки внутри будин близки к изоклинальным. Во вмещающих гнейсах  $M_3^2$  местами видны кварцевые жилы, которые вместе с рассланцеванием  $S_3^2$  смяты в мелкие пологие складки  $F_4^2$  ( $D_4^2$ ). Примерная ориентировка осевой плоскости  $F_4^2$  -  $\beta$  70-80° < 85-95°,  $\Delta$  340° < 75°. Под микроскопом в графит-гранат-биотитовых бластомилонитах  $M_3^2$  обнаруживаются структуры растрескивания, контролирующие образование Би<sup>2</sup>, Грф и Шп (фото 11). При этом шпинель развивается после Би<sup>2</sup> и Грф, замещая их. Где много шпинели, там исчезает графит. Гранаты здесь двух генераций: Гр<sup>1</sup> образует крупные порфиробласты с включениями Би<sup>2</sup>, Грф и Пл, замещаемого микропертитом; Гр<sup>2</sup> - мелкие зерна с обильными включениями Шп. Отдельные зерна граната зональны. Отчетливо выделяется внешняя кайма с включениями Шп (фото 11).

Примечательно, что Би<sup>2</sup> в отдельных местах замещается Гип<sup>2</sup>, в то время как в будинах I цикла тот же Би<sup>2</sup> вместе с Грф явно замещает Гип<sup>1</sup> или пересекает его в виде отдельных струй. Крупные зерна

Гип<sup>1</sup> иногда содержат реликты Би<sup>1</sup> I цикла (без Гр<sup>1</sup>). Шпинель не всегда присутствует в графитсодержащих биотит-гранатовых бластомилонитах. Нередко в биотит-плагиоклазовых породах  $M_{2-3}^2$  по Би развивается только Гип<sup>2</sup>. Региональное распространение (полосы и пачки мощностью от 0,5 до 80-100 м) имеют графитсодержащие клинопироксеновые гнейсы подформации  $M_{2a}^2$ , чередующиеся с гнейсами  $M_{2-3}^2$ .

В 2 км севернее с. Вилы Яругские встречается другое характерное обнажение - чередование двупироксеновых  $M_{2a}^2$  и меланократовых гранат-биотитовых гнейсов  $M_3^2$  (табл. 1, обр. 50 и 51). Мощность отдельных полос 1,5-2,0 м. Гранат-биотитовые гнейсы отличаются кроме необычно меланократового состава более крупнозернистой, чем в гнейсах  $M_1^2$  структурой, наличием растрескавшихся докинематических КПШ, Пл и Кв, обильной сыпью округлых посткинематических кристаллов Гр (Гр<sup>2</sup>), развивающихся вслед за графит-биотитовой минерализацией. В этой же пачке есть разности гнейсов  $M_1^2$  с разломанными, корродированными и местами смещенными кристаллами Гр<sup>1</sup> с включениями Кв. Двупироксеновые гнейсы характеризуются неравномерным содержанием клино- и ортопироксенов и реакционными взаимоотношениями между ними. Замещение клинопироксена гиперстеном (см. фото 10), по-видимому, является следствием той же глиноземистой базификации  $M_3^2$ , в результате которой возникли вышеописанные вторичные гранат-биотитовые гнейсы, только выраженной в меньшем масштабе. На породном уровне подобное замещение приводит к развитию гиперстеновых гнейсов за счет клинопироксеновых, о чем, в частности, свидетельствует наличие в некоторых гиперстеновых гнейсах не обычного для них реликтового сфена. Следовательно, двупироксеновые гнейсы, подобные описанному обр. 50, относятся не к самостоятельной подформации  $M_{2a}^2$ , а к полиметаморфической формации  $M_{2a}^2 - M_3^2$ . Сравнение химического состава перемежающихся пород показывает, что содержание  $SiO_2$  в биотит-гранатовых гнейсах  $M_3^2$  ниже, чем в исходных двупироксеновых, что указывает на правомочность выделения глиноземистой базификации  $M_3^2$ . Десиликация имеет четко выраженную *K-Mg-Fe-Al* специализацию и сопровождается выносом *Ca* (см. рис. 5, диагр. 9), т.е. по сравнению с базификацией основного характера ( $M_{2a}^2$ ,  $M_{2a}^2$  и  $M_{2a}^2$ ) здесь другие прямые и обратные связи; в частности, обратная корреляция *CaO* и *MgO* и положительная связь щелочей с *MgO* и *FeO*. Следовательно, петрохимические данные подтверждают структурно-петрологические наблюдения о биотитизации и гранатизации, свойственных данной базификации.

Более позднее происхождение формации  $M_3^2$  по отношению к формации  $M_{2a}^2$  подтверждается тем, что она контролируется зонами  $Bl_4^2$ , а также наложением плоскостей скольжения  $S_4^2$  на гиперстеновые гнейсы

и замещением Гип<sup>1</sup> биотитом и Гр<sup>2</sup>, приуроченными к плоскостям  $S_3^2$ . В результате возникают полиметаморфические биотит-гранат-гиперстеновые гнейсы  $M_{2a}^2 - M_3^2$ , отличающиеся по положению в тектоно-метаморфическом цикле от подобных им биотит-гранат-гиперстеновых гнейсов другой полиметаморфической формации  $M_1^2 - M_2^2 - M_{2a}^2$  (табл. 1, обр. 48, 49). По сравнению с биотит-гранатовыми плагиогнейсами  $M_1^2$  вторичные биотит-гранатные гнейсы  $M_3^2$  отличаются наличием калиевого полевого шпата и другой схемой эволюции парагенезисов:  $(\text{Пл}^1 + \text{КШ}^1 + \text{Кв}^1)_{\text{рел}} \rightarrow M_4^2 - M_3^2 (\text{Би}^2 + \text{Гр}^2) \rightarrow (\text{Гр}^2 + \text{Шп}) \rightarrow (\text{Пл}^2 + \text{КШ}^2 + \text{Кв}^2)_{\text{вт}}$ .

Подобные описанным меланократовые гранат-биотитовые гнейсы и с теми же структурными соотношениями минералов встречаются также у с. Черневы в зоне мощностью до 80-100 м, секущей формации  $M_1^1 - \gamma_1^1$  и  $\gamma_2^1$  I цикла. Реликты графит-биотитовых бластомилонитов в двупроксенных гнейсах  $M_{2a}^2 - M_3^2$  и вторичных биотит-гранатовых гнейсах  $M_3^2$  отмечены также у с. Березовка.

Формация синорогенных гранитоидов  $\gamma_2^2$  представлена главным образом биотит-гранатовыми гранодиоритами, широко развитыми на описываемой территории. Это массивные или грубополосчатые породы средней и крупнозернистой структуры, с серо-голубым кварцем. Обычно они содержат большое количество мелких ксенолитов, удлиненных, в основном, в общем направлении полосчатости, но нередко и смещенных относительно друг друга, различно ориентированных. Породы имеют своеобразный брекчиевидный облик (фото 12). Благодаря таким особенностям структуры они и получили противоречивое название "биотит-гранатные мигматиты с ксенолитами гнейсов" [4, 5]. Типичные соотношения гранитоидов  $\gamma_2^2$  с ксенолитами показаны на рис. 10. Следует отметить два важных момента: во-первых, наличие в некоторых ксенолитах секущих кварцевых жил, срезаемых контактами ксенолитов (рис. 10, б), и наличие в ксенолитах окварцованных пород, которые, как было показано выше, образуются в позднеорогенное время и, следовательно, относятся к I циклу ( $\gamma_3^1$ ), - в этом же обнажении, кроме того, встречаются и ксенолиты формаций II цикла ( $M_1^2, M_{2a}^2, \gamma_1^2$ ) и секущие жилы пегматоидных гранитов II цикла ( $\gamma_2^2$ ); во-вторых, наличие во вмещающих гранитоидах реликтовых, иногда волнистых плоскостей бластомилонитизации  $S_3^2$ , не согласных с полосчатостью в ксенолитах и создающих полого "складчатую" структуру обнажения (рис. 10, г).

На рассматриваемом участке синорогенные гранат-биотитовые гранитоиды образуют два крупных массива размерами в несколько километров: 1) между селами Вилы Яругские, Должок и Косы (табл. 1, обр. 72-75); 2) в районе сел Писаревка - Политанки (обр. 39). В первом случае крупные останцы формаций  $M_{2a}^2$  и  $M_{2b}^2$  имеют ориентировку полосчатости

тости  $\delta 120-150^\circ \angle 50-70^\circ$ , а грубая полосчатость, зоны брекчирования и реликтовые плоскости и зоны бластомилонитизации —  $\delta 85-110^\circ \angle 40-75^\circ$ . С первым планом деформаций, как было показано выше, связано формирование формаций  $M_2^2$ , а со вторым — очевидно непосредственное синорогенное (позднескладчатое) гранитообразование. Сходное направление имеют ориентированные структуры гранитоидов и в другом массиве ( $\delta 80-100^\circ \angle 40-50^\circ$ ), но здесь, кроме того, последиваются секущие зоны бластомилонитизации и брекчирования  $\delta 120-140^\circ \angle 40-70^\circ$  и  $\delta 220^\circ \angle 80^\circ$ . Все эти деформации наложены также на лептиниты и аляскиты, вероятно I цикла ( $\delta_3^1$ ) с четко выраженной гранулитовой текстурой.

Ксенолиты в гранат-биотитовых гранитоидах представлены гранат-биотитовыми гнейсами  $M_1^2$ , рассланцованными гранат-биотитовыми гнейсами  $M_1^2 - S_2^2 - M_2^2$ , гиперстеневыми биотит-гранат-гиперстеневыми и клинопироксеновыми гнейсами  $M_{2a}^2$ , полосчатыми гранат-биотитовыми мигматитами  $\delta_1^2$ . И в ксенолитах, и во вмещающих гранитоидах присутствует графит. У с. Писаревка обычные биотит-гранатовые гранитоиды, переполненные ксенолитами гнейсов, переходят в массивные пегматоидные биотит-гранатовые граниты с крупными (до нескольких десятков метров) останцами и ксенолитами гиперстеневых гнейсов ( $\pm$ Мп), эндербит-мигматитов и гранатовых чарнокитов  $M_2^1 - \delta_1^1$  I цикла (см. табл. 1, обр. 5-8). В приконтактных участках сочетание пегматоидных гранитов  $\delta_2^2$  и ксенолитов чарнокитизированных гнейсов имеет вид эруптивной или тектонической брекчии (фото 12). Чарнокитизация в ксенолитах развивается независимо от контактов, а количество граната увеличивается в пограничных зонах. Характерно, что в ксенолитах чарнокитов I цикла нет графита, но зато появляется обильная вкрапленность магнетита и ильменита, выражены явления синорогенной базификации  $M_3^1 (\delta_{2a}^1)$ .

В биотит-гранатовых гранитоидах  $\delta_2^2$  стадии базификации и последующей двуполевошпатовой гранитизации обычно не различимы (средний состав примерно соответствует гранодиориту), но все же в некоторых местах зафиксированы реликтовые участки средне- и крупнозернистых меланократовых биотит-гранатовых пород с Шп и Гр<sup>ф</sup> (табл. 1, обр. 76) или Гип<sup>2</sup> (обр. 77). Гранитоидные породы с Шп вероятно образовались синхронно с формацией  $M_3^2$ .

Фаза  $M_3^2 - \delta_{2a}^2$  лучше всего сохранилась в обнажениях по р. Мурашка у с. Шестаковка (за пределами участка "Мурафа"), где в бластомилонитизированных гранитоидах  $\delta_2^1 - S_4^2 - \delta_2^2$  реликтовые плоскости Бл<sup>2</sup><sub>4</sub> контролируют образование удлинённых агрегатов и порфиробластов Гр<sup>2</sup> с включениями Би<sup>2</sup>, Гр<sup>ф</sup><sup>2</sup>, Шп, Сил и Мт. Иногда в центральной части крупных желваков Гр, вытянутых по  $\delta_4^2$ , обнаруживаются выделения

Кор с теми же включениями. Шп и Гр по микророндовым данным, любезно предоставленным И.В.Лаврентьевой, характеризуются необычными соотношениями железистости ( $\chi_{Mg}^{Шп} = 0,410-0,495$ ;  $\chi_{Mg}^{Гр} = 0,378-0,297$ ). Шп, включенная в Кор, менее магниезальна ( $\chi_{Mg} = 0,310$ ). Магнезиальность Кор колеблется от 79 в центре желвака до 85 на контакте с гранатовой оторочкой. Основность Пл довольно постоянная - 22-23,  $\chi_{Na}^{КПШ} = 0,19-0,20$ .

На участие "Мурафа" весьма примечательно отсутствие кордиерита в синорогенных глиноземистых гранитоидах II цикла. В некоторых шпифах наблюдаются удлиненные псевдоморфозы слюдястых минералов по кордиериту, имеющие вид микробудин (табл. 1, обр. 75). По всей видимости, это был кордиерит I цикла, сосуществовавший с крупными скелетными кристаллами Гр<sup>1</sup> с включениями Кв, также встречающимися иногда в гранитоидах  $\gamma_2^2$ . Зерна Гр часто имеют сложное внутреннее строение и унаследованные структуры катаклаза и замещения - тоже возможно псевдоморфозы граната по кордиериту. Крупные посткинematические кристаллы граната (Гр<sup>2</sup>) содержат включения графита (Грф<sup>2</sup>) (фото 13). Но и они корродируются кварцем и иногда огибаются и смещаются плоскостями бластомилонитизации  $S_4^2$  с кварцевой и кварц-полевошпатовой минерализацией, свойственной позднеорогенному гранитообразованию.

Синорогенные чарнокиты для второго цикла не характерны и представлены они только разностями метапелитового ряда. Обычно это локальные пятна и выделения в поле развития биотит-гранатовых гранитоидов, как например, обр. 77 (табл. 1). Лишь в одном месте (Джуринская речка, с. Малая Дербчинка, - табл. 1, обр. 80-81) встречено обнажение размерами не менее 80-100 м синорогенных чарнокитов с округлыми, перемещенными, выщипывающимися наподобие гальки конгломератов, ксенолитами лейкократовых гиперстеновых гнейсов или гиперстеновых плагиолептинитов с небольшой вкрапленностью графита. Чарнокитоиды средне- и крупнозернистые, массивной структуры, в отдельных, неясно ограниченных участках содержат вкрапленность крупных порфиробластов граната и гиперстена размерами до 2,0-2,5 см. Средне- и крупнозернистые чарнокиты постепенно переходят в пегматоидные гранатовые чарнокиты с крупными порфиробластами серо-зеленого калиевого полевого шпата дб 7-5 см и затем в гранат-биотитовые граниты. Так же, как и в I цикле, гиперстен при позднекладчатом гранитообразовании вытесняется гранатом.

Интересно, что по петрохимическим данным гиперстеновые гнейсы в ксенолитах более кислые, чем вмещающие их чарнокитоиды  $\gamma_2^2$  (см. рис. 5, диаграмма 10), т.е. фактически происходит не гранитизация, а базификация (преобладание фазы  $M_3^2 - \gamma_2^2$ ). Привносится только 12

и щелочи, убывают  $Si$  и  $Ca$ , содержание остальных компонентов примерно одинаково.

Породы позднеорогенной формации  $\gamma_3^2$  довольно разнообразны как по форме геологических тел, так и по составу. Они представлены: а) неясно ограниченными массивами, жилами и жиллообразными выделениями гранатовых лейкогранитов (табл. 1, обр. 82-88); б) массивами и жилами средне- и крупнозернистых аляскитов (обр. 89); в) ступенчатыми и ветвящимися жилами аплитовидных гранитов (обр. 90, 91); г) довольно мощными зонами аплит-пегматоидных гранитов и окварцованных пород (обр. 92); д) секущими жилами пегматитов и кварцевыми жилами. Наиболее четко геологическая позиция позднеорогенных гранитов и окварцованных пород  $\gamma_3^2$  определяется там, где они в виде жил пересекают синорогенные гранитоиды  $\gamma_2^2$  (см. рис. 10, б). Весьма убедительны также ветвящиеся жилы гранатовых лейкогранитов, секущие полимиктиты  $\gamma_1^2$ . Они сильно отличаются от гранат-биотитовых гранитоидов  $\gamma_2^2$  и по макроскопическому облику, и по составу, и по парагенезисам (массивная мелко- и среднезернистая структура, лейкократовый состав, светлая окраска и наличие вкрапленности граната, как явно доминирующего темноцветного минерала).

Породы, относящиеся к позднеорогенной формации  $\gamma_3^2$ , образовались в несколько фаз. Так, окварцованные породы и лептиниты в Рекеченском карьере секутся жилами аляскитов ( $\gamma_{3a}^2$ ). Жильные аплитовидные граниты и пегматиты представлены несколькими генерациями (табл. 1, обр. 90, 91, 93).

Петрохимической особенностью позднеорогенных лейкократовых гранитов является преимущественно кремнекислотное замещение - все остальные компоненты либо выносятся, либо остаются на одном уровне, в том числе  $K_2O$  и  $Na_2O$  (см. рис. 5, диагр. 11-12).

Резюмируя, можно отметить некоторые характерные для II тектонометаморфического цикла особенности как в структурном, так и метаморфическом плане. Ориентировка структурных форм следующая:  $M_1^2 - S_1^2$  - ориентировка неизвестна;  $M_2^2 - S_2^2 - \beta$   $120-140^\circ < 40-50^\circ$ ;  $S_3^2 - \gamma_1^2$  -  $\beta$   $150-170^\circ < 70-80^\circ$ ;  $S_4^2 - \gamma_2^2$  -  $\beta$   $90-100^\circ < 40-75^\circ$ ;  $S_5^2 - \gamma_3^2$  -  $\beta$   $40-60^\circ < 40-60^\circ$ . По сравнению с I циклом во II цикле отмечается повышенная железистость пород и минералов, что является следствием специфического геохимического режима метаморфического-метасоматических растворов. В связи с этим полностью исчезает кордиерит, зато сильно расширяется область устойчивости граната. Кроме того, широко распространены богатые кальцием породы - клинопироксеновые гнейсы, т.е. увеличивается контрастность геологических формаций. Если в породах I цикла наиболее распространенными акцессорными минералами являются  $Mt$  и

Ил, то во  $\bar{\text{II}}$  цикле их количество заметно уменьшается, а вместо них появляется графит, который поистине можно считать диагностическим признаком  $\bar{\text{II}}$  цикла. Иногда графит отсутствует только в формациях  $M_2^2$  и  $\mathcal{J}_3^2$ . Во  $\bar{\text{II}}$  цикле слабо развита раннеорогенная мигматизация  $\mathcal{J}_1^2$ , но сильно распространены синорогенные и позднеорогенные гранитоиды  $\mathcal{J}_2^2 - \mathcal{J}_3^2$ .

#### Формации $\bar{\text{III}}$ тектоно-метаморфического цикла

Наличие пород  $\bar{\text{III}}$  тектоно-метаморфического цикла доказывается существованием зон бластомилонитизации и базификации  $M_2^3$  и  $M_3^3$ , секущих и замещающих различные формации  $\bar{\text{I}}$  и  $\bar{\text{II}}$  тектоно-метаморфического цикла, в том числе и кислые породы  $\mathcal{J}_3^2$ , завершающие эволюцию  $\bar{\text{II}}$  цикла (табл. 1, обр. 96-98, 105-107). Другим аргументом является нахождение реликтов синорогенных чарнокитов  $\mathcal{J}_2^2$  в формации  $M_2^3 - M_{2\delta}^3$  (табл. 1, обр. 99, 100). В большинстве случаев мощность подобных зон небольшая и их нелегко обнаружить в сложном переплетении различных геологических образований и возможно это лишь при условии комплексного применения всех приемов структурно-метаморфического анализа в мега-, макро- и микромасштабе (самостоятельная структурная шкала здесь не работает).

$\bar{\text{III}}$  тектоно-метаморфический цикл представлен полным комплексом формаций, однако большинство из них распространены локально. Регионально развиты лишь розовые лейкократовые граниты и лептиниты  $M_1^3 - \mathcal{J}_{1-3}^3$ , но они в большинстве случаев не отличаются от таких же образований  $\bar{\text{I}}$  и  $\bar{\text{II}}$  циклов.

Формация  $M_1^3$  на описываемом участке проблематична. К ней вероятно относится субстрат мигматизированных графитосодержащих лептинитов с. Березовка с обрывками складок  $F_2^3$  (табл. 1, обр. 94, 95). Эффект мигматизации часто создается за счет собирательной перекристаллизации и метаморфической дифференциации. Эти породы содержатся в виде различно ориентированных ксенолитов и останцов в пятнистых биотитовых гранитах  $\mathcal{J}_3^3$ , жиллообразные обособления которых пересекают гранатовые лейкограниты формации  $\mathcal{J}_3^2$ . В них отмечается плитчатая отдельность (кливаж) субмеридионального простирания и две реликтовые сланцеватости —  $\alpha$   $130-140^\circ < 45-50^\circ$  и  $180^\circ < 75^\circ$ .

Формация основных пород  $M_2^3$  контролируется фазой деформаций  $D_2^3$ , сопровождающейся образованием по плоскостям скольжения  $S_2^3$  зеленовато-коричневого или темно-коричневого биотита ( $\text{Би}^3$ ). Начинается формирование формации с возникновения биотитовых бластомилонитов (подформация  $M_2^3$ ), которые часто имеют облик обычных биотитовых

гранито-гнейсов (табл. 1, обр. 103, 104). Минералы, подвергающиеся дроблению, — это Гип<sup>1</sup>, Пл<sup>1</sup> и Гр, иногда Кв<sup>1</sup>. Биотитовые blastsмилониты  $M_2^3$  не имеют самостоятельного развития и как правило перемежаются или постепенно переходят в одну из других подформаций —  $M_{2a}^3$ ,  $M_{2b}^3$ , или  $M_{2c}^3$ , — поэтому их удобно рассматривать совместно ( $M_{2a}^3$ ,  $M_{2b}^3$ ,  $M_{2c}^3$  и т.п.).

Подформация  $M_2^3 - M_{2a}^3$  включает в себя биотитовые blastsмилониты и биотит-гиперстеновые и гиперстеновые гнейсы (табл. 1, обл. 103-105). Наиболее показательна зона дробления, прослеживаемая по р. Мурашка у с. Роскошь в северо-восточном направлении (с 150-160° до 70-85°), пересекающая полиметаморфические гранатовые чарнокиты  $J_{1-2}^2$ . Мощность ее 20-25 м. По плоскостям Бл и Рс в биотит-гиперстеновых гнейсах выделяются темно-коричневый (по Mg) биотит, совершенно не свойственный II циклу. Этот биотит нередко имеет вид тонких чешуек, похожих на Грф. Аналогичную форму имеет и Мт, по-видимому, развивающийся по Грф. Вслед за этим Би замещается Гип, который захватывает также дробленные зерна Пл, сохраняя их реликтовую какастическую структуру и ржаво-бурую окраску. Сланцеватость или Бл при этом затухает. И, наконец происходит перекристаллизация плагиоклаза (Пл<sup>2</sup>) и Кв<sup>2</sup>, массивные агрегаты которых съедают биотит-гиперстеновую сланцеватость. Чем ярче выражена перекристаллизация, тем меньше проявлены сланцеватость и blastsмилонитизация. Все эти переходы можно видеть в одном шлифе. Гиперстен III цикла отличается сильным плеохроизмом и двупреломлением.

Подформация  $M_2^3 - M_{2b}^3$  — это двупироксеновые амфиболиты, биотитизированные и амфиболитизированные породы. Они перемежаются с биотит-гиперстеновыми гнейсами  $M_{2a}^3$  или находятся в виде ксенолитов или скиалитов в чарнокитах  $J_{1-2}^3$  (табл. 1, обр. 113-115). Иногда отмечаются отдельные маломощные (не более 0,5 м) секущие зоны биотитизации и амфиболитизации в структурно-метаморфическом комплексе I цикла (р. Лозовая, севернее с. Косы). Роговая обманка III цикла отличается зеленой окраской без буроватых и желтоватых тонов. На участке "Днестр" роговообманко-двупироксеновые кристаллосланцы и двупироксеновые амфиболиты  $M_{2b}^3$  образуют крупные пластовые тела мощностью до 80-100 м в биотитовых гранито-гнейсах  $J_{1-3}^2$  (р. Днестр, с. Пороги). Сами они пересекаются жилами пегматоидных гранитов  $J_3^3$ . В этом же районе зафиксированы секущие прожилки амфиболитов  $M_{2b}^3$  в эндербит-мигматитах  $M_{2b}^1 - J_1^1$  (фото 14). Роговая обманка содержит реликты пироксенов и плагиоклаза.

Весьма своеобразна геологическая позиция двупироксеновых амфиболитов, встреченных на р. Лозовая, севернее с. Косы, где они при-

урочены к зоне надвига, срезающего все образования I цикла, в том числе жилы аляскитов  $\gamma_3^1$ . В приконтактовой зоне в породах фундамента проявлены субгоризонтальный кливаж и амфиболитизации. Породы зоны надвига — это катаклазированные или бластомилонитизированные тонкоплитчатые или листоватые рыхлые породы с выделениями зеленой роговой обманки и реликтового зеленовато-коричневого биотита по  $S_2^3$ .

Подформация  $M_2^3 - M_{2a}^3$  представлена клинопироксеновыми гнейсами и скаполитизированными породами с реликтами биотит-клинопироксеновых пород. Наиболее представительная по геологическим взаимоотношениям — зона биотитизированных пород, секущая аплитовидные граниты  $\gamma_3^2$  в 3 км выше по течению р. Мурафа от Володиевской ГЭС. Под микроскопом обнаружено, что биотит, во-первых, уже коричневый, свойственный III циклу, а во-вторых, он замещается диопсидом. В итоге образовались неравновесные биотит-диопсидовые породы формации  $M_{2a}^3$  III цикла с аномальной корреляцией железистости Би и МП (табл. 1, обр. 96-97). Параллельно этой зоне в толще клинопироксеновых гнейсов  $M_{2a}^2$  II цикла прослеживаются отдельные зоны и полосы диопсидовых гнейсов III цикла (обр. 98), в которых уже коричневый Би или отсутствует полностью, или наблюдается только в реликтах (табл. 1, обр. 98). Встречаются секущие зоны диопсидовых пород и другого направления (рис. 11). Примечательно нахождение будинированных жил аплитовидных гранитов первой генерации ( $\gamma_1^2$ ), секущихся диопсидовыми гнейсами и аплитовидными гранитами второй генерации ( $\gamma_3^2$ ). Показательно, что в будинированной жилке и клинопироксеновых породах II цикла повсеместно отмечается Грф, а в диопсидовых гнейсах III цикла он исчезает, но появляются удлиненные зерна Вол с реликтами и вклю-

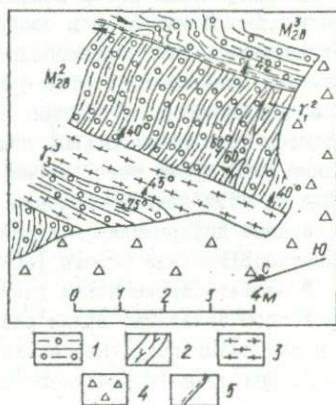


Рис. 11. Две генерации клинопироксеновых гнейсов ( $M_{2a}^2$  и  $M_{2a}^3$ ; р. Мурафа, с. Володиевцы (табл. 1, обр. 53-55; 96-98)).

Породы: 1 — клинопироксеновые гнейсы; 2 — салитовые граниты —  $\gamma_3^2$ ; 3 — аплитовидные граниты —  $\gamma_1^2$ ; 4 — делювий; 5 — разрывные нарушения

чениями МП, катакlastической ткани, а также обильные зерна скаполита, псевдоморфно замещающие плагиоклаз. Диопсид замещается голубой роговой обманкой. Клинопироксен III цикла более магниезальный ( $F = 32-35$ ), чем клинопироксен II цикла (см. табл. 1). В отдельных случаях зафиксированы каемки МП<sup>2</sup> вокруг МП<sup>1</sup>. Кроме подвижек, контролирующих появление диопсидовых и скаполит-воластонитовых пород  $M_2^3$ , в этом же обнажении наблюдается серия плоскостей скольжения  $S_4^3$  (похожих на скальвание), смешивающая скаполитизированные породы, в которых возникает своеобразная черепицеобразная складчатость.

Еще более убедительное взаимоотношение задокументировано на южной окраине с. Саинка, где в диопсид-скаполитовых породах  $M_2^3$  встречен небольшой останец размерами примерно  $5 \times 10$  м бластомилонитизированных и смятых в складки пород (?) I и II цикла. Падение шарниров складок крутое на восток-запад, в то время как вмещающие скаполитизированные и местами карбонатизированные гнейсы характеризуются полосчатостью  $\beta 50-55^\circ \angle 70-75^\circ$ . Такую же ориентировку имеют "последние секущие" жилы пегматоидных гранитов и пегматитов мощностью от 0,5 до 2,0 м. В останце различаются рассланцованные и бластомилонитизированные среднезернистые чарнокиты и биотит-пироксеновые гнейсы (табл. 1, обр. 99-102). В чарнокитах обнаруживается множество проявлений динамического воздействия и сложное неравновесное сочетание минералов: крупные и мелкие зерна плагиоклаза, подвергающиеся дроблению и растрескиванию с выделением по трещинам коричнево-красного биотита и графита (пары минералов, характерной для II цикла); крупные зерна гиперстена, унаследовавшего деформированную спайность Би и содержащего включения графита (см. фото 8); отдельные чешуйки и агрегаты коричневого или зеленовато-коричневого Би ( $\pm$ Мт), приуроченного к плоскостям  $E_{4-2}^3$  и свойственного III циклу и замещающего Гип; посткинematические порфиробласты микропергита с включениями всех остальных минералов. Графит ориентирован беспорядочно, как в синорогенных гранитоидах. В крупных зернах Гип морфологически иногда наблюдаются ядра раннего Гип<sup>1</sup>, подвергающегося дроблению и огибаемому поздним Гип<sup>2</sup>. Кроме того, зерна Гип корродируются и замещаются Мил. Исходя из этих взаимоотношений можно сделать вывод, что в описываемом останце деформациями и перекристаллизации III цикла подвергались полиметаморфические породы I-II циклов.

В биотит-пироксеновых гнейсах-бластомилонитах (обр. 99) под микроскопом отчетливо видны плоскости бластомилонитизации и дробления в первичных кварц-плагиоклазовых породах. К этим плоскостям приурочены выделения коричневого биотита (Би), замещаемого клинопироксеном, как в обр. 96. Кроме того, зафиксированы реликтовые графит и

магнетит и замещающий их вторичный сфен. Коричнево-красный биотит и гиперстен чарнокитов здесь уже не обнаруживаются.

Во вмещающих скаполит-диопсидовых породах намечаются переходы от разностей, где есть реликтовые обособления кварц-плагиоклазовой матрицы (Ск и Ка выделяются в виде мелкозернистых, иногда симплектитоподобных агрегатов, корродирующих катакластические зерна Пл, Кв и Мп (обр. 101)) до полностью перекристаллизованных диопсид-скаполитовых гнейсов (обр. 102) с отдельными реликтовыми зернами Пл и Кв<sup>1</sup>. В то же время наблюдается Кв, образующий симплектиты со скаполитом [147]. Это вполне естественно в связи с наличием секущих жил пегматоидных гранитов и окварцованных пород. Разумеется, не везде однозначно выделяются клинопироксеновые гнейсы II и III циклов. В случае совпадения структурного плана хорошим критерием для выделения является скаполитизация.

Формация раннеорогенных плагиомигматитов  $\delta_1^3$  ассоциирует обычно с подформацией  $M_2^3 - M_{2a}^3$ , представляющей субстрат данной формации. Биотит-гиперстеновые гнейсы в большинстве случаев в той или иной степени чарнокитизированы (табл. 1, обр. 111, 112). Полосчатость мигматизации  $S_3^3 - \delta_1^3$  вторична по отношению к сланцеватости или бластомилонитизации  $S_2^3$  и контролируется другой фазой деформации -  $D_3^3$ . Би и Гип замещаются Кв и Анп. Общая схема эволюции парагенезисов полиметаморфической формации  $M_2^3 - M_{2a}^3 - \delta_1^3$ : (Гип<sup>1</sup> + Пл<sup>1</sup> ± Кв<sup>1</sup>) рел →  $D_2^3 - M_2^3$  (Би) →  $M_{2a}^3$  (Гип<sup>2</sup>) →  $D_3^3 - \delta_1^3$  (Пл<sup>2</sup> + Кв<sup>2</sup> + Кпш). В некоторых случаях зафиксировано, кроме того, еще наложение син- или позднеорогенной, существенно калишпатовой гранитизации  $\delta_{2-3}^3$ .

К формации глиноземистых метасоматитов  $M_3^3$  относятся экзотические биотит-гранат-гиперстен-кордиеритовые породы, встреченные по р. Мурафа между селами Саинка и Володиевцы (рис. 12; табл. 1, обр. 103-119). Они залегают в виде линзо- и гнездообразных выделений мощностью от 0,1 до 0,4 м в полосе шириной до 20 м, перемежаясь с другими разновидностями глиноземистых пород, мигматитов и гранитоидов. Эта пестрая гамма пород находится в долгоживущей тектонической зоне, мощностью 80-100 м, где кроме них присутствуют еще (чередываясь между собой) чарнокит-мигматиты  $M_2^3 - M_{2a}^3 - \delta_1^3$ , биотит-двупироксеновые амфиболиты  $M_{2b}^3$ , реликтовые останцы или будины I цикла (гранатовые и безгранатовые чарнокиты  $\delta_{1-2}^1$ , гранат-кордиеритовые гранитоиды  $\delta_2^1$ , двупироксеновые амфиболиты  $M_{2b}^1$ ), графитсодержащие породы II цикла, синорогенные чарнокиты  $\delta_2^3$  и, наконец, преобладающие породы - кварц-полевошпатовые лептиниты  $\delta_3^3$  III цикла с реликтовыми зернами Гип, Би, Гр и Кор. Присутствуют также будинированные пегматоидные граниты I

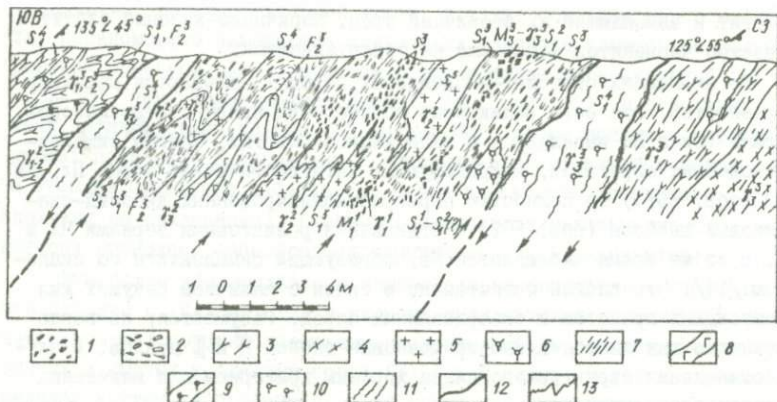


Рис. 12. Тектоническая зона III цикла с гиперстен-кордиеритовыми парагенезисами (разрез обнажения у с. Саинка на р. Мурафе).  
 Породы: 1 - неравномерно перекристаллизованные гиперстен-кордиеритовые гнейсы -  $M_3^3 - \gamma_3^3$  (РП<sub>39</sub>+Кор<sub>20</sub>+Би<sub>20-30</sub>(вт)+Пл<sub>22</sub>+КПШ+Кв); 2 - полиметаморфические биотит-гранат-гиперстен-кордиеритовые гнейсы -  $\gamma_2^1 - M_3^3 - \gamma_3^3$  (РП<sub>41,9</sub>(рал) + Кор<sub>24,0</sub> + Гр<sub>66,0</sub>(вт) + Би<sub>25-32</sub>(вт) + Пл<sub>20</sub>+КПШ+Кв); 3 - со складчатые чарнокит-мигматиты  $\gamma_{1-2}^3$  (РП+Би<sub>вт</sub>+Пл+КПШ+Кв); 4 - лептиниты и лептитовые гнейсы -  $\gamma_3^3$  (Би+Пл+КПШ+Кв); 5 - поздне складчатые биотит-гранатовые граниты -  $\gamma_2^1$  (Би+Гр+Кор+Пл+КПШ+Кв+Фи<sub>вт</sub>); 6 - поздне складчатые чарнокиты -  $\gamma_2^3$  (Гип+Пл+КПШ+Кв+Би<sub>вт</sub>); 7 - наложенное расщепление III цикла -  $S_1^3$  (Фи<sub>вт</sub>); 8 - жилы аплитовидных гранитов -  $\gamma_3^2$ ; 9 - жилы поздне складчатых пегматоидных гранитов -  $\gamma_3^2$ ; 10 - жилы послескладчатых пегматоидных гранитов -  $\gamma_3^3$ , контролируемые разрывами -  $S_5^3$ ; 11 - наложенное расщепление IV цикла (Сер<sub>вт</sub>); 12 - контакты пегматоидных гранитов -  $\gamma_3^3$ , залечивающих разрывы  $S_5^3$ ; 13 - прочие границы

или II цикла и поздние, секущие жилы пегматоидных гранитов и пегматитов III цикла. Примечательно, что вся пачка пород имеет псевдомоноклиналиное залегание с выдержанным падением по азимуту  $135-160^\circ 40-50^\circ$ . Лишь в некоторых местах встречаются реликтовые тесно сжатые складки  $F_2^3$ , деформирующие чарнокит-мигматиты и жилы аляскитовых гранитов  $\gamma_3^2$ . Вся описанная зона многофазной деформации-перекристаллизации находится в виде реликтового останца в позднеорогенных лейкогранитах  $\gamma_3^3$  лептинитового облика.

Реликты пород I и II цикла - это как правило тонкие "псевдомоноклиналиные" полосы мощностью от 0,5-1,0 см до 0,5-1,0 м (вследствие этого толща приобретает очень пестрый облик). Особенно интересны по-

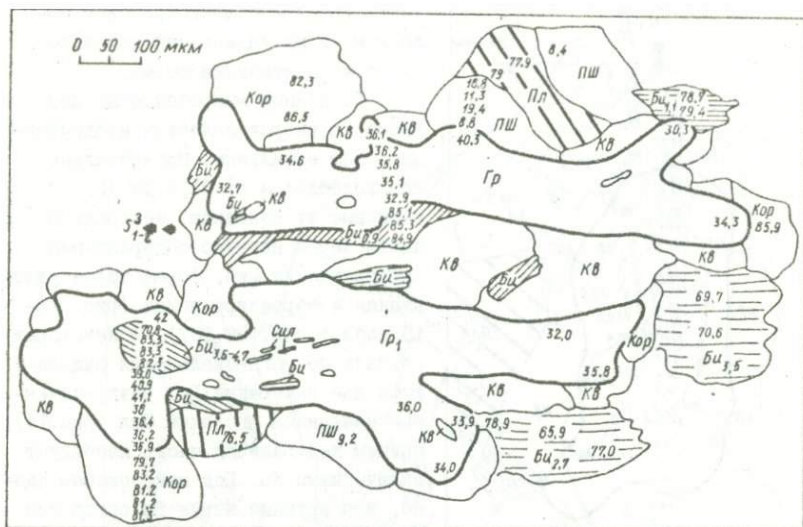


Рис. 13. Зарисовка участка шлифа 406 (см. табл. 1). Цифры в железо-магнезиальных минералах соответствуют  $N_{Mg}$ , в Пл и КПШ —  $N_{Ca}$ . Подстрочные цифры у Би обозначают содержание  $TiO_2$  (%)

лоски лейкократовых пород (Кв+Пш+Гр) небольшой мощности (5-10 мм). Чередование их с меланократовыми полосами, сложенными Би<sup>3</sup> и Гип<sup>3</sup>, создает полное подобие мигматитов, хотя на самом деле наоборот, имеет место базификация первичных кислых пород, идущая вслед за рассланцеванием и иногда будиначем (табл. 1, обр. 106). В подобных микробудинах содержатся иногда массивные средне- и крупнозернистые гранат-кордиеритовые гранитоиды  $\mathcal{G}_2^1$ . Именно тем, что это древний гранат I цикла, объясняется его выдержанный магниезный состав (замеры показателей преломления гранатов из 10 образцов в обн. 222 дали один и тот же интервал колебаний преломления — 1,782-1,794 — именно такой, как в скалопольской толще I цикла). При этом минимальный показатель преломления (обр. 115, 116 —  $n = 1,780-1,786$ ) зафиксирован в крупных скелетных кристаллах граната, замещаемых гиперстеном из средне- и крупнозернистых гранатовых чарнокитов. Эти гранаты из реликтовых полосок и микробудин аналогичны таковым в скалопольской толще. И точно так, как там они содержат включения Кв и Пл (но не биотита). Здесь они только больше корродированы и нередко представлены остатками от замещения кордиеритом, кварцем, плагиоклазом и калиевым полевым шпатом. Вполне естественны при этом и приурочен-

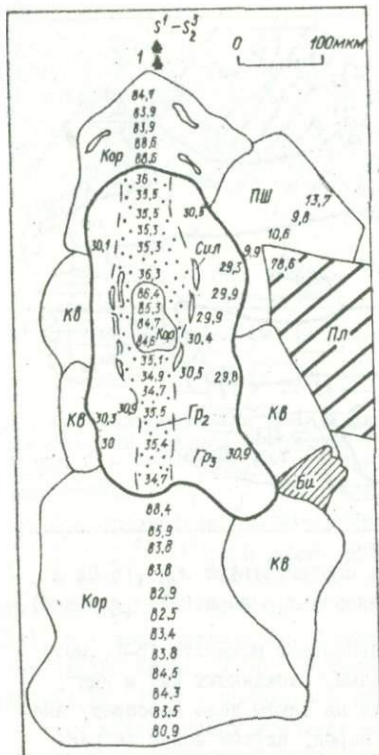


Рис. 14. Зарисовка участка шлифа 110 (см. табл. 1). Обозначения см. на рис. 13

Би, тем четче выражена сланцеватость. Начальная стадия формирования метасоматитов соответствует биотитовым blastsмилонитам, — коричневый Би<sup>3</sup> концентрируется по плоскостям Бл и Рс<sup>4</sup>, докинематические минералы представлены ПЛ<sup>1</sup>, Кв<sup>1</sup>, КШ<sup>1</sup> и остатками корродированного Гр<sup>1</sup> с включениями Кв<sup>1</sup>. Гип, развиваясь по Би<sup>3</sup>, часто имеет удлиненную унаследованную форму и содержит включения Би<sup>3</sup>. Состав Гип почти не изменяется от центра к краям зерен (рис. 16). Иногда наблюдаются каемки Гип вокруг Би<sup>3</sup>. Кроме Гип на стадии посткинематической базификации образуются отдельные зерна Гр<sup>2</sup> с включениями Би<sup>3</sup> и Мт. И, наконец, заключительная фаза формирования метасоматитов — это калишпатовая гранитизация  $\gamma_2^3$  или  $\gamma_3^3$ , сопровождаемая

ность граната к лейкократовым плоскостям, и их удлиненная согласно blastsмилонитизации форма.

По данным микрозондовых анализов Гр скорее является неоднородным, чем зональным. Магнезиальность его колеблется от 31,5 до 42,0 независимо от контакта, центральные части зерен нередко содержат мелкие включения Сил, форма зерен удлиненная и корродированная (рис. 13-15, табл. 1, обр. 106-107). В некоторых случаях по магнезиальности выделяются две генерации Гр, разграниченные цепочками иголочек Сил (рис. 14), причем центральная часть изобилует включениями Кв. Под микроскопом видно, что крупные зерна Гр срезаются плоскостями Бл с Кв, замещаются Би и обрастают новыми зонами. При этом иногда образуются каемки Сил и Мт вокруг Гр<sup>1</sup>. Подробная интерпретация микрозондовых данных изложена в статье [64].

Собственно глиноземистые метасоматиты  $M_3^3$  имеют гнейсовидный облик. Это плотные, мелкозернистые или мелко- и среднезернистые породы темно-серого цвета, иногда кварцитовидные. Чем больше реликтового

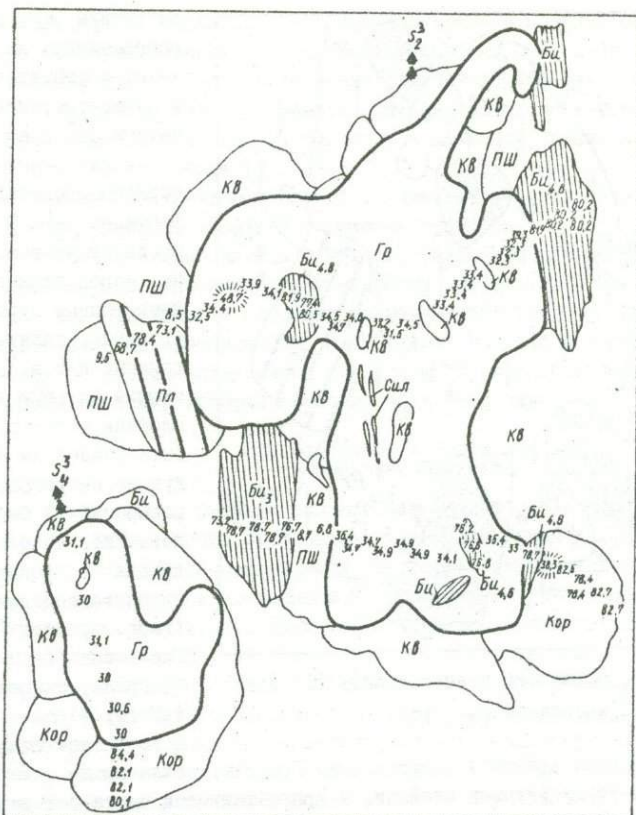


Рис. 15. Зарисовка участка шифа 107 (см. табл. 1).  
Обозначения см. на рис. 13

замещением Гип → Кор+КПШ. Общая схема эволюции:  $(Пл^1 + Кв^1 + КПШ^1 + Гр^1)$  ред →  $D_4^3 - M_3^3$  (Би) →  $M_{30}^3$  (Гип+Гр<sup>2</sup>) →  $D_5^3 - J_{2-3}^3$  (Кор+КПШ<sup>2</sup>+Кв). Такая же последовательность выделения парагенезисов, только без Гр, отмечена и в другом районе (р. Днестр, с. Кузьмин), где средне- и крупнозернистые биотит-гиперстен-кордиеритовые метасоматиты  $M_3^3$  были найдены в виде небольшого гнездообразного выделения в биотитовых гранито-гнейсах [14].

Любопытно, что в III цикле не обнаружено достоверных гранитоидов  $J_2^3$  с взаимоотношениями типа "эруптивной брекчия". В зоне бластомилонитизации у с. Саинка есть гнездообразные выделения двуполевошпатовых чарнокитов (табл. 1, обл. 116, 117), севущие рассланцованные

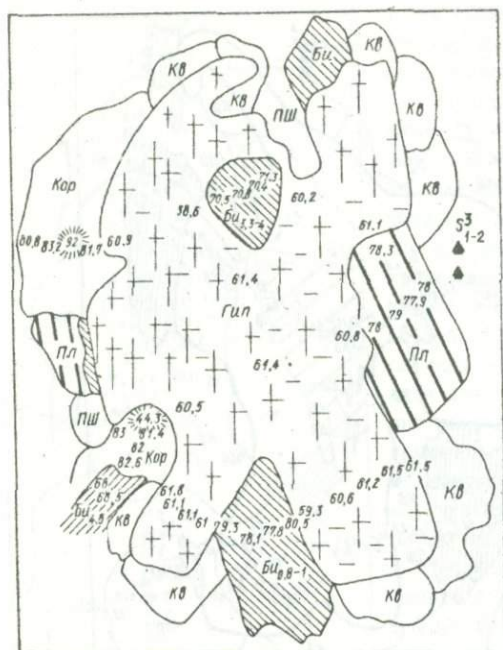


Рис. 16. Зарисовка участка шлифа 119 (см. табл. 1).  
Обозначения см. на рис. 13

ные минералы являются реликтовыми. Граниты, заключающие останцы гиперстен-кордиеритовых гнейсов, в приконтактной части содержат отдельные зерна кордиерита (см. рис. 13; табл. 1, обр. 119). Сами гиперстен-кордиеритовые породы тоже в какой-то степени являются позднеорогенными, — ведь кордиерит появляется синхронно с началом мигматизации и гранитизации  $\mathcal{J}_3^3$ . Подробная характеристика формаций лейкократовых пород дана в работе [18].

В Молдавском карьере по р. Мурафа и соседних обнажениях прослежено замещение чарнокит-мигматитов  $M_2^1 - \mathcal{J}_1^1$  и позднеорогенных чарнокитов  $\mathcal{J}_2^1$  скалопольской толщи розовыми аплитовидными гранитами  $\mathcal{J}_3^3$ . Гранитизация идет с сильным привнесом  $Al, Si, Na$  и  $K$  (см. рис. 5; диагр. 13). К формации  $\mathcal{J}_3^3$  относятся также многочисленные жилы пегматоидных гранитов и пегматитов, приуроченные к разновозрастным разрывным нарушениям ( $D_5^3 - D_9^3$ ) в частности к надвигам ( $D_8^3$ ). В жилобразных кварцевых обособлениях из гранатосодержащих аплит-пегматоид-

лентиниты  $\mathcal{J}_3^1$ , однако разграничить их с чарнокит-мигматитами  $\mathcal{J}_1^3$  и позднеорогенными гранитами  $\mathcal{J}_3^3$  невозможно.

Зато очень разнообразно представлена формация  $\mathcal{J}_3^3$ . В зависимости от состава исходных пород кислые позднеорогенные граниты (розовые, аплит-пегматоидные и т.п.), занимающие большую часть площади участка, могут быть разделены на следующие петрографические разновидности: 1) биотитсодержащие, явно преобладающие в районе; 2) гиперстенсодержащие (табл. 1, обр. 118), — Гип обычно реликтовый; 3) гранатсодержащие ( $\pm$ Гип); 4) аляскиты, в которых все темноцвет-

ных гранитов  $\gamma_3^3$  (р. Мурашка, с. Роскошь) впервые в Приднестровье найден Ст, образующий каемки по агрегату бесцветного Хл и Сер (развитых, по-видимому, по Сил). Полная минеральная ассоциация -  $\text{Gr} + \text{Ст}_{\text{вт}} + \text{Кв} + \text{КШл} + \text{Хл}_{\text{вт}} + \text{Сер}_{\text{вт}} + \text{Шл}_{\text{рел}}$ . Гранитизация биотит-гиперстеновых гнейсов указанными гранитами  $\gamma_3^3$  отличается калиевой специализацией (см. рис. 5, диаграмма 14).

К последним проявлениям геологической жизни участка докембрия можно отнести отдельные жилы лейкократовых гранитов ( $\beta$   $30^\circ$   $\angle$   $15^\circ$ ), секущие субгоризонтальный кливаж надвигов. Разрывные нарушения позднеорогенного периода определяют ориентировку гидросети. Основные направления рек совпадают с главными направлениями тектоногенеза: северо-восточное, северо-западное, субмеридиональное и субширотное. В частности, р. Лозовая приурочена к крупному субмеридиональному долгоживущему разлому, который можно назвать Косовским.

#### Особенности геохимической и термодинамической эволюции

Как было показано выше, реально наблюдаемое разнообразие пород на одном участке или обнажении обусловлено взаимодействием исходных пород и метаморфически-метасоматических растворов, синхронных той или иной фазе деформации. При постоянных  $P/T$ -условиях (в грубом приближении  $P/T$ -условия гранулитовой фации можно считать примерно одинаковыми) характер взаимодействия определяется составом исходных пород и проникающих флюидов, а степень взаимодействия - интенсивностью деформации. В результате различного сочетания этих факторов в одних формациях сохраняются реликты первичных пород (предшествующих формации) - это полиметаморфические или полициклические формации, в других они полностью исчезают и облик формаций обусловлен главным образом составом флюида (зоны базификации и гранитизации). При этом по способу образования нет принципиальной разницы между метаморфическими, метасоматическими и гранитоидными породами. Из сказанного следует, что по взаимоотношениям кислотности-основности пород можно судить об изменениях геохимического режима или геохимической эволюции гранулитовой фации, подразумевая в первую очередь не вариации  $\text{H}_2\text{O}$ ,  $\text{CO}_2$ ,  $\text{O}_2$ , из которых, как принято считать, состоит метаморфические растворы, а изменения концентрации петрогенных компонентов (прежде всего  $\text{SiO}_2$ ,  $\text{Al}_2\text{O}_3$ ,  $\text{Na}_2\text{O}$ ,  $\text{K}_2\text{O}$ ,  $\text{CaO}$ ,  $\text{FeO}$ ,  $\text{Fe}_2\text{O}_3$  и  $\text{MgO}$ ). Для изучения подобного кислотно-основного взаимодействия целесообразно применять не диаграммы отдельных компонентов, как, например,  $\mu_{\text{H}_2\text{O}}$ ,  $\mu_{\text{H}_2\text{O}}$ ,  $\mu_{\text{K}_2\text{O}}$ ,  $\mu_{\text{Na}_2\text{O}}$ ,  $\mu_{\text{CaO}}$ ,  $\mu_{\text{CO}_2}$  и другие [40, 56, 70, 71], и не диаграммы отдельных групп пород (метапелитов, метабазитов и т.п.), а

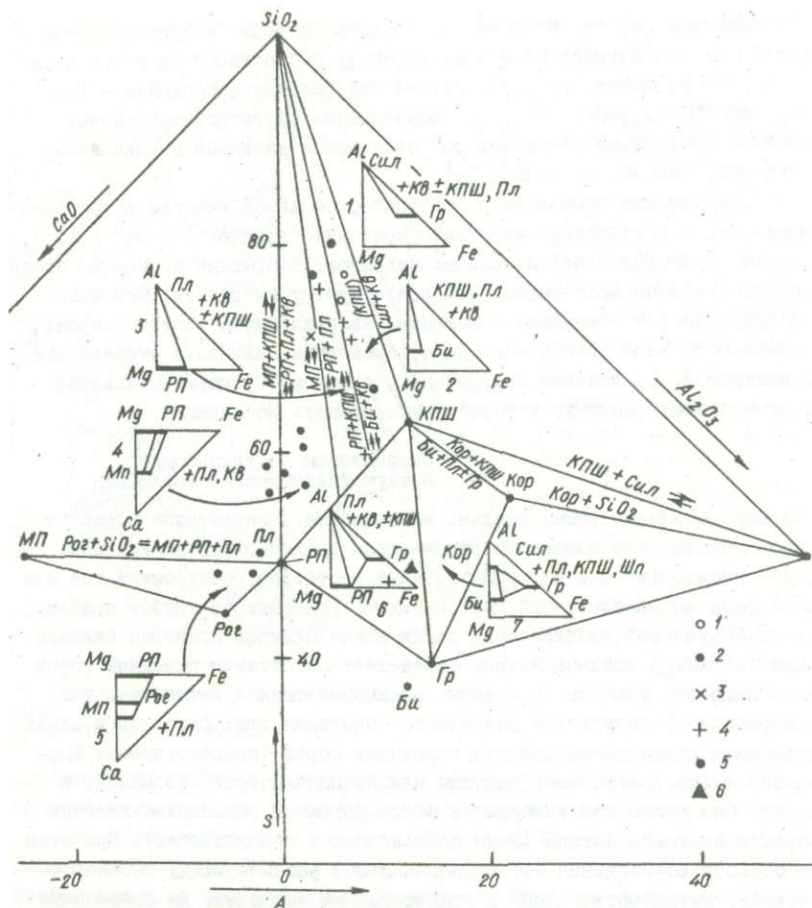


Рис. 17. Диаграмма кислотности-основности пород I тектоно-метаморфического цикла (участок "Мурафа").  
 Формации: 1 - плагиогнейсов; 2 - основных пород; 3 - раннеорогенные плагиогнейсы и граниты; 4 - синорогенные гранитоиды; 5 - позднеорогенные лейкограниты; 6 - глиноземистые метасоматиты

общие диаграммы, позволяющие учитывать соотношения всех компонентов во всех группах пород и формациях. В качестве подобных диаграмм автором предлагаются диаграммы  $S-A$  (см. гл. 2), с помощью которых попытаемся проследить эволюцию геохимического режима гранулитового комплекса участка "Мурафа". Понятно, что на диаграмме отражается совокупная неоднородность земной коры, являющаяся результатом про-

странственной неоднородности (или, как говорят, зональности) и эволюции геохимического режима во времени.

Фигуративные точки химического состава пород  $\bar{I}$  тектоно-метаморфического цикла образуют две полосы на диаграмме (рис. 17<sup>\*\*\*</sup>): одна следует от треугольника 2 соответствующей формации  $M_1^3$  кисло-го состава к полю устойчивости  $Por$ , другая располагается по линии  $SiO_2$  - (Би+Гр). Первая отражает базификацию  $M_2^1$  - плагиогранитизацию  $r_1^1$ ; вторая - базификацию  $M_3^1$  и гранитизацию  $r_{2-3}^1$ . Кислотно-основные взаимодействия четко выявляются по конкретным выборкам химических анализов пород, идентифицирующих по структурно-петрологическим признакам один и тот же процесс. Так, фигуративные точки образцов 3 ( $M_1^3$ ), 17 ( $M_{2a}^1$ ), 10 ( $M_{2a}^1 - M_{2b}^1$ ) - 12 ( $M_{2b}^1$ ) отчетливо выстраиваются в одну линию по направлению к  $Por$ . Интересно, что подформации  $M_{2a}^1$  и  $M_{2b}^1$  отличаются не характером базификации, а интенсивностью процесса, что подтверждает вхождение их в одну формацию основных пород  $M_2^1$ . В ходе базификации привносятся компоненты  $Por$  ( $CaO$ ,  $MgO$ ,  $FeO$ ). Чтобы выяснить, в какой форме мигрируют эти компоненты, продлим линию базификации до пересечения со стороной  $CaO - Al_2O_3$  диаграммы  $S-A$ . Линия попадает в область устойчивости Дол. Следовательно, в базификации основного типа (кальций-железо-магнезиальный метасоматоз) большую роль играли углекислые растворы (см. рис. 2):

Линии реакций, разделяющие парагенезисы в области фигуративных точек состава, располагаются в виде лучей, выходящих из вершины  $SiO_2$  в сторону Пл, Гип, Би и Гр, т.е. отражают главным образом соотношения между  $CaO$  и  $Al_2O_3$ . Соответственно положению тех или иных полей формируются минеральные ассоциации биотитовых гнейсов и blastsмилонитов  $M_1^1 - M_2^1$ , биотит-гиперстеновых, гиперстеновых гнейсов  $M_{2a}^1$ , двупироксеновых гнейсов, кристаллосланцев и амфиболитов  $M_{2b}^1$  (треугольники 2-5). Чутким индикатором кислотности-основности среды является Пл, который участвует в минералообразующих реакциях всех петрохимических групп пород (метапелитов, метабазитов и т.п.). В частности, линия изоморфного ряда  $Ab - An$  на диаграмме  $S-A$  следует к  $Por$  и Дол, т.е. совпадает с общим направлением базификации. При продвижении от поля биотитовых гнейсов (треугольник 2) к амфиболитам (треугольник 5) основность плагиоклаза постепенно повышается и достигает максимума в гиперстеновых гнейсах (до 90-95%  $An$ ). При дальнейшем уменьшении величины  $A = Al_2O_3 - CaO$  начинает разла-

\* Химический состав пород приведен в работах [14, 18].

\*\*\* На треугольнике 1 показаны предполагаемые парагенезисы по реликтовым минералам, обнаруженным в подформации  $M_{2a}^1$  (табл. 1, обр. 4).

гаться ортопироксен, — сначала в результате реакции  $Pl+Pl+CaO \rightarrow MP+Al_2O_3$ , затем, в соответствии с реакцией  $Pl+Pl+K_2O \rightarrow MP+KPl+Al_2O_3$ . Примечательно, что основность плагиоклаза при этом первоначально понижается (см. табл. 1) и в амфибол-двупироксеновых гнейсах, кристаллосланцах и амфиболитах варьирует в пределах 35–60, находясь чаще всего в интервале 45–55. Диапазон изменчивости основности Pl в клинопироксеновых и особенно в гиперстеновых гнейсах гораздо шире — от 30 до 95.

Линия плагиогранитизации  $\gamma_1^1$  почти совпадает с линией базификации, но не доходит до изначально кислого состава формации  $M_1^1$ . В реальных породах полной инверсии также нет. Исчезает клинопироксен, понижается основность плагиоклаза, но не происходит замещения гиперстена биотитом.

Синорогенное гранитообразование I цикла —  $\gamma_2^1$  по геохимическому режиму сильно отличается от раннеорогенной плагиомигматизации  $\gamma_1^1$ . Линия глиноземистой базификации  $M_3^1$  (треугольник 6) следует в направлении (Би+Гр) и далее к Шп и Мг, что совпадает с направлением реакций, зафиксированных в глиноземистых метасоматитах  $M_3^1$  (см. табл. 1, обр. 25–28).

Позднеорогенная гранитизация  $\gamma_3^1$  отличается четко выраженным повышением кислотности — фигуративные точки на диаграмме при нарастании интенсивности  $\gamma_3^1$  прослеживаются в сторону  $SiO_2$ . Это совпадает с реальными наблюдениями о заключительном кварцевом метасоматозе.

II тектоно-метаморфический цикл отличается большой контрастностью геохимического режима в разных зонах. Соответственно трем парагенетическим подформациям  $M_{22}^2$ ,  $M_{25}^2$  и  $M_{28}^2$  выделяются три направления эволюции вещества (рис. 18). Если отправной точкой считать гранат-биотитовые плагиогнейсы  $M_1^2$  кислого состава (треугольник 2), то эти направления следующие: 1)  $M_1^2 \rightarrow$  биотит-гранат-гиперстеновые гнейсы  $\rightarrow$  двупироксеновые гнейсы  $\rightarrow$  клинопироксеновые гнейсы (треуг. 3, 4), и если продолжить на диаграмме  $S-A$  эту линию дальше, то она пересечет координату  $A$  в точке, промежуточной между кальцитом и доломитом; 2)  $M_1^2 \rightarrow$  двупироксеновые амфиболиты  $\rightarrow$  мономинеральные амфиболиты и дальше в направлении Дол (треугольники 2, 5); 3)  $M_1^2 - M_3^2$  (обр. 40  $\rightarrow$  51) — начальные и конечные продукты — биотит-гранатовые гнейсы, которые различаются только по химическому составу и соотношению породообразующих минералов. Все направления означают базификацию, но базификацию разную. В первом направлении последовательное повышение активности двухвалентных оснований ( $Mg$ ,  $Fe$  и особенно  $Ca$ ) и уменьшение кислотности (уменьшение содержания  $SiO_2$  и  $Al_2O_3$ ).

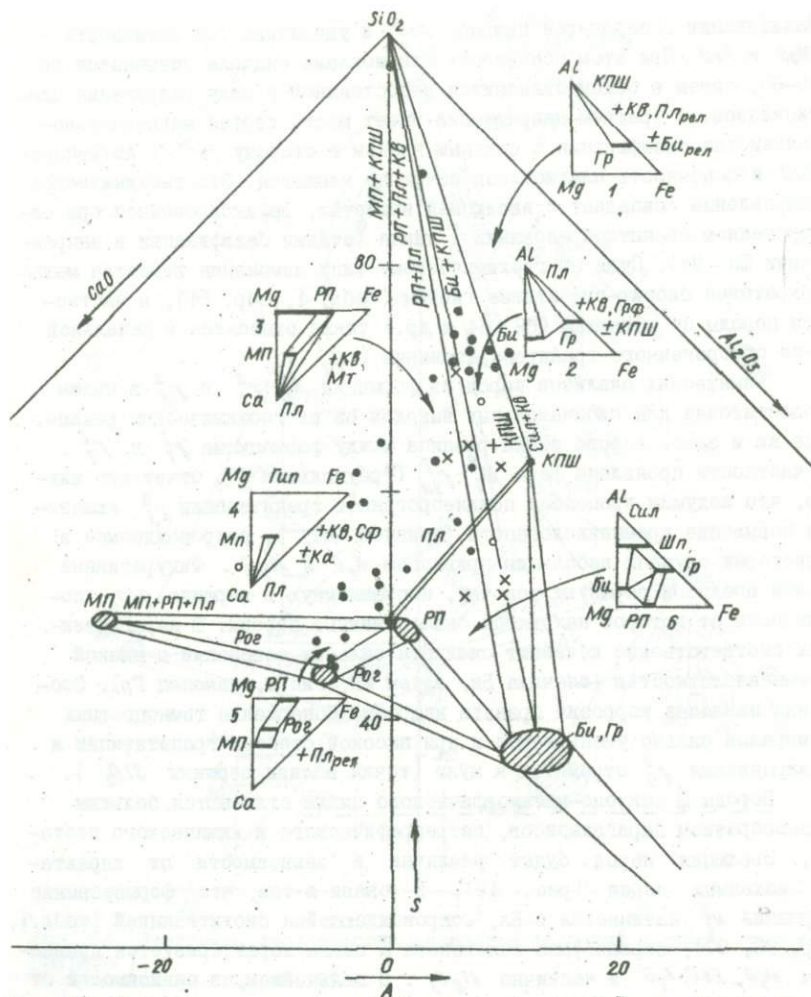


Рис. 18. Диаграмма кислотности-основности формаций II тектоно-метаморфического цикла (участок "Мураба").  
Условные обозначения см. на рис. 17

Основность плагиоклаза сначала повышается, достигая максимума в гиперстеневых гнейсах (60–70 % Ан), затем опять в большинстве случаев понижается в клинопироксеновых гнейсах (до 30–40 % Ан). Причина этого явления обсуждалась ранее [18]. Во втором направлении при общей

базификации ослабляется привнос  $CaO$  и увеличивается активность  $MgO$  и  $FeO$ . При этом основность плагиоклаза сначала повышается до 40–60, затем в общем становится непостоянной в силу разрушения плагиоклазов. В третьем направлении имеет место чистая магниезально-железистая базификация с сильным креном в сторону  $Fe^{2+}$ . Активность  $CaO$  и основность плагиоклаза почти не меняется. Это геохимическое направление совпадает с эволюцией вещества, зафиксированной при синорогенном гранитообразовании I цикла (стадия базификации в направлении Шп–Мт). Судя по геохимическому типу изменения вещества меланократовые биотит–гранатовые гнейсы (табл. 1, обр. 51), в частности породы со шпинелью (62, 64 и др.) также относятся к начальной фазе синорогенного гранитообразования ( $r_2^2$ ).

Химических анализов пород из формаций  $M_2^2-r_1^2$  и  $r_2^2$  в целом недостаточно для окончательных выводов об их геохимическом режиме. Все же и здесь хорошо видна разница между формациями  $r_1^2$  и  $r_2^2$ . В частности проявлена фаза  $M_3^2-r_2^2$  (треугольник 6). Отчетливо видно, что ведущим процессом позднеорогенной гранитизации  $r_3^2$  является повышение кремнекислотности (привнос  $SiO_2$ ), сопровождаемое в некоторых случаях небольшим привнесом  $K_2O$  и  $Na_2O$ . Фигуративные точки анализов образуют цепочку, направленную к вершине  $SiO_2$  поблизости от которой находятся окварцованные породы. В парагенезисах соответственно исчезают силикаты сильных оснований с низкой кремнекислотностью (сначала Би, затем МП, Гип и, наконец Гр). Особо наглядна коррозия граната кварцем. Содержание темноцветных минералов сильно уменьшается и при высокой степени гранитизации и окварцевания  $r_3^2$  стремится к нулю (точки вблизи вершины  $SiO_2$ ).

Породы III тектоно-метаморфического цикла отличаются большим разнообразием парагенезисов, петрографического и химического состава. Эволюция пород будет различна в зависимости от характера исходных пород (рис. 19). В связи с тем, что формирование формаций  $M_2^2$  начинается с Бл, сопровождающейся биотитизацией (табл. 1, обр. 96, 97), первая фаза эндогенеза III цикла характеризуется привнесом  $MgO$ ,  $FeO$ ,  $K_2O$  и частично  $Al_2O_3$ . В дальнейшем, в зависимости от состава исходных пород и метаморфически-метасоматических флюидов эволюция идет либо по пути кальциевого метасоматоза с образованием клинопироксеновых гнейсов (треугольники 2–3), либо по пути амфиболитизации (треугольник 4), либо по пути гипертензизации (треугольник 2).

Формации  $r_1^3$  и  $r_2^3$  в отличие от формаций II цикла, выражены нечетко и сливаются с  $r_3^3$ , в силу чего хорошо видна некоторая общая гранитизация с привнесом  $Na_2O$ ,  $K_2O$ ,  $Al_2O_3$  и  $SiO_2$ . Анализы лейкокра-

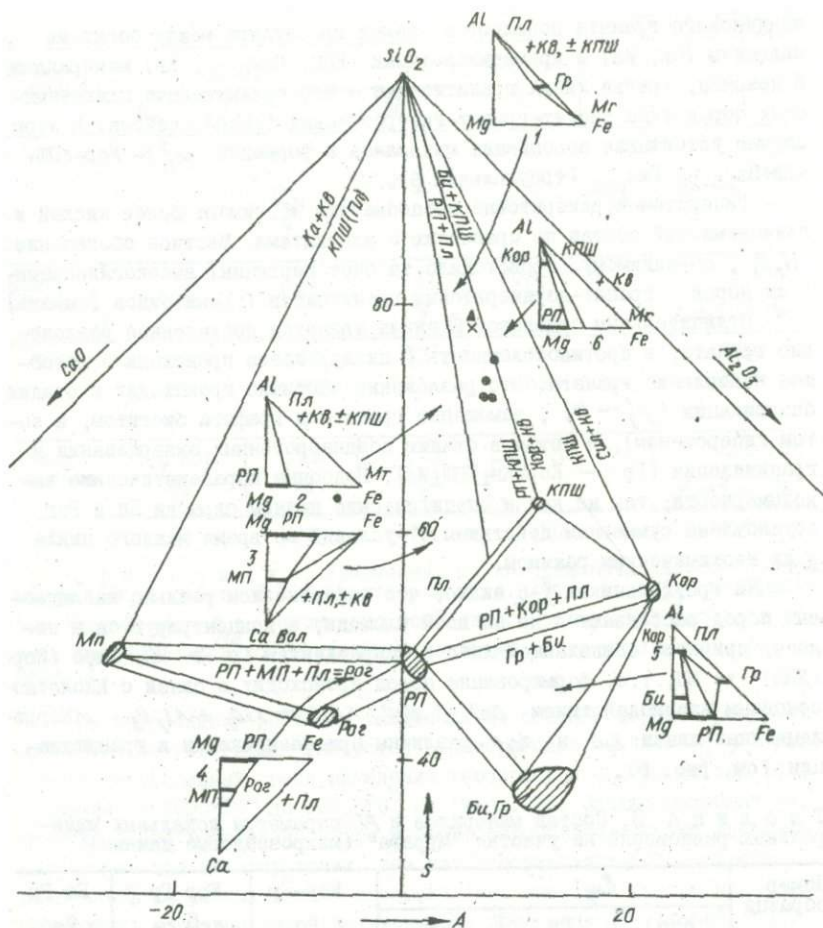


Рис. 19. Диаграмма кислотности-основности формаций III цикла (участок "Мурафа").  
 Обозначения см. на рис. 17

товых гранитов вытягиваются преимущественно в направлении Кв-КПШ "эвтетика". Для позднеорогенных гранитов  $\beta_3^3$  этого цикла характерно сосуществование с КПШ+Кв граната и гиперстена (часто реликтового). Гранитизация клинопироксеновых гнейсов идет несколько по другому пути. В этом случае в качестве реликтовых темноцветных минералов остаются Гип или МП+Сф, а вместо пироп-аль-

мандинового граната появляются каемки гроссуляра между богатыми кальцием (Ск, Ка) и кремнекислотными (КПШ, Пл<sub>10-20</sub>, Кв) минералами. И наконец, третья линия гранитизации – это гранитизация глиноземистых пород типа биотит–гранат–гиперстеновых ( $\pm$ Кор) гнейсов. В этом случае устойчивая ассоциация минералов в формации  $\tau_3^3$  – Кор+КПШ+Кв+Пл<sub>10-20</sub> Гип<sub>рел</sub> (треугольник 6).

Гиперстен–кордиеритовые метасоматиты  $M_3^3$  имеют более кислый и глиноземистый состав по сравнению с аляскитами. Местное обогащение  $Al_2O_3$ , по-видимому, происходило за счет первичных высокоглиноземистых пород – гранат–кордиеритовых гранитоидов (гранитоидов I цикла).

Отличительным признаком III цикла является постепенное разложение граната, в противоположность II циклу, когда происходило всеобщее накопление граната. Это разложение частично происходит в стадию базификации ( $\tau_2^1 \rightarrow M_2^3$ , замещение граната и графита биотитом, а затем гиперстеном), а потом в стадию позднеорогенных окварцевания и гранитизации (Гр  $\rightarrow$  Кор+Кв+КПШ+Ил). Подобные парагенетические закономерности, так же как и специфические нюансы окраски Би и Рог обусловлены суммарным действием  $P-T$ -условий во время каждого цикла и их геохимическим режимом.

На треугольниках 1–6 видно, что парагенезисы реально наблюдаемых пород рассеиваются не на всей площади, а концентрируются в полосе, примерно совпадающей либо с направлением Гр  $\rightarrow$  МП, либо (Кор+КПШ)  $\rightarrow$  МП, т.е. формирование пород происходит в связи с кислотно-основным взаимодействием  $CaO \pm (MgO, FeO) \rightleftharpoons SiO_2 + Al_2O_3$ . Корреляционные связи  $K_2O$  и  $Na_2O$  различны при базификации и гранитизации (см. рис. 5).

Т а б л и ц а 3. Состав минералов и  $P-T$ -параметры локальных минеральных равновесий на участке "Мурафа" (микросондовые данные)

Номер образца	$M_{Mg}$			Кор–Гр $\tau$ , °C	Кор–Гр $\rho$ , $\cdot 10^5$ Па	Би–Гр $\tau$ , °C
	Кор	Гр	Би			
406	81 <sup>Ц</sup>	42 <sup>Ц</sup>	69,6 <sup>М</sup>	750	8100	730
	86	36,3	–	580	5650	–
	82,3 <sup>Ц</sup>	36 <sup>Ц</sup>	–	650	6400	–
	86,5	34,6	–	550	5200	–
	–	33,9	78,9	–	–	530
	–	42	70,8	–	–	700
	–	39	82,36	–	–	540
	–	32,9	85,1	–	–	460
	–	35,8 <sup>Ц</sup>	84,9 <sup>Ц</sup>	–	–	480

Номер образца	$N_{Mg}$			Кор-Гр $T, ^\circ C$	Кор-Гр $\rho, \tau, \kappa$ $\cdot 10^5 \text{ Па}$	Би-Гр $T, ^\circ C$
	Кор	Гр	Би			
	83,2	35,9	-	630	6200	-
	-	30,3	79,4	-	-	490
	81,3	41,1 <sup>Ц</sup>	-	730	7800	-

Номер образца	$\chi_{Ca}$ Пл	$\chi_{Ca}$ Гр	$\chi_{Mg}$ Гр	$T$ Кор-Гр, $^\circ C$	Гр-Пл, $\rho, \tau \cdot 10^5 \text{ Па}$
	$\chi_{Ca}$	$\chi_{Ca}$	$\chi_{Mg}$		
106	22	0,021	42	750	7850
	23	0,023	15	520	1750

Номер образца	$\chi_{Mg}$ Кор	$\chi_{Mg}$ Гип	$\chi_{Al}$ Гр	$T$ КПП-Пл, $^\circ C$	Кор-Гип, $\rho, \tau \cdot 10^5 \text{ Па}$
	$\chi_{Mg}$	$\chi_{Mg}$	$\chi_{Al}$		
119	80	60	13	750	7700

Примечание. Уравнения, по которым вычислялись  $\rho T$ -параметры, см. в работе И.В.Лаврентьевой и др. [64];  $\tau$  -  $N_{Mg}$  центральных частей;  $m$  -  $N_{Mg}$  матричного гомогенного зерна. Без индексов состав соответствует контактирующим каемкам. Объяснения к обр. см. в табл. 1.

На основании корреляции различных по составу породообразующих минералов биотит-гранат-гиперстен-кордиеритовых гнейсов  $M_3^2 - J_3^3$  установлен регрессивный тренд изменения температуры от 750 до 460  $^\circ C$  и давления от  $8090 \cdot 10^5$  до  $5200 \cdot 10^5 \text{ Па}$  (табл. 3). Однако подобная корреляция и соответственно цифры геотермобарометрии требуют вдумчивого подхода при интерпретации, так как "сосуществующие" минералы образовались на разных этапах эволюции (см. выше), а состав минералов может быть довольно консервативным при изменении  $\rho T$ -условий [10].

#### Участок "Котжаны"

Участок "Котжаны" расположен в верхнем течении рек Лядова и Немия в окрестности с. Котжаны и прилегающей территории от с. Полевое на севере до с. Вышеольчадаев на юге и с. Хреновка на востоке. Размер участка 10x15 км. На участке вдоль речек обнажается очень интересная зона сочленения формаций II и III циклов. Это определяет и сложность геологического строения и большое разнообразие петрографических разновидностей пород. Преобладают породы II цикла с реликтовым структур-

ным планом ( $S_{2-3}^2 - \rho 120-155^\circ < 70-80^\circ$ ;  $S_{4-5}^2 - \rho 220-230^\circ < 55-60^\circ$ ), а наложенные формации и деформации характеризуются другим, субмеридиональным простиранием. Падение в наложенных зонах бластомилонитизации непостоянное и колеблется от  $70-85^\circ$  на восток до  $80-90^\circ$  на запад. Несмотря на то, что вещественный состав пород в них соответствует II циклу, ориентировка структур подчинена уже деформациям III цикла. Реликтовый структурный план наиболее четко выступает в центральной части участка - в районе с. Котжжаны. Характерно, что именно там р. Лядова делает коленообразный уступ и именно там в наименее измененном виде обнаружены формации II цикла. На север и на юг от с. Котжжаны интенсивность деформаций и перекристаллизации III цикла возрастает и в районе с. Подлесный Ялтушков уже развиты преимущественно формации III цикла.

#### Формации II тектоно-метаморфического цикла

Преобладающие породы участка - это синорогенные биотит-гранатовые гранитоиды  $S_2^2$ . К формации  $M_1^2$  в первом приближении можно отнести биотит-гранатовые плагиогнейсы, встречающиеся в виде линзовидных останков или ксенолитов - (табл. 4, обр. 1, 2). Они представляют собой полиметаморфические породы, сложенные докинематическими  $Pl^1$ ,  $Gr^1$  и  $Kv^1$ , синкинематическими Би,  $Gr^2$ , частично  $Kv^2$ , и посткинематическими  $Pl^2$ ,  $Kv^2$  и  $Gr^2$ . Своеобразие структуры обусловлено крупными реликтовыми корродированными биотитом и особенно кварцем ( $Kv^2$ ) кристаллами  $Gr^1$  с включениями  $Kv^1$  и огибающими их плоскостями сланцеватости и растрескивания, контролирующими образование Би ( $S_1^2$ ) и  $Kv^2$ . Местами зафиксировано смещение отдельных частей зерен  $Gr^1$  (фото 15). Реликтовый гранат с включениями  $Kv^1$  характеризуется минимальным на данном участке показателем преломления и может быть сопоставлен с гранатом скалопольской толщи, т.е. он вероятно является реликтовым, еще от I цикла. Среди формации  $M_1^2$  можно выделить более перекристаллизованные разности, в которых плоскости  $S_{1-2}^2$  затушеваны перекристаллизацией, и более бластомилонитизированные, в которых отчетливо виден вторичный характер плоскостей  $S_{1-2}^2$ . При этом остается неясным, является ли данная бластомилонитизация вторичной по отношению к формации  $M_1^2$  или же она одновременна с ней (деформация  $D_1^2$  менее затушевана перекристаллизацией). Вместе с бластомилонитизацией происходит коррозия граната ( $Gr^1$ ) биотитом и графитом, причем последние наблюдаются иногда в виде каемок. Кроме  $Gr^1$  в гнейсах формации  $M_1^2$  отмечаются еще отдельные зерна или зоны  $Gr^2$  с включениями  $Gr^1$  и Би.

Т а б л и ц а 4. Минеральные ассоциации, геологическое положение и структурные формы формаций участка "Котляны"

Номер образца	Фаза деформации	Индекс формации	Минеральные ассоциации	Генерации минералов, показатели преломления	Геологическое положение	Структурные формы
<u>II тектоно-метаморфический цикл</u>						
1	$D_1^2$	$M_1^2$	Gr <sub>64-67</sub> +Би <sub>43-45</sub> (вт) <sup>1</sup> + + Грф+Пл+Кв+КШН+ +Сер <sub>вт</sub> +Gr <sup>2</sup> +Cr+Би <sup>2</sup> (зел)	Gr <sup>1</sup> ( $n = 1,784-1,787$ ) - раздробленные зерна с включениями Кв; Gr <sup>2</sup> - с включениями Би и Грф	Линзовидные останцы или ксенолиты в синорогенных гранат-биотитовых гранитоидах $\rho_2^2$ . Мощность 5-50 см; протяженность 0,2-2,0 м. Контакты резкие	$S_1^2$ - взаимно пересекающиеся плоскости Бл и Рс, контролируемые Би и Грф; $S_2^2$ - плоскости Бл и Рс с Кв ( $\rho 220-230^\circ \angle 55-60^\circ$ )
2	$D_1^2$	$M_1^2 - S_1^2$	Gr <sup>1-2</sup> +Би <sub>вт</sub> +Пл+Кв+Грф	Gr <sup>1</sup> - мелкие останцы с включениями Кв, корродированные Би, Грф и Кв; иногда каемки Грф+Би вокруг Гр; Gr <sup>2</sup> - с включениями Би	Линзовидные останцы и скиалиты с теневыми ограничениями в полосчатых биотит-гранатовых гранитоидах $\rho_2^2$ . $\rho_3^2$ . Мощности 2,5 см; протяженность 3,5 м	Ориентировка сланцеватости в ксенолитах $\rho 135-155^\circ \angle 70-85^\circ$ ( $S_1^2$ - $S_2^2$ ; ориентировка полосчатости $\rho_{2-3}^2$ - $\rho 240-260^\circ \angle 70-85^\circ$ )
3	$D_2^2$	$S_1^2 - M_1^2$	Пл <sup>2</sup> +Би+Грф+Пл <sup>2</sup> (Анп)+ + Кв	Пл <sup>1</sup> - мелкие раздробленные зерна; Пл <sup>2</sup> - агрегаты антипертита с Кв, замещающие плоскости Бл и Рс с Би и Грф	Линзовидный ксенолит бластомилонита в синорогенных гранат-биотитовых гранитоидах $\rho_2^2$ . Плоскости Бл срезаются контактами ксенолита	$S_1^2$ - реликтовые плоскости Бл и Рс с Би и Грф; $S_{2-3}^2$ - полосчатость вмещающих гранитоидов - $\rho 120^\circ \angle 80^\circ$ $S_1^3$ - $\rho 270^\circ \angle 70^\circ$

Номер образца	Фаза деформации	Индекс формации	Минеральные ассоциации	Генерации минералов, показатели преломления	Геологическое положение	Структурные формы
4	$D_2^2 - D_3^2$	$M_2^2 - S_3^2$	$Гип^1 + Би^1 + Пл + Кв + Грф$ рел <sup>+</sup> $+ Би^2 + Гип^2 + Мт$ вт	$Гип^1$ - более железистый, с включениями $Би^1$ и $Грф$ , приурочен к $S_2^2$ ; $Гип^2$ и $Би^2$ - к $S_3^2$	Линзовидный остаток в $\delta_3^2$ , пересекающих вмещающие гранитоиды $\delta_2^2 - \delta_3^2$ . Внутри ксенолита перемещаются с $M_7^2$ и $M_{2a}^2$	$S_2^2$ - сланцеватость, фиксируемая Би II цикла и $Гип^1$ ; $S_3^2$ - отдельные плоскости Би, секущие $S_2^2$ с кристаллизацией $Би^2$ и Ка $S_7^2$ - плоскости Би и Рс с $Би^1$ и $Грф$ ; $S_3^2$ - внешние очертания ксенолита и полосчатость гранитизации $\delta_{2-3}^2$ ( $\angle 110^\circ$ $\angle 80^\circ$ )
5	$D_7^2 - D_3^2$	$M_{2a}^2 - M_{28}^2$	$Би^1 + МП$ рел <sup>+</sup> + $Гип + Грф$ + $+ Пл^1 + Пл^2 + Кв + Би^2$ (зел.) + $+ Мт$	$Пл^1$ - зонален; $Пл^2$ - антитеррит; каемки $Гип$ вокруг $МП$ , Ка вокруг $МП$ ; реликты Би в $Гип$ и $МП$ ; $Грф$ развивается по $Мт$	Приконтактная часть сложного зонального скиалита мощностью 20 см в лейкократовых гранитах $\delta_3^2$ . Центр ксенолита - гнейсы $M_7^2$	$S_7^2$ - плоскости Би и Рс с $Би^1$ и $Грф$ ; $S_3^2$ - внешние очертания ксенолита и полосчатость гранитизации $\delta_{2-3}^2$ ( $\angle 110^\circ$ $\angle 80^\circ$ )
6	$D_7^2$	$M_{2a}^2$	$Гр^1 + Би^1 + Грф + Гип$ вт <sup>+</sup> $+ Кв + Гр^2 + Би^2$ (зел.) вт	$Гр^1$ - раздробленные зерна с каемками $Грф$ и $Гип$ ; $Гр^2$ - зерна и зоны с включениями $Грф$ и $Гип$	Линзовидные ксенолиты в гранитоидах $\delta_2^2$ . Размеры 20хх (60-80) см, $\angle 90^\circ$ $\angle 85^\circ$	$S_7^2$ - плоскости Би с $Грф$ , Би и $Гип$ внутри ксенолита; отчетливая гиперстеновая сланцеватость с реликтами $M_7^2$
7						
8	$D_2^2$	$M_{2a}^2$	$Гип + Грф + Би + Пл + Кв$	Полосы графитовых бластомилонитов замещаются перекристаллизованными гиперстен-плаггиокла-	Линзовидный ксенолит в $\delta_2^2$ , ориентированный по $\angle 265^\circ$ $\angle 88^\circ$	$S_2^2$ - плоскости Би и Рс с $Грф$ (почти графитовое рассланцевание);
9	$D_2^2$	$M_{2a}^2$	$Гр^1 + Би^1 + Грф + Гип$ рел <sup>+</sup> $+ Би^2$ (зел.) + $Пл + Гр^2 + Кв$	зонами полосами; $Гип$ и $Пл$ с включениями $Грф$ $Гр^1$ - с включениями $Кв$ ; $Гр^2$ - крупные скелетные порфиобласти с включениями $Грф$ , Би, $Гип$ и $Гр^1$ ; каемки $Гр^2$ вокруг Би	Приконтактная часть того же ксенолита. Гнейсы $M_7^2$ участками гиперстен-низированы	$S_2^2$ - полосчатость мигматизации $\delta_7^2$ $S_2^2$ - плоскости Би и Рс с Би, $Грф$ и $Гип$ ; $S_3^2$ - ограничения ксенолита
10	$D_7^2$	$M_{2a}^2$	$Гип + Би$ рел <sup>+</sup> + $Грф + Пл + Кв$	В $Гип$ , сравнительно магнезиальном ( $F = 36-38$ ), включения $Би^1$ и $Грф$ ; $Пл$ четко зонален	Линзовидный ксенолит мощностью до 20 см в гранитоидах $\delta_{2-3}^2$	$S_7^2$ - гиперстеновая сланцеватость унаследованная от $Би + Грф$ ( $\angle 220-230^\circ$ $\angle 55-60^\circ$ )
11	$D_7^2$	$M_{2a}^2$	$Гип^1 + Би$ рел <sup>+</sup> + $Грф + Пл + Кв + МП$ рел <sup>+</sup> + $Сф + Гип^2$	$Гип^1$ - с включениями $То$ же $Би^1$ и $Грф$ (структуры Рс); $Гип^2$ - удлиненный с включениями и реликтами $МП$ и $Гип^1$ ; каемки $Гип^2$ вокруг $Гип^1$	То же	$S_2^2$ - плоскости Рс с $Гип^1$ в реликтовом участке биотит-плаггиоклазового бластомилонита; $S_3^2$ - четко выраженная полосчатость с $Гип^2$ и $Пл (+Кв)$ ; $S_{3a}^2$ - кварцевые прожилки
12	$D_7^2 - D_2^2$	$M_{2a}^2$	$Би^1 + Гип^1 + (Кв + Пл^2) + Би^2 + Гип^2$	$Гип^1$ - крупные удлиненные зерна, с включениями $Би^1$ и $Грф$ ; $Гип^2$ развивается по $Би^2$ , выделяющемуся по $S_2^2$	Крупный ксенолит размерами 2х3 м с автономной складчатой структурой в гранитоидах $\delta_2^2$	$S_2^2$ - плоскости Би, залеченные $Би^1 + Грф$ и $Гип^1$ ; $S_2^2$ - плоскости Рс, залеченные $Би^2$ и $Гип^2$ ; $F_{2-3}^2$ -

Номер образца	Фаза деформации	Индекс формации	Минеральные ассоциации	Генерации минералов, показатели преломления	Геологическое положение	Структурные формы
13	$D_7^2$	$M_{2a}^2 - M_{2b}^2$	$Би^1 + Гип^2 + МП_{\text{рел}} + Пл_{\text{рел}} + Кв + Грф + Мг + Шпр$	$Пл^1$ - зонален, раздроблен и пересечен плоскостями $S_7^2$ с $Би^1$ и $Грф$ ; $МП$ также пересекается $S_7^2$	Тот же ксенолит, на 0,3 м ближе к контакту	складки внутри ксенолита $S_7^2$ - плоскости Бл внутри ксенолита, контролирующие образования $Би^1 + Грф$ и затем $МП, Гип, Мг$ и $Шпр$
14	$D_2^2$	$M_{2b}^2$	$МП + Пл + Сф + Кв + Грф + Гип_{\text{вт}}$	$Гип$ образует каемки и метакристаллы по $МП$	Лентообразный скиалит в гранитоидах $\delta_2^2$	$S_2^2$ - разрывы, контролирующие формирование $M_{2a}^2 - \sphericalangle 70^\circ \sphericalangle 45^\circ$
15	$D_2^2$	$M_7^2 - M_{2a}^2$	$Гр^{1-2} + Би^1 + Грф + Пл + Кв_{\text{рел}} + Кв^2 + Би^2$	$Гр$ ( $n = 1,793 - 1,800$ ); $Гр^1$ - раздробленные, растащенные зерна, ассоциирующиеся с голубым $Кв^1$	Приконтактная часть ксенолита сливного гиперстенового гнейса формации $M_{2a}^2$ в гранитоидах $\delta_2^2$ ; мощность 10-15 см	$S_{7-2}^2$ - плоскости Бл и $Рс$ с $Би, Грф, Кв$ и $Гип$ ; $S_3^2$ - полосчатость мигматизации $\delta_2^2$ ; $S_4^3$ - плоскость $Рс$ III цикла
16	$D_2^2$	$M_7^2 - \delta_7^2$	$Гр_{64-67}^1 + Би_{43-45}^1 + Грф + Пл^1 + Кв + Пл^2 + Сер_{\text{вт}} + Гр^2$	$Гр$ ( $n = 1,784 - 1,787$ ); $Пл^1$ - подвергается дроблению, без вростков; $Пл^2$ - антипертит	Тонкие полоски мигматизации $\delta_7^2$ в гнейсах типа $M_7^2$	$S_{7-2}^2$ - плоскости Бл и $Рс$ с $Би$ и $Кв$ ; $S_3^2$ - полосчатость мигматизации
17	$D_3^2$	$\delta_{2a}^2$	$Гип_{35}^1 + Би^1 + Кор + Гип_{45-47}^2 + Би_{44}^2 + Гр_{67-68}^1 + Пл + Кв + КПШ + Фи$	$Кор$ - крупные порфиобласти с включениями $Кв, Би^2$ ; $Грф$ - нет; $Гр$ ( $n = 1,787 - 1,789$ ) $Би$ ( $n = 1,646 - 1,647$ )	Линзовидный ксенолит в $\delta_2^2$ - пограничная зона между $M_7^2$ и $\delta_2^2$ ; постепенные переходы к $M_{2a}^2$	$S_2^2$ - реликтовые плоскости с $Гип^1$ ; $S_3^2$ - плоскости $Рс$ с $Гип^2$ и $Би^1$ ; $S_4^2$ - ограничения ксенолита ( $\sphericalangle 230 \sphericalangle 60^\circ$ )
18	$D_2^2 - D_3^2$	$M_{2a}^2 - \delta_7^2$	$Гип + Би_{\text{рел}} + Грф + Пл_{\text{рел}}^1 + Кв + Пл^2$	Пятна $Гип$ напоминают скелетные порфиобласти $Гр^1$ ; $Пл^2$ - антипертит	Крупный останец размерами в несколько десятков метров в гранитоидах $\delta_2^2$	$S_2^2$ - реликтовые плоскости Бл с $Би, Грф$ и $Гип$ ( $\sphericalangle 230 \sphericalangle 60^\circ$ ); $S_3^2$ - полосчатость мигматизации $\delta_7^1$ ( $\sphericalangle 45^\circ \sphericalangle 90^\circ$ )
19						
20	$D_3^2$	$\delta_7^2 - \delta_{2a}^2$	$Гип + Гр^2 + Би^1 + Грф_{\text{рел}} + Пл + КПШ + Кв$	$Гр^2$ - крупные порфиобласти до 1-2 см, приуроченные к секущим жилкам-гнездам и плоскостям скольжения $S_3^2$	Небольшие будины в зоне blastomylonitization $S_7^3$ размерами от 1-2 см до 0,2-0,3 м	$S_3^2$ - реликтовые плоскости $Рс$ с $Би, Гип$ и $Гр$ ; текстура внутри будины массивная; уплощенные $Гр$ ( $\sphericalangle 240^\circ \sphericalangle 80^\circ$ ) ( $S_3^2$ ); $S_7^3$ - $\sphericalangle 80^\circ \sphericalangle 70^\circ$
21	$D_4^2$	$S_4^2 - \delta_{2a}^2$	$Би^2 + Грф + Пл^2 + Кв^{1-2} \pm КПШ + Гип_{\text{рел}}^1$	$Пл^2, Кв^2$ - докинематические ( $Пл^2$ - антипертит); $КПШ$ - пост-кинематический; $Гр^1$ - крупные раздробленные зерна	Отдельные неясно ограниченные зоны, участки и плоскости скольжения, секущие полосчатые чарнокиты $\delta_7^2$	$S_9^2$ - плоскости Бл и $Рс$ с кристаллизацией $Би^2$ и $Грф$ ( $\sphericalangle 240^\circ \sphericalangle 80^\circ$ ); к ним в смежных участках приурочены $Гип^2$ и $Гр^2$

Номер образца	Фаза деформации	Индекс формации	Минеральные ассоциации	Генерации минералов, показатели преломления	Геологическое положение	Структурные формы
22*	$D_3^2$	$J_2^2$	Гр <sup>65-70</sup> +Би <sup>30-35</sup> +Гр <sup>ф</sup> ±	Гр <sup>1</sup> ( $n = 1,785-1,790$ ) - с включениями Кв; Гр <sup>2</sup> ( $n = 1,793-1,796$ ) - с включениями Би и Гр <sup>ф</sup> ; Гр <sup>1</sup> и Гр <sup>2</sup> ( $n = 1,796$ ) - докинематические	Вмещающие породы для всех ос- тальных формаций	$S_2^2$ - плоскости Рс и Бл с Би <sup>2</sup> и Мт; $S_4^2$ - плоско- сти Бл и Рс с Кв и Фи
23			±Кор <sup>24</sup> +Пл <sup>28</sup> +КШ+Кв+			
24			+Фи+Мт			
25						
26**	$D_3^2$	$J_2^2$	Гр <sup>73-76</sup> +Би <sup>44-46</sup> + +Би <sup>30-36</sup> +Кор <sup>29-30</sup> + +Пл <sup>29-31</sup> +КШ+Кв+Фи+ +Гр <sup>ф</sup> +Мт	Гр - второй генера- ции; Би <sup>4</sup> - докинема- тический, ассоциирует с Гр <sup>ф</sup> ; Би <sup>2</sup> - синкине- матический, ассоции- рует с Мт	То же	Кроме $S_3^2$ и $S_4^2$ есть включения Сил в Гр (релик- товая Би)
27	$D_3^2-D_4^2$	$J_2^2$	Гр <sup>1-2</sup> +Би+Гр <sup>ф</sup> +Пл+КШ+	Гр <sup>1</sup> - отдельные мел- кие внутренние ядра с включениями Кв внутри крупных пор- фиобластов в Гр <sup>2</sup> ; Ка - включения в Гр	Вмещающие все остальные форма- ции породы - си- норогенные гра- нитоиды $J_2^2$	$S_2^2$ - реликты Бл с Би и Ка, фикси- руемые по включе- ниям в Гр <sup>2</sup> , и оги- бающие Гр <sup>1</sup> ; $S_3^2$ - плоскости Бл с Би и Гр <sup>ф</sup> ; $S_4^2$ - плоско- сти Рс с Кв
28			+Кв+Ка+Мт+Сер			
29	$D_4^2$	$J_3^2$	Гр <sup>2</sup> +Би <sup>1</sup> <sub>рел</sub> +Пл+КШ+Кв+	Мус и Би <sup>2</sup> (зел) обра- зуют каемки вокруг Гр <sup>2</sup> и Би <sup>1</sup> и прожилки в них; Гр ( $n = 1,789-1,792$ ); КШ - постки- нематический	Полосы и жилы, перемежающиеся с гранитоидами $J_2^2$ , бластомилонити- зированными по $S_4^2$ ; мощность 0,2-5,0 м	$S_4^2$ - плоскости и зоны Бл с Кв, конт- ролирующие форми- рование $J_3^2$ . Пор- фиобласты Ш и жилы гранитов за- мешают $S_4^2$
30			+Гр <sup>ф</sup> <sub>рел</sub> +Би <sup>2</sup> <sub>вт</sub> +Мус <sub>вт</sub> + +Хл <sub>вт</sub> +Фи			
31	$D_4^2$	$J_3^2$	Гр <sup>2-3</sup> +Би <sub>рел</sub> +Пл+КШ+Кв	Гр <sup>2-3</sup> ( $n = 1,793-1,809$ ) - крупные округлые порфи- робласты размерами до 0,8-1,0 см; Пл - до- кинематический; КШ - посткинематический	Массивы невыяснен- ной формы размерами до нескольких сотен метров со- держат останцы $J_2^2$ с ксенолитами $M_1^2$ - $M_2^2$	Текстура пород массивная; $S_4^2$ - реликты плоско- стей Бл с Кв; $S_5^2$ - небольшие языки- жилы $M_3^2$
32						
<b>III тектоно-метаморфический цикл</b>						
33	$D_7^3$	$S_7^3-M_7^3$	Гр <sup>1</sup> +Би <sup>3</sup> +Гр <sup>ф</sup> <sub>рел</sub> +Пл+ +Кв+Ил	Гр <sup>1</sup> - с включениями Кв; Би <sup>3</sup> - коричневый, огибающий Гр <sup>1</sup> с ка- емками Гр <sup>ф</sup> ; Гр <sup>ф</sup> за- мешается Би <sup>3</sup>	Линзовидное выде- ление мощностью до 20 см и протя- женностью до 1 м в гранитоидах $J_2^2$ - $S_7^3$ ; зона $S_7^3$ сечет старое на- правление сланце- ватости и полос- чатости	$S_2^2$ - ориентиро- вка ксенолитов II цикла - $\angle 240-250^\circ \angle 60-70^\circ$ ; $S_7^3$ - плоскости Бл с Би <sup>3</sup> - $\angle 90^\circ \angle 75-90^\circ$
34	$D^2-D_7^3$	$M_7^2-S_7^3$	Гр <sup>1</sup> +Би <sup>3</sup> +Гр <sup>ф</sup> <sub>рел</sub> +Пл+	Гр <sup>1</sup> ( $n = 1,793-1,803$ ) - с включе- ниями Кв; Би <sup>3</sup> тяго- тееет к $S_7^3$ и замеща- ет Кв и Пл (базифи- кация)	Линзы мощностью 10-30 см и плос- кости скольжения, секущие полосча- тость $J_2^2$ - $J_3^2$	$S_3^2$ - реликто- вая полосчатость $J_2^2$ - $J_3^2$ - $\angle 240-260^\circ \angle 70-85^\circ$ ; $S_7^3$ - плоскости и зоны Бл с Би <sup>3</sup> : а) $\angle 135-155^\circ \angle 70-85^\circ$ ; б) $\angle 115-120^\circ \angle 60-75^\circ$
35			+Кв+Ил+Би <sup>1-2</sup> <sub>рел</sub>			
36	$D_3^2-D_7^3$	$J_2^2-S_7^3-M_7^3$	Гр <sup>1-2</sup> +Би <sup>1</sup> +Пл+КШ+	Гр <sup>1-2</sup> ( $n = 1,789-1,792$ ) - крупные раз- дробленные зерна; по	Зоны бластомилони- тов по меланокра- товым гранитоидам	$S_5^2$ - плоскости Бл и Рс с Би <sup>2</sup> и
37			+Кв <sub>вт</sub> +Сил <sub>вт</sub> +Гр <sup>ф</sup> <sub>рел</sub> + +Мт+Мус			

Номер образца	Фаза деформации	Индекс формации	Минеральные ассоциации	Генерации минералов, показатели преломления	Геологическое положение	Структурные формы
				трещинам Гр <sup>1</sup> , Фи и Мус	$\gamma_2^2 - \beta 110^\circ < 80^\circ$	Гр <sup>1</sup> ; $S_2^2$ - плоскости Бл с Кв, Фи и Сил(+Мт) $S_1^3$ - плоскости скольжения с Би <sup>2</sup>
38	$D_3^2 - D_1^3$	$\gamma_3^2 - S_1^3$	Гр <sup>1</sup> +Пл+КШШ+Кв+ +Би <sup>2</sup> (зел)+Мус+Ка± ±Би <sup>1</sup> <sub>рел</sub>	Гр (n=1,789 - 1,792)	Зоны Бл по лейкократовым гранитам	
39	$D_2^2 - D_1^3$	$M_2^2 - S_1^3 - M_1^3$	Гип <sup>1</sup> +Пл+Кв+Гр <sup>1</sup> + +Би <sup>1</sup> <sub>рел</sub> +Би <sup>3</sup>	Би <sup>1</sup> - коричнево-красный; Би <sup>3</sup> - желтовато-коричневый зональный	Линзовидные выделения, секущие граничащие гранитоиды $\gamma_2^2$ , мощность до 50 см	$S_1^3$ - плоскости Бл с Би <sup>3</sup> и ограничения линз $\beta 85-90^\circ < 80-90^\circ$
40	$D_2^2 - D_1^3$	$\gamma_2^2 - S_1^3 - M_2^3$	Гип <sup>1</sup> +Би <sup>1</sup> <sub>рел</sub> +Гр <sup>1</sup> +Пл+ +Кв+Би <sup>3</sup> +Гип <sup>3</sup>	Гип <sup>1</sup> - более железистый, приурочен к плоскости $S_2^2$ ; Гип <sup>2</sup> развивается по Би <sup>3</sup> в плоскости $S_1^3$	Линзовидное выделение, пересекающее гранитоиды $\gamma_2^2$	$S_2^2$ - гиперстеновая сланцеватость с Гип <sup>1</sup> ; $S_1^3$ - плоскости Бл и Рс, дробящие и будинирующие $M_2^2$
41	$D_1^2$	$M_{20}^3$	Би+Гип+Пл+Мт+Кв	Порода полностью перекристаллизована, метабазальдного облика; Би - красно-то-коричневый	Линзовидное обособление 30x100 см, приуроченное к плоскости скольжения, секущей $\gamma_2^2$ и $\gamma_3^2$	$S_2^3$ - биотит-гиперстеновая сланцеватость и ограничения линз $\beta 75^\circ < 45^\circ$

42*	$D_2^3$	$\gamma_2^3$	Гр <sup>1</sup> +Би <sup>45</sup> +Кор <sub>рел</sub> + +Сил+Пл+КШШ+Кв+ +Анл <sub>вт</sub> +Мус <sub>вт</sub>	Пл, Кор, Гр - докинематические; Би, Сил - синкинематические; Анл, КШШ - посткинематические	Крупный массив синорогенных гранитоидов III цикла с реликтами гнейсов $M_1^3$	$S_2^3$ - плоскости Бл и Рс, к которым приурочены Би, Сил(Фи) и Анл
43	$D_1^3$	$M_1^3$	Гр+Би+Пл+Кв	Би - коричневый; Гр <sup>1</sup> - с включениями Кв	Небольшой скиалит в вышеуказанных $\gamma_2^3$	$S_1^3$ - плоскости рассланцевания с Би, ограниченные Гр <sup>1</sup>
44	$D_3^3$	$\gamma_1^3$	Би+Пл+Кв <sup>1</sup> +Кор+Фи± ±Гр+Кв <sup>2</sup>	Би <sup>1</sup> и Би <sup>2</sup> - оба коричневые, III цикл; Гр (n=1,793-1,800)	Линзовидные выделения 0,2x1,0 м в зоне позднего рассланцевания $\gamma_2^2$ . Внутри ксенолита наложение процессов $M_{2,3}^2$ и $\gamma_{2,3}^3$	$S_3^3$ - сланцеватость с Би <sup>1</sup> ( $\beta 230^\circ < 75^\circ$ ); $S_2^3$ - плоскости Бл с Би <sup>2</sup> , секущие $S_1^3$ ( $\beta 90^\circ < 85^\circ$ )

Примечание. Породы: 1, 2 - гранат-биотитовые плагиогнейсы; 3 - графит-биотитовый blastsомилонит; 4 - биотит-гиперстеновый гнейс; 5 - биотит-двупироксеновый гнейс; 6, 7, 9 - blastsомилонитизированные биотит-гранат-гиперстеновые гнейсы; 8, 10-12 - гиперстеновые гнейсы; 13 - биотит-двупироксеновый гнейс; 14 - двупироксеновый гнейс; 15 - биотит-гранатовый гнейс; 16 - мигматизированный биотит-гранатовый гнейс; 17 - биотит-кордиерит-гиперстеновый гнейс; 18-19 - раннеорогенные андезит-мигматиты; 20 - blastsомилонитизированные гранатовые чарнокиты; 21 - графит-биотитовый blastsомилонит; 22-28 - синорогенные гранат-биотитовые гранитоиды; 29-32 - лейкократовые позднеорогенные гранатовые граниты; 33-35 - гранат-биотитовые гнейсы-блaстомилониты; 36-37 - blastsомилонитизированные гранат-биотитовые гранитоиды; 38 - blastsомилонитизированные гранатовые лейкограниты; 39-41 - гиперстеновые гнейсы; 42\* - синорогенный биотит-гранатовый гранодиорит; 43 - биотит-гранатовый плагиогнейс; 44 - кордиерит-биотитовый плагиогнейс. Местонахождение образцов: 1, 2, 6, 7, 9, 15-27, 30, 33, 39, 40, 44 - р. Лядова, с. Котжаны; 4, 5, 12, 13, 28, 29, 34-38 - р. Лядова, между селами Полевое и Ольшанка; 14, 41 - р. Немия, с. Хреновка; 31, 32 - р. Лядова, между селами Котжаны и Вышеольчадаев; 42, 43 - скважина у с. Подлесный Ялтушков (р. Лядова).

И, наконец, переходное место между формациями  $M_1^2$  и  $M_2^2$  занимают явные графит-биотитовые blastsомилониты со структурами растрескивания, также зафиксированные в виде линзовидных останцов в гранитоидах  $\gamma_2^2$  (табл. 1, обр. 3). Подобная blastsомилонитизация предшествует базификации, ведущей к формированию подформаций  $M_{2a}^2$  и  $M_{2b}^2$ . Эти подформации отличаются по типу компонентов, которыми обогащаются породы. К подформации  $M_{2a}^2$  относятся гиперстеновые и гибридные двупироксеновые гнейсы с редкими спорадическими микроскопическими реликтами клинопироксеновых гнейсов  $M_{2b}^2$  (табл. 1, обр. 5) со офеном. Гранат, если и есть, то является реликтовым. Следовательно, в данном случае, привносятся в основном  $CaO$  и  $MgO$ . При этом, так как исходными породами являются гранатовые плаггиогнейсы (самые древние реликтовые парагенезисы), то вначале базификация  $M_{2a}^2$  выражается в виде гиперстеннизации. Гиперстен, развиваясь по биотиту ( $Bi^1$ ), контролируется плоскостями  $S_{\gamma_2^2}^2$ , окаймляет в некоторых случаях гранат ( $Gr^1$  - раздробленные зерна) и содержит включения графита (табл. 4, обр. 6, 7). В этих же шлифах наблюдается обратное взаимоотношение - замещение гиперстена  $Gr^2$ , но кристаллизацию  $Gr^2$  следует связывать уже или с плаггиогранитизацией или с базификацией другого, шпинелевого типа, характерного для начальной фазы синорогенного гранитообразования  $\gamma_2^2$ . Гиперстен при этом становится неустойчивым и замещается зеленым биотитом.

Непосредственное замещение биотитовых или биотит-графитовых blastsомилонитов  $M_{1-2}^2$  гиперстеновыми гнейсами  $M_2^2$  можно видеть также в шлифах 8 и 9. Гиперстен начальной фазы  $M_{2a}^2$  является относительно железистым, о чем свидетельствуют рельеф и двупреломление (интерференционная окраска в желтых и красновато-желтых тонах в разрезах (100)). По-видимому, именно эти гнейсы замещаются клинопироксеновыми (МП+Пл+Сф), которые встречаются иногда в виде микроскопических реликтов в гиперстеновых гнейсах  $M_2^2$  (обр. 5, 11, 13, 15). Однако более наглядно эта фаза была зафиксирована на участке р. Мурафа (см. фото 9). Изредка встречаются и самостоятельные останцы клинопироксеновых гнейсов  $M_{2b}^2$  (обр. 14), однако, они уже подвергаются гиперстеннизации с образованием  $Gip^2$ , более магнизального, чем  $Gip^1$  (интерференционные окраски в разрезах (100) серые и полное отсутствие плеохроизма). Этот процесс развит неравномерно в образце и даже в шлифе, и может наблюдаться на всех стадиях - от образования каемок  $Gip^2$  вокруг МП и до нахождения небольших одновременно погасающих реликтов бывшего когда-то монокристалла клинопироксена в гиперстене. Гиперстеннизация клинопироксеновых гнейсов встречена также в другом останце, - с микроскладками  $F_{2-3}^2$ , сминающими  $S_{1-2}^2$  (рис. 20, а;

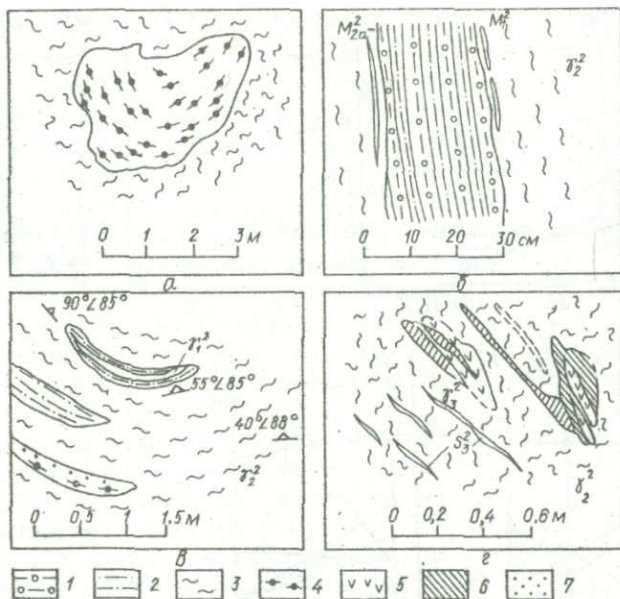


Рис. 20. Взаимоотношения синорогенных гранат-биотитовых гранитоидов  $\delta_2^2$  с останцами метаморфических формаций. Местоположение: а - с. Полевое (табл. 4, обр. 12-13); б - с. Полевое (табл. 4, обр. 4); в - с. Котюжаны (табл. 4, обр. 10, 15, 23-26); г - с. Хреновка (табл. 4, обр. 14, 41). Породы: 1 и 6 - биотит-гиперстеновые гнейсы  $M_{2a}^2$ ; 2 - биотит-гранатовые гнейсы  $M_7^2$ ; 3 -  $\delta_2^2$ ; 4 - биотит-двупироксеновые гнейсы; 5 - пегматоидные граниты  $\delta_3^2$ ; 7 - вкрапленность граната

табл. 4, обр. 12, 13), где породы и по минеральному и по химическому составу [14] соответствуют двупироксеновым гнейсам (сфена уже нет). Однако под микроскопом обнаруживаются две генерации гиперстена: Гип<sup>1</sup> образует крупные зерна с более высоким двупреломлением и с включениями Би<sup>1</sup> и Грф<sup>1</sup>. Они, так же как МП, дробятся, цементируются Би<sup>2</sup> (+Грф) и пересекаются плоскостями скольжения  $s_2^2$  с теми же Би<sup>2</sup> и Грф<sup>2</sup>. Гип<sup>2</sup> развивается уже по Би<sup>2</sup> и отличается пониженным двупреломлением. Плаггиоклаз зонален и подвергается дроблению. Зональный плаггиоклаз характерен и для остальных случаев нахождения гиперстеновых гнейсов с клинопироксеном и сфеном. Крупные зерна Гип<sup>1</sup> в

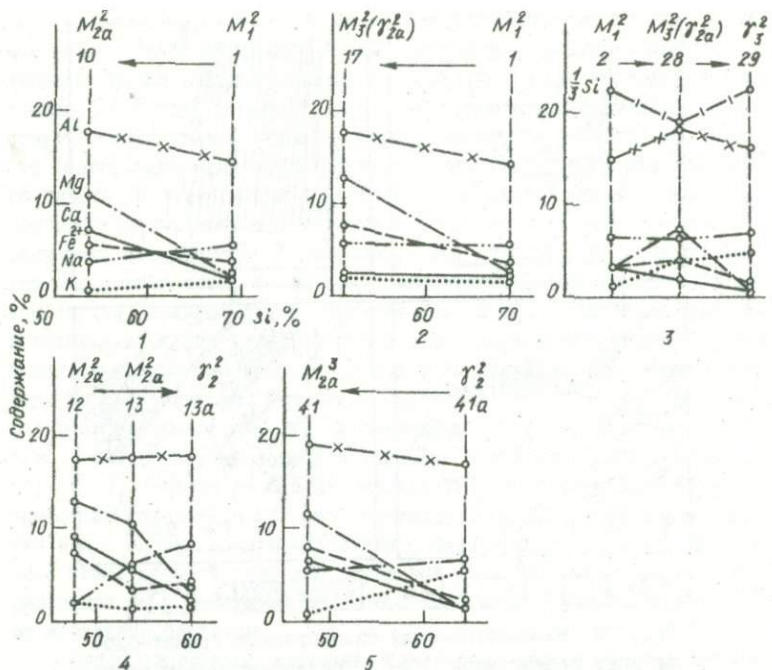


Рис. 21. Примеры вариационных диаграмм в местах определения возрастных соотношений формаций на участке "Котложань" (баланс вещества в разных фазах тектоно-метаморфических циклов). Номера образцов см. в табл. 4. Дополнительные обр.: 13а и 41а - синорогенные гранат-биотитовые гранитоиды (Гр+Би<sup>1-2</sup>+Пл+КПш+Кв+Грф), вмещающие соответственно породы 13 и 41. Стрелками показано направление процесса

приконтактной зоне дробятся и цементируются кварц-плагиоклазовым агрегатом.

Сложные процессы замещения пород в формациях  $M_1^2$  и  $M_{2a}^2$  проявляются и на макро-, и на микроуровне. Так, между селами Полевое и Ольшанка в небольшом линзовидном останце среди гранитоидов  $\gamma_{2-3}^2$  встречено тонкое чередование графит-биотитовых (+Гр<sup>1-2</sup>) blastomylonитов  $M_1^2$ , биотит-гиперстенных и биотит-двупироксеновых гнейсов  $M_{2a}^2$  (рис. 20, g; табл. 4, обр. 4, 5). Примечательно, что плоскости Бл с Би<sup>2</sup> и Грф, являющиеся в  $M_1^2$  наложенными, в формации  $M_{2a}^2$  уже становятся реликтивными, а количество графита заметно уменьшается и он, в основном, замещен магнетитом или ильменитом.

При сравнении химического состава пород  $M_1^2$  и  $M_{2a}^2$  (рис. 21,

диаграмма 1) обнаруживается явная базификация с привнесом  $Mg$ ,  $Ca$ ,  $Fe^{2+}$  и  $Al$  и выносом  $Si$  и  $Na$ . В биотит-гиперстеновых гнейсах  $M_{2a}^2$  также устанавливается наложение последующих процессов. Так, в обр. 5 установлено пересечение гиперстеновой сланцеватости  $S_2^2$  отдельными плоскостями скольжения  $S_3^2$  с выделениями вдоль этих плоскостей Би<sup>2</sup>, Ка и Гип<sup>2</sup>. В гиперстене, приуроченном к  $S_2^2$  есть реликты Би<sup>1</sup> и Грф. Судя по двупреломлению и окраске, Гип<sup>1</sup> более железистый, чем Гип<sup>2</sup>. В биотит-двопироксеновых гнейсах  $M_{2a}^2 - M_{2b}^2$  обнаружены реликтовые структуры растрескивания с ярким красным биотитом (Би<sup>1</sup>), две генерации плагиоклаза (Пл<sup>1</sup> - зональный, Пл<sup>2</sup> - антипертит), каемки Гип<sup>2</sup> вокруг МП и Ка вокруг МП, и мелкие включения Би<sup>1</sup> в МП и Гип<sup>2</sup>. Вместо графита появляется значительное количество магнетита (+Ил). Пироксены по сети прожилков замещаются зеленым биотитом. Подобные взаимоотношения позволяют сделать следующие выводы:

1) тонкое ритмичное чередование различных гнейсов является результатом неравновесного наложения разновозрастных замещений, а не первично-осадочной природы метаморфических пород;

2) минералы и парагенезисы образовались в следующей последовательности:  $[Gr^1 + Pl + Kz] \rightarrow [Bi^1 + Grf^1] \rightarrow [Gip^1 + Pl^2 + Mt] \rightarrow [MP + Cfl] \rightarrow [Bi + Ka + Grf^2] \rightarrow [Gip^2 + Pl^2] \rightarrow [Gr^2 + Bi^3(зел.)]$  (по Гип<sup>1</sup>);

3) соответственно намечается последовательность формаций:  $[S_7^2 - M_7^2] - [Bl_2^2 - M_{2a}^2] - \gamma_1^2 - \gamma_2^2 - \gamma_3^2$ .

Последние два соотношения устанавливаются по наблюдениям во вмещающих гранитоидах. При этом выявляются определенная очередность в формации базификации  $M_2^2$ : гиперстеновые гнейсы - клинопироксеновые гнейсы - эндробит-мигматиты (обратное замещение МП  $\rightarrow$  Гип). Аналогичные взаимоотношения встречены и в другом ксенолите (табл. 4, обр. 11). Здесь во внешне однородных породах внутри тонкозернистого сланцеватого сливного гиперстенового гнейса под микроскопом видны отдельные реликтовые участки растрескавшегося биотитового плагиогнейса (биотит цементирует обломки плагиоклаза), сравнительно массивного гиперстенового гнейса, развивающегося по биотитовому плагиогнейсу (Гип<sup>1</sup> - с плеохроизмом и высоким двупреломлением), отдельные реликтовые плоскости бластомилонитизации, контролирующие агрегаты тонкозернистого кварца и замещаемые сланцеватыми гиперстен-плагиоклазовыми гнейсами (Гип<sup>2</sup> - с низким двупреломлением, без плеохроизма), и линзочки клинопироксенового гнейса со сфеном, замещаемые теми же сланцеватыми гиперстеновыми гнейсами второй генерации. В Гип<sup>1</sup> отмечены включения Би и Грф. Гип<sup>2</sup> - удлинённый, с включениями и реликтами МП и Гип<sup>1</sup>, а также в виде каемок вокруг Гип<sup>1</sup>. В структурном отношении кроме  $S_{2-3}^2$  наблюдаются еще более поздние секущие плоско-

сти дробления с графитом (Грф<sup>2</sup>). Так как в составе этих полиметаморфических пород преобладают гиперстеновые гнейсы второй генерации, то они и определяют своеобразный облик этих пород, не встречающихся на других участках. Химические анализы пород [14] подтверждают неизменный состав гиперстена. Подобные гнейсы слагают нередко центральные части зональных ксенолитов, причем в приконтактовой части они содержат как раздробленные и растащенные кристаллы граната (Гр<sup>1</sup>), ассоциирующего с голубым кварцем, так и крупные скелетные порфириобласти Гр<sup>2</sup> размерами до 1 см с включениями Грф, Би, Гип<sup>1</sup> и Гр<sup>1</sup>. При этом внутри кристаллов наблюдаются иногда каемки Гр<sup>2</sup> вокруг Би (табл. 4, обр. 9, 15). И ксенолиты, и вмещающие породы пересекаются плоскостями бластомилонитизации III цикла с кристаллизацией коричневого биотита, кварца и кордиерита.

Раннеорогенная мигматизация и плагиогранитизация  $\gamma_1^2$  на данном участке выражены сравнительно слабо. Это или полосы лейкосомы внутри гнейсов — бластомилонитов формации  $M_1^2$  (обр. 1-2) или участки пятнистых, неясно полосчатых эндебит-мигматитов внутри ксенолитов и крупных останцов гиперстеновых гнейсов (обр. 18, 19). Для них характерно наличие двух генераций плагиоклаза (Пл<sup>1</sup> — двойникованный, иногда зональный, Пл<sup>2</sup> — антипертит). Первый подвергается дроблению и растрескиванию с выполнением трещин Би<sup>2</sup> и Грф и, главное, Кв, а второй содержит во включениях Грф, Би и реликты дробленной катакlastической массы, переходящей в мелко- и тонкозернистые агрегаты Кв и Пш.

Весьма интересно появление граната в останцах чарнокитов. В отличие от гнейсов  $M_1^2$  и вмещающих гранат-биотитовых гранитоидов  $\gamma_1^2$ , в которых часто содержится или реликтовые зерна Гр<sup>1</sup> или сложно построенные кристаллы Гр<sup>1-2</sup>, в чарнокитах гранат имеет явно вторичное происхождение. Он приурочен к жилкам и плоскостям скольжения и образует крупные, слегка уплощенные порфириобласти размерами до 1-2 см с включениями Би, Грф и Гип<sup>1</sup> (обр. 20). Кроме того, присутствуют и самостоятельные крупные порфириобласти гиперстена (Гип<sup>3</sup>) с включениями Би и Грф. Ассоциируют подобные порфириобласти гиперстена и граната с посткинematическим антипертитом ( $\pm$  микропертит). В большинстве случаев эти гранатовые чарнокиты связаны с фазой синорогенного гранитообразования с присущим ей гранатовым ( $\pm$  Гип, Кор) типом базификации, но какая-то часть граната, вероятно, обусловлена и раннеорогенной плагиомигматизацией. Правда, масштабы этого процесса здесь гораздо меньше, чем в скалопольской толще I цикла. Гранат в чарнокитах (Гр<sup>2</sup>) отличается от Гр<sup>1</sup>  $M_1^2$  и  $\gamma_1^2$  более темной окраской с вишневым оттенком.

Формация синорогенных гранитоидов  $\gamma_{2}^{2}$  представлена гранат-биотитовыми местами кордиеритсодержащими гранитоидами, создающими основной фон участка. Они представляют собой массивные или неясно полосчатые средне- и крупнозернистые породы, неравномерные и по составу (от гранитов до диоритов), и по структурно-текстурным признакам. Полосчатая текстура (видная в обнажениях) является следствием сочетания бластомилонитизации и растрескивания неких гранитоидных пород и более-менее полно прошедшей перекристаллизации. Под микроскопом всегда видны элементы катакластических структур – реликтовые или наложенные. Чаще всего бластомилонитизация выражается в виде растрескивания – сочетание примерно двух систем плоскостей скольжения, ориентированных примерно так, как круговые сечения в эллипсоиде деформации (плоскости скалывания). Совершенно отчетливо выделяются две фазы бластомилонитизации. Первая контролирует появление коричнево-красного биотита, графита и следующего за ним кордиерита, вторая – кварца ( $\pm$ Фи), плагиоклаза и калиевого полевого шпата. В зависимости от степени проявления каждой из этих фаз выделяются более меланократовые разности, обогащенные биотитом и гранатом ( $\pm$ Kor) ( $\gamma_{2a}^{2}$ ) и лейкократовые ( $\gamma_{2b}^{2}$ ). При этом лейкократовые разности отвечают гранитам, обычно развиваются за счет меланократовых и содержат в существенном количестве калиевый полевой шпат, в то время как меланократовые  $\gamma_{2a}^{2}$  более соответствуют гранодиоритам, плагиогранитоидам. Разнообразие пород кроме того определяется соотношением деформации и перекристаллизации в пределах каждой фазы. Меланократовые разности чаще выглядят blastokataklazитами, лейкократовые – нормально перекристаллизованными породами – лишь с реликтами катакластической массы. Взаимоотношения с останцами и ксенолитами метаморфических пород примерно такие же, как на участке сел Вилы Яругские – Скалополь. Но если там типичны более округлые или овальные различно ориентированные обломки типа "эруптивной брекчии", то здесь обычно наблюдаются уплощенные линзовидные выделения, реже слегка изогнутые. Иногда отмечаются и изометричные ксенолиты с автономной складчатой структурой (см. рис. 20). Гранитоиды  $\gamma_{2a}^{2}$  как правило более меланократовые (меньше  $SiO_2$ ) по сравнению с гнейсами формации  $M_1^2$ ,  $\gamma_{2b}^{2}$  – немножко более лейкократовые по отношению к тем же гнейсам (см. рис. 21, диагр. 2-3). По сравнению с формацией  $M_{2a}^2$  отмечено повышение кремнекислотности и щелочности (рис. 21, диаграмма 4).

Начальная фаза  $\gamma_2^2$ , как и в случае  $M_2^2$ , представлена чистыми биотитовыми или графит-биотитовыми blastokataklazитами  $S_4^2 - \gamma_{2a}^2$ , в которых еще нет посткинematических минералов. При этом в одних случаях кроме биотита и графита нет других темноцветных минералов или

присутствует реликтовый гиперстен в агрегатах вторичного зеленого биотита (табл. 4, обр. 21), в других кроме Би и Гр<sup>1</sup> имеются крупные докинематические раздробленные зерна граната с включениями кварца. Иногда отчетливо видно смещение отдельных обломков граната, их волочение и замещение биотитом и графитом. Однако более обычны разности гранитоидов, где волею за бластомилонитизацией идет более-менее сильно проявленная посткинематическая перекристаллизация. Если для синкинематической фазы характерно замещение граната (Гр<sup>1</sup>) биотитом, вплоть до образования почти полных псевдоморфоз, то посткинематической фазе свойственно формирование крупных порфиробластов граната (обр. 23-27). Плаггиоклаз чаще представлен второй генерацией — антипертитом, хотя нередко присутствует и первая. Гиперстен в синорогенных гранитоидах II цикла неустойчив из-за малой активности сильных оснований по сравнению с  $Fe^{2+}$  и  $Al_2O_3$  (идет шпинель-гранатовая базификация). Он замещается либо зеленым биотитом, либо гранатом, что особенно хорошо заметно в приконтактных участках ксенолитов (обр. 6, 7). В самих гранитоидах реликтов гиперстена нигде нет, но некоторые порфиробласты граната имеют характерную внутреннюю трещиноватость, такую же, как в порфиробластах гиперстена, образованных при тесном взаимодействии бластомилонитизации и замещения.

Кордиерит кристаллизуется в посткинематических условиях вслед за синкинематическими Би<sup>2</sup> и Гр<sup>2</sup>. Зерна его в одних случаях наследуют удлинненную по  $S_4^2$  форму Би, который нередко сохраняется в нем в виде реликтов, включений, отдельных плеохроичных двориков, — при этом иногда без наличия в центре "дворика" Пр или другого какого-либо акцессорного минерала (обр. 6, 23). В других случаях Кор отмечается в виде изометричных зерен и порфиробластов, но тоже в связи с Би<sup>2</sup>. Так как Би замещает Гр<sup>1</sup>, то и Кор, развиваясь унаследованно по Би, частично замещает Гр<sup>1</sup>. Взаимоотношения Кор и Гр однозначно не устанавливаются, но очевидно такие же, как на участке "Мурафа", т.е. кордиерит появляется в гранитоидах спорадически в местах, особо обогащенных  $Mg$  и  $Al_2O_3$  либо вследствие деанортитизации основного плаггиоклаза, либо вследствие локальных изменений основности гранитизирующих растворов.

Вполне однозначно устанавливается более позднее происхождение мелкозернистых агрегатов Кв и Фи, контролируемых плоскостями бластомилонитизации и растрескивания, которыми деформируются все остальные минералы. При этом нередко наблюдаются каемки Фи вокруг Кор и Гр<sup>2</sup> с включениями Би<sup>2</sup> и Гр<sup>2</sup>. В то же время микропертит всегда является более поздним по отношению к Фи и мелкозернистому катакласти-

ческому Кв. Вместе с более крупными зернами  $Kv^2$  он образует посткинematические кристаллы, пересекающие плоскости и содержащие реликты катакlastической ткани.

К формации глиноземистых метасоматитов  $M_3^2$  относятся биотит-гиперстен-кордиеритовые породы, образующие маломощные зоны зональных ксенолитов или самостоятельные линзовидные выделения в гранат-биотитовых гранитоидах  $\rho_2^2$ . В первом случае центральная часть ксенолитов обычно сложена сливными гиперстеновыми гнейсами второй генерации (табл. 4, обр. 10 и др.), к периферии они сменяются биотит-гиперстен-кордиеритовыми породами (обр. 17) и затем у контакта - биотит-гранатовыми плагиогнейсами (обр. 1) и их мигматитами. Биотит-гиперстен-кордиеритовые гнейсы - это неравномернoзернистые мелко- и среднeзернистые сланцеватые или сланцевато-полосчатые породы с единичными зернами граната на контакте с биотит-гранатовыми гнейсами. В шлифах видно, что коричневато-красный биотит ( $Bi^2$ ), контролируемый плоскостями бластомилонитизации, содержит реликты магнeзиального гиперстена ( $Gип^1$ ) с включениями  $Bi^1$  такого, как в зоне гиперстеновых гнейсов (обр. 10), в которых  $f_{Gип} = 35-36$ . В то же время он замещается более железистым плексохроющим  $Gип^2$ , образующим довольно крупные порфиобласты до 1-2 мм с включениями того же коричнево-красного  $Bi$  ( $n_g^{20} = 1,720$ ;  $n_p = 1,705$ , что соответствует железистости 45-47). В участках, где появляется Кор, ассоциирующий с Кв и Фи, наблюдаются две взаимно пересекающиеся под углом 60-70° системы плоскостей скольжения, из которых более поздняя контролирует образование фибrolита. А кордиерит представлен крупными посткинematическими ситовидными кристаллами с включениями  $Bi^2$ , Кв и плоскостей скольжения с Кв и Фи. Плагиоклаз зонален. В приконтактовой части гиперстен замещается в виде каемок, псевдоморфов и по сети прожилков зеленым Би и идиоморфными кристаллами  $Gr^2$ , который однако имеет магнeзиальный состав, свойственный гранату I цикла ( $n = 1,787-1,789$ ). Таким образом, биотит-гиперстен-кордиеритовые породы представляют собой полиметаморфические метасоматические породы, возникающие при преобразовании гиперстеновых гнейсов (деанортитизация и т.п.) под действием гранитизирующих растворов  $\rho_1^2 - \rho_2^2$ . Последовательность этапов деформации и перекристаллизации следующая:  $D_1^2 - [Bi^1 + Gr^1] - [Gип^1 + Пл] - D_2^2 - [Bi^2 + Mt] - [Gип^2 + Пл^2] - [Gr^2 + Би^3] - D_3^2 - [Фи + Кв] - [Кор + КШ];$  эволюция вмещающих гранитоидов несколько иная:  $[Gr^1 + Пл^1 + Кв^1 + Gr^1] - D_3^2 - [Bi^3 + Gr^2] - [Gr^2 + Пл + Кор] - D_4^2 - [Фи + Кв] - КШ$ . В процессе замещения биотит-гранатовых гнейсов  $M_3^2$  глиноземистыми метасоматитами зафиксировано понижение кремнекислотности и повышение содержания  $Al$ ,  $Mg$  и  $Fe^{2+}$  при посто-

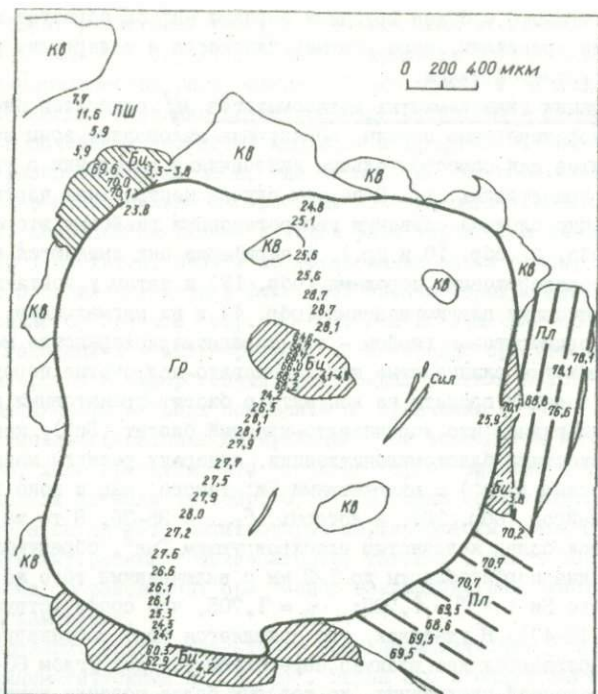


Рис. 22. Микронзондовые данные по шлифу 26 (Гр) (см. табл. 4).  
Обозначения см. на рис. 13

янном количестве  $Na$ ,  $Ca$  и  $K$  (рис. 21, диаграмма 2), т.е. обнаруживаются признаки глиноземистой базификации ( $M_3^2$ ).

В единственном зерне граната, снятом на микронзонде (рис. 22), обнаружена небольшая зональность, —  $X_{Mg}$  изменяется от центра к краю от 28,7 до 23,8, — и по всей видимости соответствует второй генерации граната. Во включении  $X_{Bi}$  колеблется от 64,6 до 68,2, в матрице  $X_{Bi}^{Mg} \approx 55$ ; по  $TiO_2$  состав зерен Би довольно однороден (3,3-4,5 %). Зерна Кор в данном шлифе на 60 % по объему замещены изотропным материалом. Четыре замера отвечают стехиометрическому Кор с  $X_{Kor}^{Mg} = 69,3-71,6$  (рис. 23). Состав матрицы КПШ колеблется от 5,9 до 45,1 % Аб. Завышение содержания  $Na$  могло происходить от неточной установки микронзонда на матрицу. Пертиты в КПШ довольно однородны по составу с  $N_{Na} = 94,5-98,7$ . Для крупных зерен Пл обнаружены вариации в  $X_{Na}$  от 68,6 до 78,1.



и глиноземистостью исходных пород и гранитизирующих растворов. Показатель преломления Гр из  $\mathcal{J}_3^2$  колеблется в широких пределах (от 1,789 до 1,809) в зависимости от его генерации (реликтового или новообразованного). Важно отметить, что иногда встречаются зоны крупных округлых зерен граната, устойчивых в условиях позднеорогенного гранитообразования, которые имеют повышенный показатель преломления и соответственно железистость, сравнимые с таковыми гранатов  $\text{III}$  тектоно-метаморфического цикла. Итак, намечается эволюция состава граната не только между циклами, но и в пределах каждого цикла. Она закономерно повышается от начала к концу цикла, несмотря на то, что и формация  $M_1^2$  и  $\mathcal{J}_3^2$  сложены примерно одинаковыми по содержанию  $S_2O_2$  породами. Подобное изменение состава гранатов связано с эволюцией геохимического и термодинамического режима геологических процессов.

#### Формация $\text{III}$ тектоно-метаморфического цикла

Самостоятельно развитые формации  $\text{III}$  цикла вскрыты скважинами у с. Подлесный Ялтушков. Кроме того, встречены маломощные линзы, приуроченные к зонам разрывов у с. Хреновка. На остальной части территории — это бластомилониты или бластокатаклазиты  $\text{III}$  цикла с реликтами пород  $\text{II}$  цикла, — в большинстве случаев это смешанные полиметаморфические породы  $M_1^2 - S_1^3 - M_{T-2}^3$ ,  $M_2^2 - S_1^3 - M_{T-2}^3$ ,  $\mathcal{J}_2^2 - S_1^3 - \mathcal{J}_{2-3}^3$  и т.п. Подобные породы позволяют выяснить взаимоотношения комплексов  $\text{II}$  и  $\text{III}$  циклов. Особенно наглядны редкие обнажения, в которых образования этих циклов отличаются по структурному плану (рис. 24, г). В секущей зоне бластомилонитизации  $\text{III}$  цикла  $\mathcal{J}_2^2 - S_1^3 - M_1^3$  наблюдается линзовидный останец или будина  $\text{II}$  цикла, сложенная биотит-гранатовыми гранитоидами  $\mathcal{J}_2^2$  и ксенолитами гнейсов  $M_2^2$  с поперечным внутренним структурным планом. Зона  $S_1^3 - M_1^3$  имеет субмеридиональное простирание с крутым падением на восток или на запад под углом 80–90°. Линзовидные выделения гнейсов  $M_1^3$  в этой зоне по структурному положению соответствуют секущим дайкам. Макроскопически они выглядят так же, как и гнейсы  $M_1^2$ , отличаясь от них лишь по окраске Би (коричневой или желтовато-коричневой по  $Mg$ ). Би приурочен к плоскостям скольжения  $S_1^3$ , огибающим округлые зерна Гр<sup>I</sup> с включениями Кв и каемками Гр<sup>II</sup> (табл. 4, обр. 33). Гр<sup>II</sup> в  $\text{III}$  цикле неустойчив, замещаясь Ле и Би, который образует иногда псевдоморфозы по нему (характерные тонкие чешуйки). Ле наблюдается также в виде каемок по Цр.

В гнейсах  $M_1^2$  из останца с реликтовым структурным планом Би — промежуточный по окраске, кроме того, устойчив еще Гр<sup>II</sup>, который

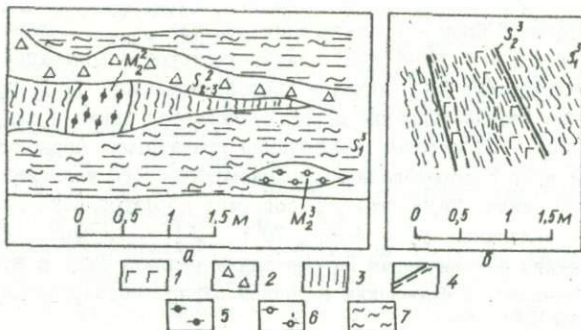


Рис. 24. Реликтовые формации  $M_2^2$  и  $S_2^2$  в зоне деформации и перекристаллизации III цикла. Местоположение: 8 - с. Котыжаны (табл. 4, обр. 33); 9 - с. Полевое (табл. 4, обр. 34-36). Породы: 1 - лейкократовые граниты  $S_3^2$  с Гр; 2 - наносы; 3 - рассланцевание; 4 - разрывные нарушения; 5 - биотит-гиперстеновые гнейсы  $M_{2a}^2$ ; 6 - биотит-гиперстеновые гнейсы  $M_{2a}^3$ ; 7 - биотит-гранатовые ( $\pm$ Кор) гранитоиды  $S_2^2$ .

встречается в виде включений в Гр (это идентифицирует гранат II цикла). Растащенные зерна Гр замещаются желтовато-коричневым Би III цикла, - по-видимому таким путем проявляется диафторез.

В этой же зоне  $S_7^3$  обнаружены и линзовидные выделения мощностью до 40-50 см биотитизированных гиперстеновых гнейсов  $M_2^2 - S_7^3 - M_7^3$  (обр. 39). Гип с включениями Мт и Грф(?) замещается коричневым Би. Проявления этого замещения разнообразны: каемки, реликты одного монокристалла Гип в Би и т.п. Присутствуют также чешуйки коричневого Би, имеющие форму Гр, вероятно псевдоморфозы, и главное, реликты коричнево-красного Би II цикла. Во вмещающих гранитоидах  $S_2^2$  диафторез III цикла почти не проявился.

Вполне однозначны также взаимоотношения пород, зафиксированные между селами Полевое и Ольшанка. Здесь на гранитоиды  $S_2^2$  и секущие их жилы лейкократовых гранитов  $S_3^2$  наложены рассланцевание и отдельные плоскости скольжения, пересекающие петрографические границы (рис. 24, 9). К этим плоскостям приурочены линзы гранат-биотитовых гнейсов и гнейсо-гранитов  $M_7^3$  (обр. 34, 35). Ориентировка их так же, как и плоскостей скольжения  $S_7^3$ ,  $\Delta 100-120^\circ \Delta 60-75^\circ$ . Под микроскопом видны четкие плоскости бластомилонитизации, огибающие зерна Гр с включениями Кв (фото 16). По ним образуются агрегаты чешуек желтовато-коричневого Би III цикла. Биотитизация затрагивает также при-

легающие зерна Пл и Кв. Здесь представлена чистая базификация без наложения следующей фазы — гранитизации  $\gamma_1^3$  или  $\gamma_{2-3}^3$ . Показатель преломления Гр ( $n = 1,793-1,803$ ) свидетельствует о возможности нахождения и реликтового Гр II цикла и новообразованного Гр III цикла.

Интересные взаимоотношения пород наблюдаются также в шлифах (табл. 1, обр. 20) — реликтовые микробудины гранатовых чарнокитов  $\gamma_2^2$  в зоне Бл и Рс с образованием синкинематического желтовато-коричневого Би III цикла. Чарнокиты  $\gamma_2^2$  содержат порфиробласты Гип<sup>2</sup> и Гр<sup>2</sup>. Элементы залегания  $S_7^3 - \beta 80^\circ < 70^\circ$ ;  $S_3^2 - \beta 240^\circ < 80^\circ$ . Вблизи микробудин в коричневом Би еще видны реликты Гип, а в 0,5-1,0 см они исчезают. Деформациям в данном случае подвергаются Пл и КПШ чарнокитов  $\gamma_3^2$ .

Формация  $M_2^2$  (основных пород) в наиболее типичном виде встречается по р. Немия в с. Хреновка, где гранат-биотитовые гранитоиды  $\gamma_2^2$  и жилы лейкократовых гранитов  $\gamma_3^3$  пересекаются плоскостью скольжения ( $\beta 75^\circ < 45^\circ$ ), к лежащему боку которой приурочена линза гипerstenных гнейсов мощностью 30-40 см и протяженностью около 1 м. Это тонкозернистые, тонкополосчатые и сланцеватые породы темно-серого цвета, сложенные агрегатом зерен сдвойникового Пл и Гип с подчиненным количеством ориентированного вдоль линзы коричневого Би и Кв (табл. 4, обр. 41). Гип также образует удлиненные и ориентированные зерна, иногда с реликтами того же коричневого Би, т.е. наследует ориентировку Би. Здесь так же, как и в ряде других случаев (обр. 20, 39, 40) образование коричневого Би коррелируется с более поздними деформациями, наложенными на формации II цикла с красным Би. В то же время в самой линзе никаких следов катаклаза уже нет (нормальная лепидогранобластовая структура). Породы и по составу, и по структурному положению (секущие зоны) приближаются к дайкам базитов, несмотря на небольшую мощность и, главное, протяженность линзы. По сравнению с вмещающими гранитоидами в них отмечено увеличение содержания Mg, Fe<sup>2+</sup>, Al и Ca при понижении — Si, Na и K (см. рис. 21, диаграмма 5).

У с. Подлесный Ялтушков, где развиты уже не смешанные комплексы II и III циклов, а самостоятельные формации III цикла, формация  $M_2^3$  представлена также биотит-гранатовыми плагиогнейсами и с такой же структурой — плоскости рассланцевания  $S_7^3$ , по которым кристаллизуются коричневый Би, обгибают корродированные зерна Гр<sup>1</sup> с включениями Кв (табл. 4, обр. 43).

Вмещающие их гранитоиды формации  $\gamma_2^3$  макроскопически характеризуются более массивной и равномерной текстурой, чем аналогичные им по составу гранитоиды  $\gamma_2^2$ . Однако под микроскопом видны четкие плоскости бластомилонитизации, которые проявляются в виде растрескивания

по поверхностям скалывания, — поэтому и текстура приобретает псевдомассивный облик. Минеральный состав этих гранитов (обр. 42) очень пестрый и включает в себя докинематические минералы (Пл<sup>1</sup>, Кор, Гр), синкинематические (Би, Фи, Сил) и посткинематические (КШШ, Пл<sup>2</sup>, Анд и Мус). Железистость граната ( $n = 1,803-1,809$ ) выше, чем в гранитоидах  $\gamma_2^2$ . Би из  $\gamma_3^2$  по сравнению с Би из  $\gamma_2^2$  отличается меньшей титанистостью (с этим связано изменение окраски биотита), большими железистостью и глиноземистостью.

Раннеорогенная полосчатая мигматизация (формация мигматитов  $\gamma_1^3$ ) встречается только в скиалитах гнейсов формации  $M_1^2$  (обр. 43) у с. Подлесный Ялтушков. Вероятно с ней связаны также оригинальные биотит-кордиеритовые гнейсы, пересекающие зональный ксенолит гиперстеновых гнейсов  $M_2^2$  (обр. 40, 44). Последние переходят в бластомилониты  $S_1^3 - M_1^3$  с реликтами магнезиального Гип<sup>2</sup> формации  $M_2^2$ . В гиперстеновых гнейсах Гип<sup>1</sup> содержит реликты красного Би II цикла, а трещины Бл и Рс выполняются уже коричневым Би III цикла и кое-где по нему развито замещение гиперстеном III цикла (Гип<sup>1</sup>). Вся эта гамма пород в целом ( $M_2^2, S_1^3 - M_1^3, M_{2a}^3$ ) пересекается густой сеткой кулисообразных плоскостей скольжения с Ле, а у контакта с  $\gamma_2^2$ , с Кв и Фи. Вкрест простирания этих плоскостей развиваются уже беспорядочно ориентированные изометричные посткинематические зерна последней генерации Пл, Кв и Кор. Здесь необходимо отметить два момента: 1) имеет место ассоциация Кор+Пл, а не обычная ассоциация Кор+КШШ, присущая позднеорогенному гранитообразованию (именно поэтому сделан вывод о принадлежности этих гнейсов к  $\gamma_1^3$ ; 2) Кор образуется после Фи ( $S_2^3$ ), а не наоборот, как в обр. 42.

Позднеорогенная формация лейкократовых гранитов  $\gamma_3^3$  представлена как согласными жилами, так и неясно органиченными массивами, связанными теньвыми постепенными переходами с гранитоидами  $\gamma_2^2$  и  $\gamma_2^3$ . Массивные жилы различной мощности как правило чередуются с полосами бластомилонитизированных гранитоидов  $\gamma_2^2 - \gamma_3^2$  (табл. 1, обр. 36-38), причем бластомилонитизация сопровождается кристаллизацией не биотита, как в случае базификации, а кварца (+Фи). В посткинематический период происходит кристаллизация Мкп, крупных зерен Кв и Кор, почти нацело замещенного изотропным сладистым материалом, зеленым биотитом и пинитом. Иногда к ним присоединяются антипертит, т.е. опять образуется устойчивая ассоциация минералов Кор+КШШ. Стабилен также и гранат, отсутствующий иногда только в крупно- и гигантозернистых пегматитах. Показатель преломления реликтового раздробленного граната — 1,789-1,792, что соответствует Гр<sup>1</sup> II цикла, в то время как в округлых посткинематических зернах  $n = 1,800-1,804$  (Гр III цикла).

В обнажениях обычно видна грубая перемежаемость лейкогранитов  $\gamma_3^3$  и blastsмилонитов. Кроме того, иногда наблюдаются и непосредственные реликты blastsмилонитов  $\gamma_3^2 - \beta_2^3$  в небольших массивах пегматоидных гранатовых гранитов  $\gamma_3^3$ . Весьма интересно появление в позднеорогенных гранитах таких низкотемпературных минералов как Мус, Хл и Ка, приуроченность которых к зонам blastsмилонитизации, секущим разнородные образования, не обнаружена.

#### Особенности геохимической и термодинамической эволюции

Для каждой фазы цикла (формации) характерен свой геохимический режим. Судя по реликтовым парагенезисам (см. табл. 4, обр. 1, 2, 15) самыми ранними вероятно были гранатсодержащие окварцованные породы I цикла, отвечающие высокой кремнекислотности (рис. 25, треугольник 1). При возникновении плаггиогнейсов формации  $M_7^2$  кремнекислотность и глиноземистость системы несколько понижаются (треугольник 2). Наиболее сильное изменение кислотности-основности пород проявилось на этапе  $D_2^2 - M_2^2$  в связи с взаимозаменением  $Al_2O_3 + SiO_2 \rightleftharpoons CaO + MgO$ , что приводит к последовательному образованию парагенезисов, отвечающих графит-биотитовым blastsмилонитам, биотит-гранат-гиперстеновым и гиперстеновым гнейсам (треугольник 3), двупироксеновым и клинопироксеновым гнейсам (треугольник 4). При этом в смежных участках неравновесно сохраняются старье парагенезисы. Фигуративные точки химического состава пород концентрируются в две полосы, направленные от  $M_7^2$  соответственно к РП и (Би+Гр). На участке "Котужаны" (в отличие от участка "Мурафа") отсутствуют породы, по составу располагающиеся в направлении Рог (базификация  $M_{28}^2$ ). Редко встречается состав, фиксирующий фазу образования двупироксеновых и клинопироксеновых гнейсов (см. треугольник 4), так как они присутствуют в виде крайне незначительных (чаще всего микроскопических) реликтов в поле регионально развитой глиноземистой базификации ( $M_3^2$ ) и связанных с ней гиперстеновых гнейсов второй генерации. Расположение пород на диаграмме S-A не беспорядочно, а определенными полосами, свидетельствует в пользу регионального метасоматоза, а не изохимического метаморфизма первичных орто- и парапород.

Во время плаггиомигматизации и гранитизации  $\gamma_1^2$  парагенезисы смещаются по диаграмме в обратном направлении. При этом образуются те же парагенезисы: МП+РП+Пл, РП+Би+Пл, Гр+Гип+Пл и т.п., т.е. и в этом отношении проявляется конвергенция. Определить, в результате ли гранитизации основных пород или вследствие базификации кислых пород возник данный парагенезис, можно только при изучении реальных про-

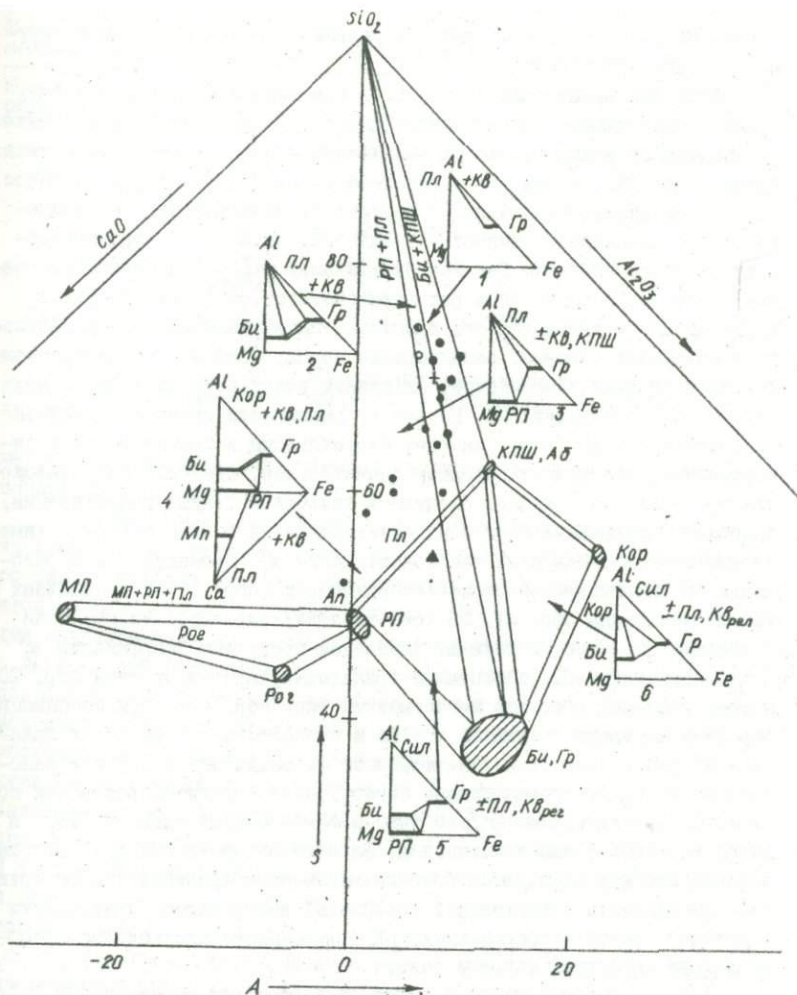


Рис. 25. Диаграмма кислотности-основности формаций II тектоно-метаморфического цикла (участок "Котжаны"),  
Условные обозначения см. на рис. 17

цессов замещения и образования тех или иных генераций минералов.

Линия  $M_{20}^2 - \gamma_7^2$  на диаграмме  $S-A$  расположена в целом несколько ниже линии  $M_7^2 - M_2^2$  в силу большей основности всего ряда парагенезисов (см. треугольники 3-4). Конечные парагенезисы - Гип+Пл+Кв

и Гип+Пл+Гр+Кв, т.е. типичные минеральные ассоциации чарнокит-мигматитов или эндербитов.

Движение химических компонентов при син- и позднеорогенном гранитообразовании принципиально другое. В начальной стадии также происходит базификация, но уже базификация гранат-шпинелевого типа: привнос  $FcO$ ,  $MgO$  и  $Al_2O_3$ , в какой-то степени  $Na_2O$  и  $K_2O$  и вынос  $SiO_2$  - сильная десиликация. В результате максимального прохождения этого процесса возникают экзотические шпинель- и кордиеритсодержащие парагенезисы. Так как базификации  $M_3^2$ - $\gamma_2^2$  подвергаются самые различные породы (весь ряд парагенезисов от Гип+Мп+Пл+Сф до Гр+Би+Кв+Пл) и интенсивность процесса также различная, то в результате возникает огромное разнообразие пород, особенно в количественных соотношениях компонентов. На данном участке процесс нигде не доходит до образования Шп. Но все же уменьшение кремнекислотности по сравнению с  $M_1^2$  и  $\gamma_1^2$  за счет биотитизации и гранатизации в синорогенных гранитоидах довольно значительное. Однако в силу наложения в большинстве случаев следующей кислотной стадии гранитизации, подобная базификация не всегда обнаруживается в минеральном и химическом составе. Наиболее явно базификация  $M_3^2$  проявилась в образовании биотит-гиперстен-кордиеритовых пород (обр. 17) и в анализах гранитоидов типа обр. 27, 28 (см. табл. 4; рис. 21). Разные поля диаграммы  $S-A$  соответствуют различным продуктам базификации  $M_3^2$  ( $\gamma_{2a}^2$ ): Гр-Би-Гип-Пл (ассоциация гранатовых чарнокитов типа обр. 20) и Гр-Кор-Би-Кшш (Гип-Кор метасоматиты типа обр. 17). Эти ассоциации отражены на треугольниках 5 и 6. Кв в сущности в данных полях является неравновесным (или реликтовым от формации  $M_1^2$  и  $\gamma_1^2$  или наложенным от  $\gamma_{2b}^2$ ). Вторая стадия синорогенного гранитообразования по химизму неотличима от  $\gamma_3^2$ . И там, и там - мощный привнос  $SiO_2$  и вынос всех остальных компонентов. За счет освобождения  $K_2O$  при разрушении биотита образуются посткинematические кристаллы микропертита. Парагенезисы гранитов  $\gamma_3^2$  (Гр+Пл+Кв) возвращаются практически к исходной точке (треугольник 1), но вместо плагиоклаза преобладает уже щелочной полевой шпат.

Данные минералогической термо- и барометрии рассчитаны И.В. Лаврентьевой [64] по результатам микросондовых анализов в обр. 26 гранитоидов  $\gamma_2^2$  (табл. 5). Равновесия, определенные по центральным частям зерен граната, кордиерита и биотита дали значения:  $\tau_{Гр-Кор} = 750$  °С;  $\tau_{Гр-Би} = 720$  °С и  $\rho_{Гр-Кор} = 7050 \cdot 10^5$  Па. Равновесие периферических зон граната с Кор и Би соответствует  $\tau_{Гр-Кор} = 650$  °С и  $\rho_{Гр-Кор} = 5350 \cdot 10^5$  Па и  $\tau_{Гр-Би} = 550-620$  °С. Таким образом, становление гранитоидов происходило при постепенном понижении  $P$ -пара-

Т а б л и ц а 5. Состав минералов (мол. доля) и  $P$ - $T$ -параметры локальных минеральных равновесий по участку "Котжаны"

Номер образца	$X_{Mg}$			$p_{\text{Кор-Гр}}, \text{ } ^\circ\text{C}$	$p_{\text{Кор-Гр}}, \text{ } \cdot 10^5 \text{ Па}$	$T_{\text{Би-Гр}}, \text{ } ^\circ\text{C}$
	Кор	Гр	Би			
26	70,3 <sup>M</sup>	28,7 <sup>II</sup>	54,9	750	7050	720
	71,6	23,8	-	650	5350	-
	-	28,1	64,6	-	-	620
	-	24,2	68,2	-	-	550
	-	24,1	60,3	-	-	620
	-	23,8	70,1	-	-	540
22	76,0	25,9	70,1	-	-	550
42	-	35,0	64,0	700	8500	680
	-	23,2	59,3	-	-	630

Примечание. Характеристику образцов см. в табл. 4. По обр. 26 приведены микросойдовые анализы; по обр. 22 и 42 - силикатные.

метров. Эта же тенденция отмечалась раньше и по данным измерения показателей преломления.

Геохимические закономерности, овойственные тектоно-метаморфическому циклу, труднее уловить по породам III тектоно-метаморфического цикла, так как процессы деформации-перекристаллизации накладываются на разнообразие пород II цикла и не доходят до конца. Формация плагиогнейсов  $M_7^3$  несколько менее кремнекислотна по сравнению с аналогичной формацией  $M_7^2$ . Это хорошо видно как при сравнении непосредственных химических анализов, так и на диаграмме  $S-A$  (рис.26). Исходная ассоциация Би+Пл+Гр+Кв (треугольник 1) на этапе  $D_2^3 - M_2^3$  обогащается  $CaO$ ,  $MgO$  и  $Fe$ , вследствие чего вытесняется парагенезисами Би+Пл и Би+Гил+Пл (треугольник 2). При дальнейшем прохождении базификации  $M_2^2$  образуются гиперстеновые гнейсы (треугольник 3), но процесс не доходит до образования клинопироксеновых гнейсов, как во II тектоно-метаморфическом цикле. Свообразно осуществляется также и раннеорогенная плагиомигматизация, приводящая к образованию ассоциаций Гр+Би+Пл и Кор+Би+Пл (треугольник 4). Отсутствуют чарнокиты  $\gamma_7^3$  и  $\gamma_2^3$ . При позднескладчатом гранитообразовании (треугольник 5) наблюдается парагенезис Кор+Гр+Би, который однако неравновесен: Гр и Кор разлагаются, замещаясь слюдистыми минералами (Би и Мус) и полиморфами  $Al_2SiO_5$  (Сил, Фи, Анд), т.е. породы попадают сначала в биотит-гранат-кордиритовую, а затем в биотит-силлиманитовую субфации (треугольник 6), что соответствует уже фазе позднеорогенного гранитообразования.

Температура образования синорогенных гранитоидов  $\gamma_2^3$  по данным анализов сосуществующих Гр и Би в обр. 42 [14] примерно равна 530  $^\circ\text{C}$ .

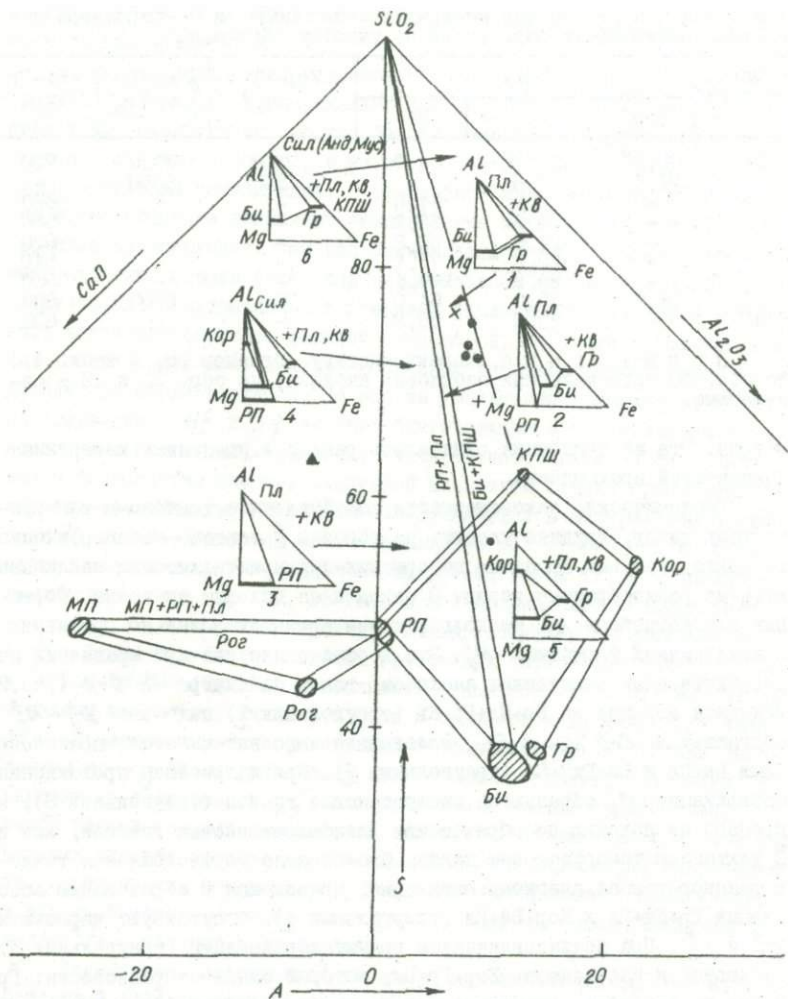


Рис. 26. Диаграмма кислотности-основности формаций III цикла (участок "Котляжаны").  
Условные обозначения см. на рис. 17

(см. табл. 5), а учитывая изменчивость состава Гр и Би, находится в пределах 500–650 °С, т.е. заметно ниже, чем во II цикле. Примечательно, что среди продуктов разрушения Кор у с. Подлесный Ялтушков (прогрессивная серия III цикла) присутствует Анд, а в районе сел Котляжаны –

Полевое (отдельные зоны бластомилонитизации и диафтореза) — Фи, т.е. в III цикле намечается некоторая дифференциация по РТ-режиму.

В геохимическом отношении наиболее существенные различия между II и III циклами наблюдаются в формациях плагиогнейсов  $M_7$  (в  $M_7^3$  пониженная кремнекислотность) и в формациях лейкогранитов  $\delta_3$  (в  $\delta_3^3$  вместо парагенезиса  $Gr+Kor+KIII+Kv$  появляется ассоциация  $Bi+Sil(Phi) \pm Mus, Xl, Ka$ ). Колебания железистости Gr значительно больше во II цикле, и Gr в целом там заметно магнизиальнее (см. табл. 4). Только в формации  $\delta_3^2$  железистость Gr перекрывается с  $F_{Gr}$ , характерной для III цикла (77-82). Некоторые свойства Bi выдерживаются во всех формациях одного цикла и меняются в породах другого цикла. Так, II циклу присущ коричнево-красный высокотитанистый Bi (4-5 %  $TiO_2$ ), в то время как Bi III цикла отличается желтовато-коричневой окраской, с пониженной титанистостью (около 3 %  $TiO_2$ ) и повышенной глиноземистостью [64]. Графитизация характерна для II цикла, а в формациях III Grf вытесняется Le, Bi и Mt.

#### Общая характеристика полицикличности Приднестровья

На основании изучения всех имеющихся на территории Приднестровья коренных выходов кристаллических пород, данных бурения и интерпретации карт гравитационного и магнитного полей составлена схематическая структурно-метаморфическая карта (рис. 27), на которой отражены пространственно-временные соотношения всех структурно-метаморфических комплексов. В плохо обозначенных районах, каковым является и Приднестровье, результативна комплексная методика. Базируясь на отдельных хорошо обозначенных и изученных участках и используя карты гравитационных и магнитных аномалий для определения основных простираний пород, можно проследить те или иные комплексы и на всей площади. В результате было обнаружено, что северо-восточные простирания, преобладающие для II цикла, накладываются на более древний субширотный план деформаций. В формациях III цикла встречается и северо-восточная, и северо-западная, и субмеридиональная ориентировка тектонических структур (участки "Мурафа" и "Коткжаны"). Для IV цикла характерны преобладающие северо-западные простирания, а для V цикла — сочетание северо-западных и субмеридиональных структур. На основании описанных на каждом участке взаимоотношений, которые единственно являются окончательной опорной шкалой, отметим вкратце основные индикаторные признаки для каждого из циклов.

Наиболее характерной формацией I цикла являются синорогенные средне- и крупнозернистые гранатовые чарнокиты с чрезвычайно слож-

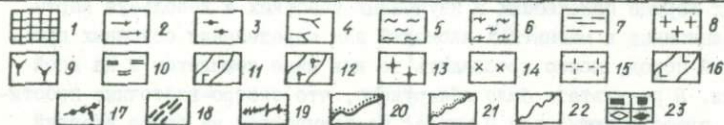
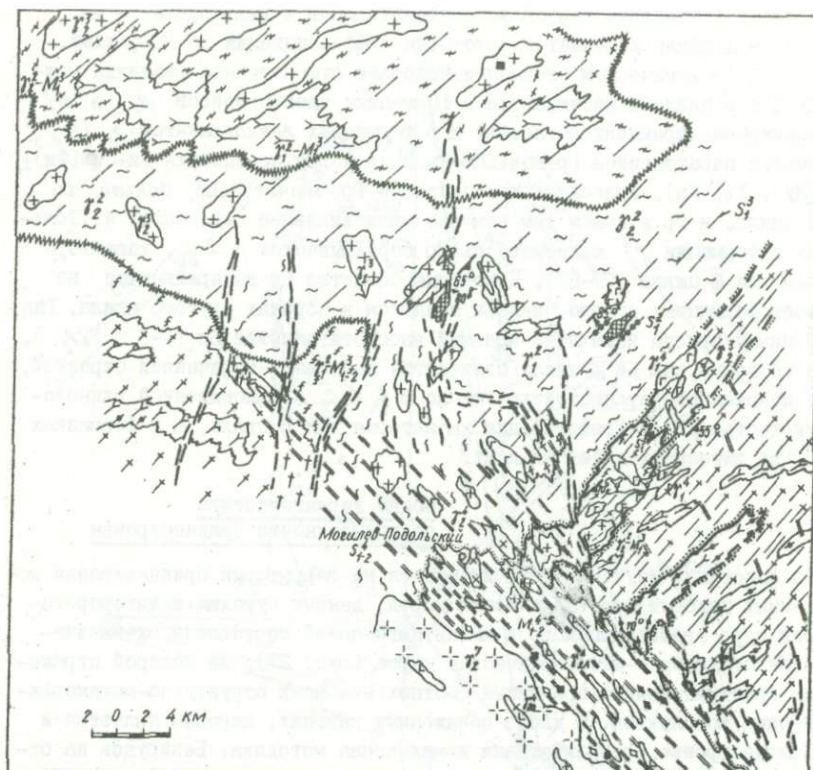


Рис. 27. Схематическая структурно-метаморфическая карта кристаллического фундамента Приднестровья.  
 Породы: 1 - реликты нерасчлененных пород I цикла; полиметаморфические образования I-II циклов; 2 - лептиниты; 3 - амфиболитизированные двупироксеновые гнейсы и кристаллосланцы; 4 - соскладчатые чарнокит-мигматиты; 5 - позднескладчатые гранат-биотитовые (+Кор) гранодиориты (диафторированные гранат-гиперстеновые гранитоиды типа винницитов) ( $r_2^2$ ); структурно-вещественные элементы III цикла: 6 - blastsмилониты и диафториты по различным породам III цикла ( $r_2^2 - S_7^3 - M_7^3$ ); 7 - наложенное рассланцевание и blastsмилонитизация III цикла ( $S_7^3$  (Би, Грф)); 8 - массивные позднескладчатые гранат-биотитовые (+Кор) гранитоиды чудново-бердического типа ( $r_2^3$ ); 9 - позднескладчатые чарнокиты ( $r_2^3$ ); структурно-вещественные элементы IV цикла: 10 - на-

ной тектонической структурой. Во II цикле они сменяются регионально распространенными биотит-гранатовыми ( $\pm$ Кор) гранитоидами высокой степени метаморфизма с существенно магнезиальным гранатом и ограниченным развитием кордиерита (алданская субфация глубинности А.А.Маракушева). Кроме того, все формации II цикла содержат графит (первая генерация графита). Возникает более резкая дифференциация пород, чем в I цикле, в частности образуется индикаторная формация графитсодержащих клинопироксеновых и биотит-гранат-гиперстеновых гнейсов и смешанный парагенезис Би+МП+РП. В III цикле дифференциация еще больше усиливается: формируются высокоглиноземистые и силикатно-карбонатные породы. Последним свойственна известковая специализация. Глиноземистые гранитоиды отличаются пониженной глубинностью, и, как следствие, повышением железистости граната (ханкайская и намдечонская субфации глубинности) и расширением поля устойчивости кордиерита (местами кордиеритизация граната).

IV цикл отличается еще большей пестротой состава: характерны формации известково-магнезиальных кальцифиров, магнезиальных диопсидовых пород, магнетитовых, полевошпатовых и силлиманитовых кварцитов. Имеет место дальнейшее повышение магнезиальности всего геохимического режима, максимальное понижение степени метаморфизма. В связи с этим регионально распространены разнообразные blastsomilonyты - диафториты.

V цикл - это смена магнезиального геохимического режима на железистый, высокоградиентный метаморфизм в начале цикла и низкоградиентный в конце, такие характерные формации, как лептиниты-клесовиты, рапакиви и рапакививидные граниты [42, 68].

---

ложенное рассланцевание ( $S_1^{4-5}$  (Би+Сил)); 11 - аплитовидные граниты и аляскиты ( $\gamma_1^4$ ); 12 - пегматоидные граниты ( $\gamma_1^4$ ); 13 - порфиробластические биотитовые гранитоиды ( $\gamma_1^4$ ); 14 - гранат-биотитовые граниты ( $\gamma_1^4$ ); 15 - позднескладчатые рапакививидные граниты ( $\gamma_2^2$ ); 16 - послескладчатые жилы микроклиновых гранитов ( $\gamma_{2a}^4$ ); 17 - сланцеватость ( $S_2^2$ ), контролирующая образование уплощенного синклинematического граната; 18 - поздние зоны рассланцевания ( $S_{1-2}^5$  (Фи, Сер)), связанные с разрывами субмеридионального и субширотного простирания; 19 - предполагаемые границы древнего высокотемпературного диафтореза III цикла ( $M_7^3$ ); 20 - границы максимального "прогрессивного" проявления II цикла (мурафская серия); 21 - границы максимального проявления IV-V циклов (сорокская серия); 22 - контакты различных пород; 23 - минералы-индикаторы: а - силлиманит, б - андалузит, в - мусковит, г - гроссуляр

Участок "Верхнее Побужье" охватывает обнажения по р. Кж.Буг от пгт Меджибож до пгт Гнивань, по р. Згар от с. Бруслинов до с. Майдан, по р. Ров от с. Браилов до с. Демидовка, по р. Случь от г. Старо-константинов до пгт Любар и по р. Тетерев от с. Троща до пгт Чуднов. По площади он самый большой из всех рассматриваемых. Здесь развиты многие стратотипические для УЩ породы, толщи и формации (виннициты, чудново-бердичевские граниты, днестровско-бугская, подольская и тетеревская серии, березнинская толща и др.), которые согласно структурно-петрологическим данным укладываются в рамки пяти тектоно-метаморфических циклов. Кроме того, установлены локальные проявления  $\overline{VI}$  и  $\overline{VII}$  циклов.

Формации  $\overline{I}$   
 тектоно-метаморфического цикла

Формации  $\overline{I}$  цикла достоверно выделяются лишь в отдельных реликтовых блоках и участках. К ним относятся раннеорогенные ( $\mathcal{J}_1^1$ ) и синорогенные ( $\mathcal{J}_2^1$ ) безгранатовые чарнокиты с останцами, скиалитами и ксенолитами пироксеновых гнейсов, кристаллосланцев и амфиболитов  $M_2^1$  (подформация  $M_{20}^1 - \mathcal{J}_1^1$ ). Наиболее крупные блоки встречены по р. Згар (Сосны - Лятин - Малиновка - Майдан) и Кж.Буг (Русановка - Требуховцы - Головчинцы). В массивных гранат-биотитовых гранитоидах  $\mathcal{J}_1^{1,2}$  ( $\pm$ Гип) или винницитах, составляющих основной фон Верхнего Побужья, нередко содержатся различно ориентированные ксенолиты пироксеновых гнейсов, кристаллосланцев и амфиболитов, аналогичных формации  $M_2^1$  чарнокит-м metabазитовой серии (табл. 6, обр. 4). Сами вмещающие виннициты и по окраске и по структуре напоминают чарнокиты  $\mathcal{J}_2^1$ . Крупные зерна Гр в них, как правило имеют сложное внутреннее строение с реликтовыми катакlastическими структурами, включениями коричнево-красного Би и грубыми трещинами, очень похожими на реликтовую спайность Гип, который встречен, кстати, в иммерсионных препаратах (обр. 5). Выделения Гр обрастают зонами с включениями Би<sup>2</sup> и Грф. Кроме того, в винницитах в качестве включений в Гр широко распространены Хл, Ка, Сер и зеленый Би, обычно развивающиеся в виде продуктов разложения по Гип в позднеорогенных чарнокитах  $\mathcal{J}_3^1$  (см. табл. 1, обр. 30 и др.). Кроме того, в винницитах (с. Каменногорка и т.п.) нередко отмечаются докинематические раздробленные зерна щелочного полевого шпата, что совершенно необычно для моноциклического комплекса (КШ - типичный посткинематический минерал позднеорогенных формаций, завершающих цикл). На основании всех этих данных можно заключить, что виннициты в значительной части являются чарнокитами

Т а б л и ц а 6. Минеральные ассоциации, геологическое положение и структурные формы формаций Верхнего Побужья

Номер образ-ца	Фаза дефор-маций	Индекс форма-ций	Минеральные ассоциации	Генерации минералов, показатели прелом-ления	Геологическое положение	Структурные формы
<u>I тектоно-метаморфический цикл</u>						
1 2 3	$D_1^1$	$M_1^1$	$Gr^{1-2} + Pl + Kв + Би^1 \pm$ $\pm Ил + Ле$	$Gr^1$ - дробленные корродированные, а местами смещенные зерна с включениями $Kв$ ; $Gr^2$ - тонкие периферические локальные зонки с включениями $Би^1$	Различно ориентированные ксенолиты округлой, удлиненной или неправильной формы размерами до 1,5-2,0 м в синорогенных гранитоидах $\delta_2^1$	$S_1^1$ - реликтовые структуры $Pc$ с $Би^1$ ; $S_2^1$ - преобладающая ориентировка ксенолитов: $\beta 165^\circ \angle 75-90^\circ$ ; $\beta 240^\circ \angle 85^\circ$
4	$D_{1-2}^1$	$M_{2a}^1$	$Gип^{1-2} \pm Мл + Би^2_{рел} +$ $+ Pl^{1-2} \pm Pог_{рел} + Kв +$ $+ Xл_{вт} + Сер_{вт} + Ка_{вт} +$ $+ Мт_{вт}$	$Gип^2$ - более железистый, чем $Gип^1$ ; $Pог$ (в мелких включениях) - светлая, желтовато-зеленая; $Pl$ - зональный с включениями $Kв$	Обнажение раннеорогенных полосчатых чарнокит-мигматитов, смитых в сложные складки с крутыми шарнирами. В них крупно-зернистые гранатове и безгранатове чарнокиты $\delta_2^1$	$S_1^1$ - реликтовые плоскости $Pc$ с красным $Би^1$ ; $S_2^1$ - плоскости мигматизации; складки с крутыми шарнирами. $\delta_1^1 - \beta 120^\circ \angle 50^\circ$ ; $\delta_3^1 - \beta 130^\circ \angle 80^\circ$ ; $S_3^1$ - секущие плоскости скольжения $\beta 140-120^\circ \angle 75-80^\circ$
5 6	$D_2^1$	$\delta_2^1 - S_1^2$	$Gr^{1-2} + Pl^1 + Би^2 +$ $+ Kв^{1-2} + Gип + Мт$	$Pl^1$ и $Gr^1$ - докинематические; $Би^2$ - синкематический; $Gип$ развивается по $Би^2$ и $Gr^1$ ; иногда каемки $Gип$ вокруг $Gr^1$ ( $n = 1,793$ ); $Gr^2$ - идиоморфные кристаллы с включениями $Би^2$ и $Мт$		

Номер образ-на	Фаза дефор-мации	Индекс форма-ции	Минеральные ассоциации	Генерации минералов, показатели прелом-ления	Геологическое положение	Структурные формы
7 8 9	$D_{1-2}^1$	$M_{25}^1 - \delta_1^1$	Гип <sub>вт</sub> <sup>1-2</sup> +Рог+ +Мп+Би <sub>рел</sub> <sup>1-2</sup> +Ап+Ка± ±Кпш+Кв+Мт	Четкие каемки симп- лектитов Гип+Пл во- круг Рог; Би - ре- ликтовый, во включе- ниях темно-красный по $n_g$ ; Рог - буро- вато-зеленая	Ксенолиты округ- лой или непра- вильной формы в синорогенных гра- нитоидах $\delta_2^1$ ; размеры их от 0,3 до 1,5 м	$S_1^1$ - сланцеватость, выраженная в буро- зеленой Рог; $S_2^1$ - полосчатая мигмати- зация $\delta_1^1 - \delta 120^\circ$ $\angle 65^\circ$ ; $S_3^1$ - складки, сминающие $S_3^1$ (ОП - $\delta 280-310^\circ \angle 60-85^\circ$ )
10 11 12 13	$D_3^1$	$\delta_2^1$	Би <sub>рел</sub> <sup>1</sup> +Рог <sub>рел</sub> <sup>1</sup> +Гип <sup>1</sup> + +Гип <sup>2</sup> +Мп+Пл <sup>1-2</sup> +Кв+ +Акт <sub>вт</sub> <sup>1</sup> +Хл <sub>вт</sub> <sup>1</sup> +Ка <sub>вт</sub> <sup>1</sup> + +Ап+Би <sub>рел</sub> <sup>2</sup> +Мкп	Мп и Гип <sup>1</sup> (более же- лезистый) замещаются Гип <sup>2</sup> ; Пл <sup>1</sup> - дробле- ные зерна; Пл <sup>2</sup> - ан- типертит; Би <sup>2</sup> - зе- леный	Крупные массивы размерами от не- скольких сотен до нескольких ки- лометров пересе- каются зонами Бл и базификации $S_{1-2}^2 - M_2^2$	$S_3^1$ - реликтовые пло- скости Бл и Рс с Би <sup>2</sup> - $\delta 120^\circ \angle 65^\circ$ ; $\delta 40^\circ$ $\angle 60^\circ$ ; $S_7^2$ - $\delta 340^\circ$ $\angle 75^\circ$
14 15	$D_3^1$	$\delta_{2a}^1$	Гр <sup>1-2</sup> +Кор+Би <sup>3</sup> +Пл± +Кпш+Кв+Мт+Хл+Ка± +Цр+Фи	Гр ( $n=1, 788-1, 790$ ); Гр <sup>1</sup> - крупные зерна с включениями Пл и Кв; Гр <sup>2</sup> - каймы с Би и Мт; Кор - с включениями Би и Фи	Отдельные участки в биотит-гранато- вых гранитоидах $\delta_2^1$	$S_3^1$ - реликтовые пло- скости Рс с красным Би <sup>3</sup>
16 17	$D_{1-2}^1$	$M_2^1$	Гип <sup>1-2</sup> +Би <sub>рел</sub> <sup>3</sup> +Пл± +Мт+Кв <sub>рел</sub> +Би <sup>4</sup> + +Цр <sub>рел</sub>	Би <sup>3</sup> - красный; Би <sup>4</sup> - зеленый; Кв - релик- товые будины, оги- баемые $S_2^1$	Останцы и ксено- литы в гранито- идах $\delta_{2-3}^1$ , рас- сланцованных по $S_7^2$	$S_7^1$ - реликтовая ги- перстеновая сланце- ватость, огибающая будины Кв
18 19 20	$D_{4-5}^1$	$\delta_3^1$	Мкп+Пл+Гр <sup>2</sup> +Кор± ±Би <sup>3</sup> +Кв+Гип <sub>рел</sub> <sup>1</sup> +Би <sup>4</sup>	Гр <sup>2</sup> - округлые порфи- робласты, контроли- руемые Бл <sup>4</sup> с Кв	Жилы, часто вет- вящиеся, мощно- стью от 0,5 до 10-15 м	$S_4^1$ - реликтовые плоскости Бл и Рс с Кв
Полиметаморфические формации I-II циклов						
21 22	$D_1^1 - D_7^2$	$M_1^1 - S_2^2 - M_1^2$	Гр <sup>1</sup> +Би <sup>1</sup> +Пл <sub>1-2</sub> <sup>1</sup> +Кв+ +Грф+Пл <sup>2</sup> +Кв <sup>2</sup>	Типичные бластомил- онитовые структуры; Гр <sup>1</sup> ( $n=1, 788-1, 790$ )- раздробленные зерна с включениями Кв	Мощная толща пе- ремежающихся ме- таморфических пород $M_1^1 - S_2^2$ и $M_2^2$ , неравномер- но мигматизиро- ванных $\delta_7^2$	$S_7^2$ - плоскости Бл с Би <sup>1</sup> и Грф; $S_7^2$ огibt Гр <sup>2</sup> и заме- щаются Пл <sup>2</sup> и Кв ( $\delta 70^\circ \angle 55-65^\circ$ )
23	$D_1^1 - D_7^2$	$\delta_2^1 - M_7^2$	Гр <sup>1-2</sup> +Би <sup>1</sup> +Грф± +Кор <sub>рел</sub> <sup>1</sup> +Сил <sub>вт</sub> <sup>1</sup> + +Фи <sub>вт</sub> <sup>1</sup> +Пл+Кпш+Кв+ +Мт	Гр <sup>1</sup> ( $n=1, 788-1, 790$ )- округлые зерна с включениями Кв; Гр <sup>2</sup> - отдельные зерна и пе- риферические каймы Гр <sup>1</sup> с включениями Грф и Мт	Пачка перемежаю- щихся пород $M_1^1 -$ $M_2^2$ пересекается ветвящимися жила- ми лейкократовых гранитов $\delta_3^2$	$S_7^2$ - плоскости Бл и Рс с Би <sup>1</sup> , Грф и Сил
24	$D_1^1 - D_7^2$	$M_1^1 - S_2^2 - M_{2a}^2$	Гр <sub>рел</sub> <sup>1</sup> +Гип <sub>вт</sub> <sup>1</sup> +Пл± +Би <sup>1</sup> +Грф+Кв+Гр <sub>вт</sub> <sup>2</sup>	Гр ( $n=1, 790-1, 798$ ); Гр <sup>1</sup> - округлые зерна с включениями Кв; Гр <sup>2</sup> - отдельные зер- на и периферические каймы вокруг Гр <sup>1</sup> с включениями Грф и Мт; Гип <sup>1</sup> , развиваясь по Би <sup>1</sup> , контролируется $S_7^2$	Пачка перемежаю- щихся пород $M_1^1 -$ $M_2^2$ пересекается ветвящимися жила- ми лейкократовых гранитов $\delta_3^2$	$S_7^2$ - $\delta 60-75^\circ \angle 55-$ $75^\circ$
25	$D_2^1$	$M_{2a}^2$	Гип+Пл+Кв+Грф	Все минералы постки- нематические	То же	Текстура массивная

Номер образ-ца	Фаза дефор-мации	Индекс форма-ции	Минеральные ассоциации	Генерации минералов, показатели прелом-ления	Геологическое положение	Структурные формы
26	$D_4^2$	$\delta_3^2$	$Gr^{1-2} + Кор_{рел} + Сил_{\pm} + Би_{вт}^3 + Ми + Пл_{рел} + Кв + Хл_{вт} + Мт_{вт}$	$Gr^1$ ( $n=1, 794-1, 800$ ) и $Pl$ - докинематические; $Кв, \Phi$ - синкинематические; $Ми, Gr^2, Кор$ - посткинематические	Ветвящиеся жилы мощностью 0,5-5,0 м в пачке $M_1^1 - M_2^2$	$S_4^2$ - разрывы; конт-ролирующие образова-ние ветвящихся жил $\delta_3^2 - \beta 75^\circ < 55^\circ$
27* 28* 29	$D_{1-2}^2$	$\delta_2^1 - \delta_{1-2}^2$	$Gr^{1-2} + Би_{3I}^1 + Кор_{30} + Пл^1 + Кв^{1-2} + КШ^1 + Gr_{\Phi}^1 + \Phi_{\pm} + КШ^2$	$Gr^1$ ( $n=1, 790-1, 793$ ) - с включениями $Кв, Pl^1, Кор$ и $КШ^1$ - докинематические; $Би, Gr_{\Phi}, \Phi$ - синкинематические	Крупные массивы гранитоидов $\delta_2^1$ , вмещающие ксенолиты и бластомилонитизированные дважы во II цикле	$S_{3-4}^1$ - ориентировка, нередко различная ксенолитов; $S_7^2$ - четкие плоскости $Бл$ с $Би$ и $Gr_{\Phi}$
30	$D_{1-2}^2$	$\delta_3^1 - \delta_{1-2}^2$	$Gr^{1-2} + Би_{рел}^1 + Пл + КШ + Кв^{1-2} + Gr_{\Phi} + Мус$	Все минералы, кроме $Мус$ и $Кв$ , докинематические (до $S_2^2$ )	Будинообразные выделения в бластомилонитизированных гранитоидах $\delta_2^1 - \delta_{1-2}^2$	$S_7^2$ - реликтовые плоскости $Бл$ с $Би$ ; $S_2^2$ - плоскости $Бл$ с $Кв - \beta 5^\circ < 85^\circ$
31	$D_3^2$	$\delta_3^2$	$Gr^{1-2} + КШ^2 + Кв^2 + Пл^1 + КШ^1 + Gr^3$	$Gr^{1-2}$ - реликтовые зерна с включениями $Кв, Би$ и $Gr_{\Phi}$ ; $Gr^3, Мкп$ - посткинематические кристаллы (после $S_2^2$ )	Жилы и жилеобразные выделения, секущие плоскости $Бл_{1-2}^2$ ; мощность от 0,2 до 1,0 м	$S_2^2$ - реликтовые $Бл$ , залечивающиеся пост-кинематическими $Мкп$ и $Gr^3$ ; ориентировка жил $\beta 175-180^\circ < 80-90^\circ$

## II тектоно-метаморфический цикл

32 33	$D_{1-2}^2$	$S_7^2 - M_{2a}^2$	$Гип + Мп + Пл + Кв + Мт_{вт} + Gr_{\Phi} + Би_{рел}$	$Би$ (красный) - отдельные реликтовые включения в пироксе-	Секущие зоны рас-сланцевания в $Gr^1$ чарнокитах $\delta_2^1$ и	$S_{7-2}^2$ - реликтовые плоскости $Бл$ с $Gr_{\Phi}$ и пироксеновые сланце-
----------	-------------	--------------------	---	--	---	--

34	$D_7^2$	$M_2^2$	$Гип^{1-2} + Мп + Би^{1-2} + Пл + Кв + Мт + Gr_{\Phi} + Ор$	нах, которые нередко наследуют роговообманковую спайность	полискладчатых мигматитах $\delta_{1-2}^1 - F_{1-2}^1 \beta 340-345^\circ < 75-85^\circ \beta 300^\circ < 30^\circ$	ватость и полосчатость
35 36 37 38	$D_7^2$	$M_7^2$	$Gr^1 + Би + Пл + Кв + Gr_{\Phi}$	$Мп$ - единичные зерна; $Gr_{\Phi}$ - во включениях; $Гип^1$ - замещается $Би^2$ ; $Гип^2$ - замещает сланцеватость с $Би^2$ ; $Би^2$ - коричневого цвета похож на $Би$ III цикла	Секущая зона или остро выклини-вавшаяся дайка мощностью 30 см, пересекающая чарнокитоиды $\delta_2^1$ с реликтовыми плос-костями $Бл_{2-3}^1$	$S_3^1$ - реликтовые плоскости $Бл$ во вмещающих гранитоидах ( $\beta 210^\circ < 85^\circ$ ); $S_7^2, S_3^2$ - секущая зона (дайка - $\beta 35^\circ < 35^\circ$ )
39* 40	$D_{7-2}^2$	$M_{2a}^2$	$Gr^{1-2} + Би^1 + Гип + Кв + Пл + Gr_{\Phi} + Би^2(зел) + Мт$	$Gr^1$ - округлые зерна с включениями $Кв$ , неравномерно корродированные и огибаемые $S_7^2$ ; $Gr^1$ - замещается красным $Би$ ; каемка $Gr_{\Phi}$ вокруг $Gr^1$	Различно ориентированные ксенолиты размерами от 5 см до 2,0 м в гранитоидах $\delta_2^2$	$S_2^2$ - плоскости $Бл$ с $Би^1$ и развивающим-ся по нему $Гип$
41	$D_3^2$	$\delta_7^2$	$Гип^2 + Пл^1 + Кв + Би + Пл^2 + Мкп$	$Gr^1$ ( $n=1, 791-1, 794$ ) - дробленые зерна с включениями $Кв$ ; $Gr^2$ - идиоморфные кристаллы и зоны с включениями $Gr_{\Phi}$	То же	$S_2^2$ - полосчатость эндербитизации $\delta_7^2$ ; $F_7^2$ - складки, сминавшие $S_3^2 - \delta_7^2$ - ОП $\beta 160^\circ < 60^\circ \beta 70^\circ < 45-50^\circ$

Номер образ-ца	Фаза дефор-мации	Индекс форма-ции	Минеральные ассоциации	Генерации минералов, показатели прелом-ления	Геологическое положение	Структурные формы
42*	$D_4^2$	$J_2^2$	$Gr_{67}^2 + Кор + Би + Фи +$ $+ Пл + Мкп + Кв + Грф + Мт$	$Gr^2$ - содержит вклю-чения Би, Грф и ре-ликтовые плоскости Би с Кв и Мус;	Крупный массив синорогенных гра-нитойдов, содер-жащих вышеуказан-ные ксенолиты $M_2^{1-2}$ и $J_1^2$	$S_4^2$ - реликтовые плоскости Бл - $\beta 135^\circ$ $\angle 75-80^\circ$ ; $S_5^2$ - ори-ентировка скиалитов - $\beta 90-100^\circ \angle 85-90^\circ$
43		$J_3^2$	Гип + Би <sub>рел</sub> + Мкп + $+ Пл + Кв$	$No$ Пл - 18-28		
44 45 46	$D_{1-2}^2$	$J_{25}^2$	$Gr^2 + Би + Кор + Грф +$ $+ Пл^{1-2} + КШп + Кв_{\pm}$ $\pm Сил + Шп$	$Gr^2$ - крупные зерна с реликтами катакла-зированной и диафто-рической трани	Синорогенные гра-нитойды, образу-ющие крупные мас-сивы	$S_1^2$ - реликтовые плоскости Бл с Би и Грф; $S_2^2$ - реликто-вые плоскости Бл с Кв
47 48	$D_7^2$	$M_3^2 - J_{20}^2$	$Gr_{вт}^2 + Кор_{вт} + Би_{вт} +$ $+ Пл^1 + Ми^1 + Грф + Шп_{\pm}$ $\pm Сил$	$Gr^2$ - крупные зерна с включениями Би, Пл, местами Сил и Сер; $Gr^2$ - замещается по $S_7^2$ Кор	Реликтовые или перемежающиеся полосы с вышеука-занными гранитои-дами $J_{25}^2$	$S_3^2$ - четко выражен-ные плоскости Бл и Рс $\beta 140^\circ \angle 80^\circ$ , $\beta 355^\circ \angle 85^\circ$
49*	$D_{1-3}^2$	$J_{2a}^2$	$Gr_{2-77}^2 (вт) + Кор_{вт} +$ $+ Би_{3-40} (вт) +$ $+ Пл_{25-28}^1 + Мкп^1 +$ $+ Грф + Шп + Сил + Ил$	Кор, Грф, Шп, Сил и Ил - включения в крупных порфироблас-тах Гр и Кор; Пл и Мкп - докинематиче-ские	Уплотненный в $S_7^2$ желвак - мелано-кратовое обособ-ление размерами 3-4 см в грани-тоидах $J_{25}^2$	$S_7^2$ - плоскости Бл и Рс с Би и Грф; ори-ентировка обособле-ния $\beta 340^\circ \angle 80^\circ$
50	$D_3^2$	$M_3^2 - J_{2a}^2$	$Gr^{1-2} + Би^{1-2} + Грф +$ $+ Пл + Шп + Сил + Мт$	Последовательность выделения минералов: $(Gr^1 + Пл^1) - Би^1 - Шп - Gr^2 - (Сил + Мт) - Би^2$	Гранитизированная порода из ксено-лита в гранитои-дах $J_2^2$	$S_3^2$ - четкие плоско-сти Бл и Рс с Би и Сил ( $\beta 215^\circ \angle 80^\circ$ ); $S_4^2$ - $\beta 140^\circ \angle 80^\circ$
51* 52	$D_7^2$	$S_7^2 - M_7^2$	$Би^1 + Gr_{вт}^2 + Гип_{рел} +$ $+ Пл_{рел} + Кв^{1-2} + Мкп +$ $+ Грф + Пр + Би^2 (зел)_{\pm}$ $\pm Gr^1$	Пл - докинематиче-ский, раздробленный замещается по трещи-нам Би; Мкп, Гр и Гип - посткинемати-ческие с включения-ми Би	Биотитизирован-ный по плоско-стям $S_7^2$ грани-тоид $J_7^2$ в релик-товой зоне Бл в чарнокитах $J_2^2$ и винницитах $J_1^2 - S_1^2 - J_2^2$	$S_7^2$ - плоскости Бл и Рс, контролирую-щие биотитизацию; Би - красный по $M_7^2$ , в ассоциации с Грф
53	$D_7^2$	$M_{26}^2$	Гип + МП + Би <sub>рел</sub> + Пл + $+ Кв + Грф + Мт + Сф$	Би, Грф - единичные реликтовые чешуйки в пироксенах	Скиалиты субстра-та во вмещающих винницитах	$S_7^2$ - сланцеватость, выраженная в унасле-дованной ориентиров-ке пироксенов
54 55	$D_{1-2}^2$	$M_{26}^2$	МП + Пл <sub>рел</sub> + Кв <sub>рел</sub> + $+ Ка_{вт} + Сф + Ск_{вт} +$ $\pm Грф_{рел}$	Пл - зональный; не-равномерно выражена карбонатизация; Грф замещается Сф	Ксенолиты в гра-нитойдах (винни-цитах) $J_2^2$	Текстура пород мас-сивная, ориентировка ксенолитов различная
56	$D_{1-2}^2$	$M_{26}^2 - M_2^3$	МП <sub>рел</sub> + Ка + Ск + Пл <sub>рел</sub> + $\pm Кв + Сф$	МП - реликтовый в аг-регатах мелкозерни-стого кальцита; Ск образует псевдомор-фозы по Пл	Зона известковых кальцифиров мощ-ностью 10-20 см, перемежающаяся с зонами клинопи-роксеновых гней-сов	$S_2^2 - S_3^2$ - полосча-тость, обусловленная неравномерной карбо-натизацией $M_2^3$ (?)
57 58 59	$D_{2-3}^2$	$M_{2a}^2 - J_7^2$	Гип + Пл <sup>1</sup> + Пл <sup>2</sup> + Би <sub>рел</sub> + $+ Кв + Грф + Мт_{вт}$	Пл <sup>1</sup> - раздробленные зерна; Пл <sup>2</sup> - антипер-тит; Би - замещается Гип	Мощные полосы и участки, переме-жающиеся с участ-ками винницитов	$S_1^2$ - реликтовые плоскости Бл с Би; $S_2^2$ - полосчатость, обусловленная мигма-тизацией $J_7^2$
60	$D_{1-3}^1$	$J_2^1 - S_1^2 - J_2^2$	$Gr_{вт} + Би^1 + Пл^{1-2} +$ $+ Мкп + Кв + Гип + Би^2$	Гр - крупные зерна, замещающие биотитовые породы и содержащие	Отдельные участки и полосы, переме-жающиеся с $J_2^2$	$S_7^2$ - реликтовые плоскости Бл и Рс с коричнево-красным Би;

Номер образ-ца	Фаза дефор-мации	Индекс форма-ций	Минеральные ассоциации	Генерации минералов, показатели прелом-ления	Геологическое положение	Структурные формы
				включения Би <sup>1</sup> ; Пл <sup>1</sup> - докинематический; Пл <sup>2</sup> , Мкп - посткине-матический; Би <sup>2</sup> - зе-леный развивается по Гип	(эндербит-миг-матитами)	S <sub>3</sub> <sup>2</sup> - плоскости Бл, залеченные Кв и Мкп
61	D <sub>3-4</sub> <sup>2</sup>	J <sub>2</sub> <sup>2</sup>	Гип+Би <sup>1</sup> <sub>рел</sub> +Пл <sup>1-2</sup> + +Мкп+Кв+Мт <sub>вт</sub> +Би <sup>2</sup> <sub>вт</sub>	Би <sup>1</sup> (красный) - мел-кие включения, иногда закономерно ориенти-рованные в Гип; Би <sup>2</sup> (коричневый) - заме-щает Гип по периферии	Явно секущие ма-ломошные жилы и обособления в эндербит-мигма-титах J <sub>1</sub> <sup>2</sup>	S <sub>3</sub> <sup>2</sup> - реликтовые плоскости Бл с Би; S <sub>4</sub> <sup>2</sup> - реликтовые плоскости Бл с Кв
62	D <sub>1-2</sub> <sup>2</sup>	J <sub>3</sub> <sup>1</sup> -S <sub>1-2</sub> <sup>2</sup>	Гр <sub>вт</sub> <sup>2</sup> +Гип <sub>вт</sub> +Би+Грф <sub>вт</sub> + +Пл <sup>1</sup> +Мкп <sup>1</sup> +Кв <sup>1-2</sup>	Пл <sup>1</sup> , Мкп <sup>1</sup> и Кв <sup>1</sup> - до-кинематические (от J <sub>3</sub> <sup>1</sup> ); Би и Грф - син-кинематические (D <sub>1</sub> <sup>2</sup> )	Остатки жилок J <sub>3</sub> <sup>1</sup> в J <sub>2</sub> <sup>1</sup> в зонах Бл <sup>3</sup> II цикла S <sub>1-2</sub> <sup>2</sup>	S <sub>7</sub> <sup>2</sup> - плоскости на-ложенной Бл с Би и Грф; S <sub>2</sub> <sup>2</sup> - плоскости Бл с Кв
63	D <sub>1</sub> <sup>3</sup>	J <sub>1</sub> <sup>2</sup> -S <sub>1</sub> <sup>3</sup>	Гип <sub>рел</sub> +Гр+Анп+Кв <sup>1</sup> + +Би <sup>3</sup> <sub>вт</sub> +Мт <sub>вт</sub> +Кв <sup>2</sup>	Би <sup>3</sup> - коричневый; Мт и Кв <sup>2</sup> - отчетливо контролируются S <sub>1</sub> <sup>3</sup>	Отдельные зонки или полосы в вин-ницитах J <sub>2</sub> <sup>1</sup> -J <sub>2</sub> <sup>2</sup> и сабаровитах J <sub>1</sub> <sup>2</sup>	S <sub>1</sub> <sup>3</sup> - редкие плоско-сти Бл в сабарови-тах; по S <sub>1</sub> <sup>3</sup> выделя-ются коричневый Би и Мт
<u>Полиметаморфические формации II-III циклов</u>						
64*	D <sub>1-3</sub> <sup>2</sup> -D <sub>1</sub> <sup>3</sup>	M <sub>1</sub> <sup>2</sup> -J <sub>1</sub> <sup>2</sup> - -M <sub>1</sub> <sup>3</sup>	Гип <sub>47,2</sub> +Би <sup>1-2</sup> <sub>38,8</sub> + +Пл <sub>31-34</sub> +Кв+Мт <sub>вт</sub> + +Грф <sub>рел</sub>	Би - по окраске про-межуточный между Би II и III циклов; Грф - в основном замещен Мт	Округлый ксенолит до 50 см в поле-речнике в полиме-таморфических гранитоидах J <sub>2</sub> <sup>2</sup> -J <sub>3</sub> <sup>2</sup>	S <sub>1</sub> <sup>2</sup> - реликты плос-костей Бл с Би <sup>1</sup> ; S <sub>2</sub> <sup>2</sup> - полосчатость мигма-
65*	D <sub>3</sub> <sup>2</sup> -D <sub>1</sub> <sup>3</sup>	J <sub>2</sub> <sup>2</sup> -J <sub>3</sub> <sup>3</sup>	Гр <sup>2-3</sup> +Би <sup>1-2</sup> +Пл <sup>2</sup> + +Кв+Мт <sub>вт</sub> +Сер	Пл <sup>2</sup> - антипертит; Би - коричневый или промежуточный	Гранитоиды J <sub>2</sub> <sup>2</sup> -J <sub>3</sub> <sup>2</sup> , вмещающие ксенолиты; струк-тура типа эруп-тивной брекчи	тизации J <sub>1</sub> <sup>2</sup> ; F <sub>3</sub> <sup>2</sup> - складки в J <sub>1</sub> <sup>2</sup> - Текстура пород мас-сивная, местами ре-ликты S <sub>1</sub> <sup>2</sup> с Кв
66*	D <sub>3</sub> <sup>2</sup> -D <sub>1</sub> <sup>3</sup>	J <sub>3</sub> <sup>2</sup> -M <sub>1</sub> <sup>3</sup>	Гр <sub>76-82(вт)</sub> +Гип <sup>2</sup> + +Би <sup>2</sup> <sub>рел</sub> +Пл+Мкп+ +Мт <sub>вт</sub> +Би <sup>3</sup> <sub>вт</sub>	Би <sup>2</sup> - реликтовые включения, иногда ориентированные в Гип <sup>2</sup> ; сильно плео-хроирующий Би <sup>3</sup> (ко-ричневый), наоборот, замещает Гип <sup>2</sup> ; Гр (N-1, 802-1, 809)	Останец чарнокита J <sub>2</sub> <sup>2</sup> в пачке гиперстеновых и клинопироксеновых гнейсов и мигма-титов M <sub>2</sub> <sup>3</sup> -J <sub>1</sub> <sup>3</sup>	Текстура чарнокитов массивная; S <sub>1</sub> <sup>3</sup> - ло-кальные плоскости Рс с коричневым Би
67	D <sub>2</sub> <sup>2</sup> -D <sub>1</sub> <sup>3</sup>	M <sub>2a</sub> <sup>2</sup> -M <sub>1</sub> <sup>3</sup>	Гип <sup>2</sup> +Би <sup>3</sup> <sub>вт</sub> +Пл+Кв+ +Мт <sub>вт</sub> +Грф <sub>рел</sub>	Би <sup>3</sup> - замещает Гип <sup>2</sup> по краям зерен; Мт - образует часто псев-доморфозы по Грф	Скиалиты субстра-та в вышеуказан-ных гранитоидах	То же
68	D <sub>1-2</sub> <sup>3</sup>	M <sub>2b</sub> <sup>3</sup>	Мп+Пл <sub>рел</sub> +Ка <sub>вт</sub> + +Би <sub>рел</sub> +Сф	Пл и Би - реликтовые включения	Будины в гипер-стеновых гнейсах	Внутренняя структура массивная
69	D <sub>3</sub> <sup>2</sup>	S <sub>3</sub> <sup>2</sup> -J <sub>2a</sub> <sup>2</sup>	Гр <sup>2-3</sup> +Би+Шп+Пл+ +Грф+Мт	Гр <sup>2</sup> - с включениями Би и Шп; Гр <sup>3</sup> - с включениями Мт	Отдельные зоны (реликтовые?) Бл среди гранитоидов J <sub>2</sub> <sup>2</sup> -M <sub>1</sub> <sup>3</sup> ; пересека-ются J <sub>2</sub> <sup>2</sup> -J <sub>2</sub> <sup>3</sup>	S <sub>3</sub> <sup>2</sup> - плоскости Бл и Рс с Мт и Грф, оги-бающие Гр <sup>2</sup>
70	D <sub>3</sub> <sup>2</sup>	S <sub>3</sub> <sup>2</sup> -J <sub>2a</sub> <sup>2</sup>	Гр <sup>2-3</sup> +Шп+Би+ +Сил <sub>вт</sub> +Пл <sub>рел</sub>	Гр <sup>3</sup> - округлые пост-кинематические зерна и периферические зон-ны Гр <sup>2</sup>	Ленты и полоски "субстрата" в J <sub>2a</sub> <sup>2</sup> -J <sub>3</sub> <sup>2</sup>	S <sub>3</sub> <sup>2</sup> - плоскости Рс с Би и Сил; текстура массивная

Номер образ-ца	Фаза дефор-мации	Индекс форма-ции	Минеральные ассоциации	Генерации минералов, показатели прелом-ления	Геологическое положение	Структурные формы
71	$D_{3-4}^2$	$\gamma_{2-3}^2$	$Gr^2 + Би + Пл + Кв + КШ + Grф$	$Gr^2$ - с включениями Би, Пл и Кв	Теневые полосы, перемежающиеся с $S_3^2 - \gamma_{21}^2$	$S_3^2$ - реликтовые плоскости Бл с Би и $Grф$ ; $S_4^2$ - реликто-вые плоскости Бл с Кв
72	$D_7^3$	$M_2^2 - M_2^3$	$Гип_{рел}^1 + Би + Пл + Кв + Гип_{вт}^2 + Мт + Gr_{рел}$	Би - коричневый III цикла замещает $Гип^1$ и замещается $Гип^2$ $Гип^2$ Би <sup>1</sup> - красный; Би <sup>2</sup> -	Отдельные полосы и зоны Бл к биотитизации III цикла в $\gamma_2^2$ Лейкократовый	$S_7^3$ - четко выражен-ные плоскости Рс с Би и $Гип^2$
73	$D^2 - D_7^3$	$\gamma_3^2 - S_7^3$	$Gr^{1-3} + Би^{1-2} + Мкп + Кв + Пл + Хл + Ка + Мт + Grф_{рел}$	коричневый; $Gr^1$ - с включениями Кв; $Gr^2$ - с включениями Мт	гранит $\gamma_3^2$ из жи-лообразного выде-ления, подвергав-шегося рассланце-ванию $S_7^3$	$S_3^2$ - ориентировка реликтовых полосча-тых структур с Би <sup>1</sup> - $\beta 215^\circ \angle 80^\circ$ ; $S_7^3$ - плоскости Рс с Би <sup>2</sup>
74	$D_{1-2}^3$	$\gamma_2^2 - S_7^3 - \gamma_2^3$	Би <sup>1-2</sup> + $Gr_{рел}^1$ + $Мкп^{1-2} + Пл + Кв + Grф_{рел} + Сил_{вт} + Мт$	Би <sup>1</sup> , Пл, $Мкп^1$ , Gr, Grф - докинематиче-ские; Би <sup>2</sup> , Сил - синкинематические; $Мкп^2$ - посткинемати-ческий	Выход blastomилонитизированных по $S_7^3$ винницитов, чередующихся с гранитами $\gamma_2^3$	$S_7^3$ - плоскости Бл с Би - $\beta 75^\circ \angle 55^\circ$ ; $S_2^3$ - плоскости Бл с Кв и Сил - $\beta 100^\circ \angle 75^\circ$
75	$D_{1-2}^3$	$S_{1-2}^3 - \gamma_2^3$	$Gr^{1-2} + Би_{вт} + Пл_{рел} + Grф_{рел} + Мкп + Кв + Сил_{рел}$	Мкп, Кв и Би (корич-невый) - равновесные син- и посткинемати-ческие минералы; ос-тальные - докинема-тические	Гривка розовых гранат-биотито-вых гранитов	$S_{\gamma-2}^3$ - реликтовые Бл и Рс соответственно с Би и Сил $\beta 90^\circ \angle 60^\circ$

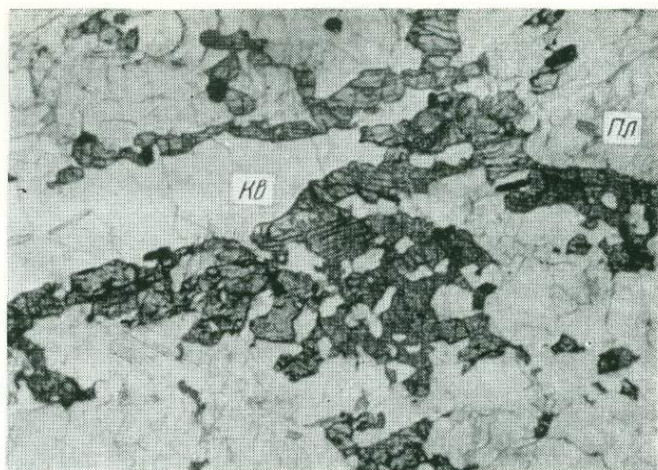


Фото 1. Микробудины Кв<sup>1</sup> и Пл<sup>1</sup>, огибаемые плоскостями Бл<sup>2</sup>, контролирующими кристаллизацию Би и Гип. Обр. 4 (см. табл. 1). Ув. 10, николи ||

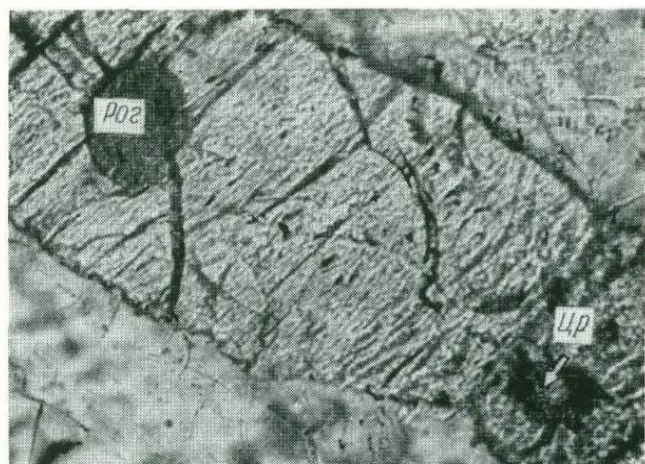


Фото 2. Включения Rog<sup>1</sup> и Цр в гиперстене из эндербита γ<sup>1</sup>. По периферии зерен Гип каемка коричневого Би<sup>2</sup>, зеленого Би<sup>3</sup> и Хл. Обр. 12 (см. табл. 1). Ув. 100, николи ||



Фото 3. Полосчатые эндербит-мигматиты  $\gamma^1_1$  с унаследованной дисгармоничной складчатостью (р. Мурафа, в 1 км ниже Скалопольской ГЭС)



Фото 4. Зональные зерна Гип<sup>1-2</sup> в эндербит-мигматитах  $\gamma^1_1$ . Шлиф 22 (см. табл. 1). Ув. 30, николи ||



Фото 5. Брекчиевидная текстура чарнокитов  $\gamma^2$ . Различно ориентированные ксенолиты — кристаллосланцы  $M^{126}$  и эндербит-мигматиты  $\gamma^1$  со складками  $F^3$  (р. Мурафа, с. Мазуровка; см. табл. 1, обр. 30)

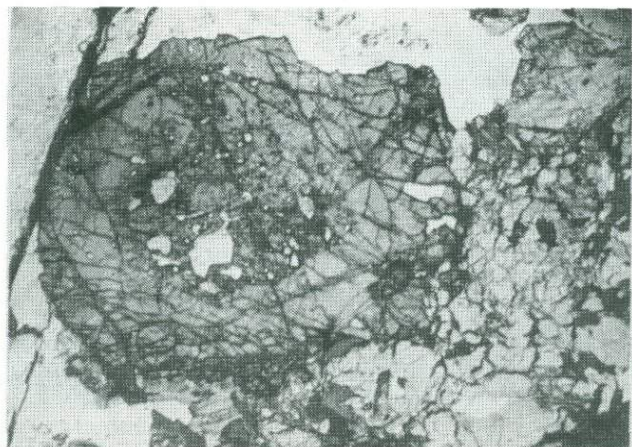


Фото 6. Зональные кристаллы граната в синорогенных биотит-гранатовых гранитоидах  $\gamma^2$ . Шлиф 21 (см. табл. 1). Ув. 6, николи ||

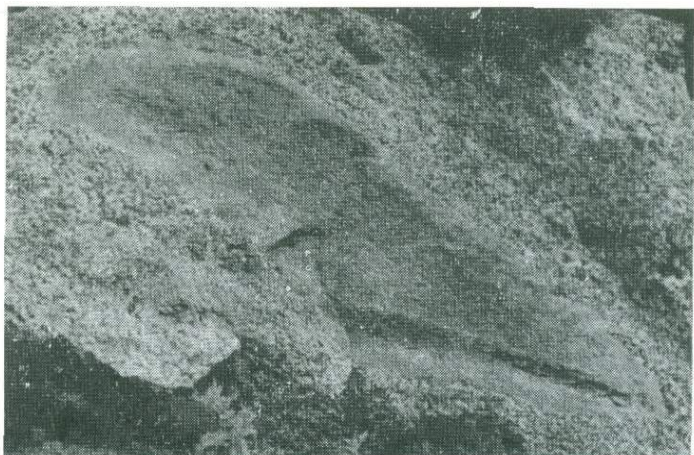


Фото 7. Каемка гиперстенизации вокруг ксенолита дупироксенового амфиболита  $M_{26}$  в чарнокитах  $\gamma'_{2}$ . Длина ксенолита 35 см

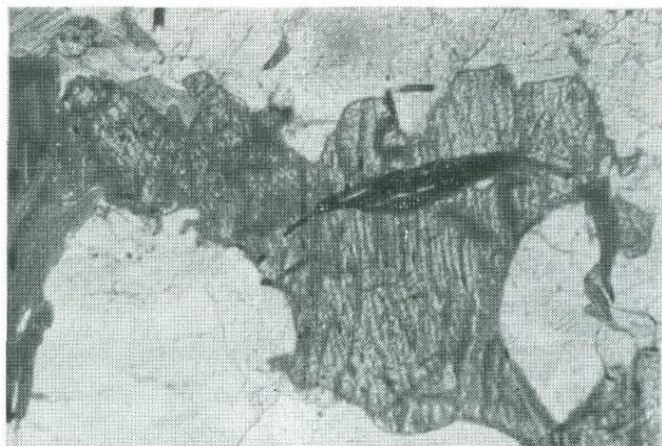


Фото 8. Включение Грф в кристалле Гип с трещиноватостью, соответствующей ромбоидальной спайности Рог. Шлиф 50 (см. табл. 1). Ув. 23, николи  $\times$

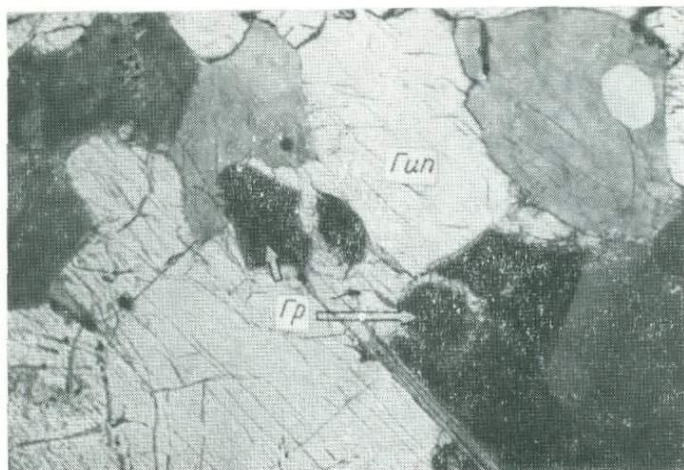


Фото 9. Включения Гр<sup>1</sup> в Гип и каемки Гип вокруг Гр<sup>1</sup>. Шлиф 48 (см. табл. 1). Ув. 40, николи ×

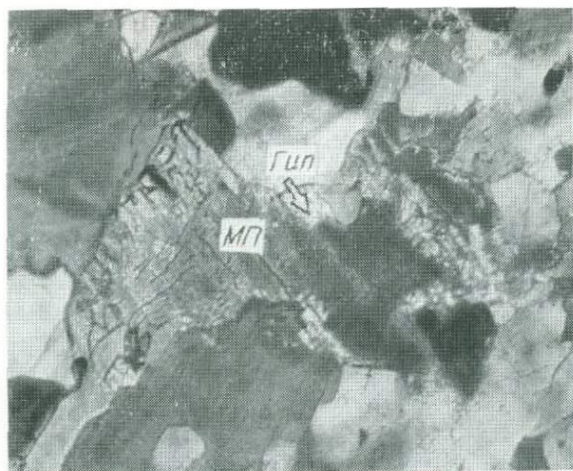


Фото 10. Каемки Гип вокруг МП в биотит-двупироксеновом гнейсе М<sup>26</sup> (р. Дерло, с. Сказинцы). Ув. 50, николи ×

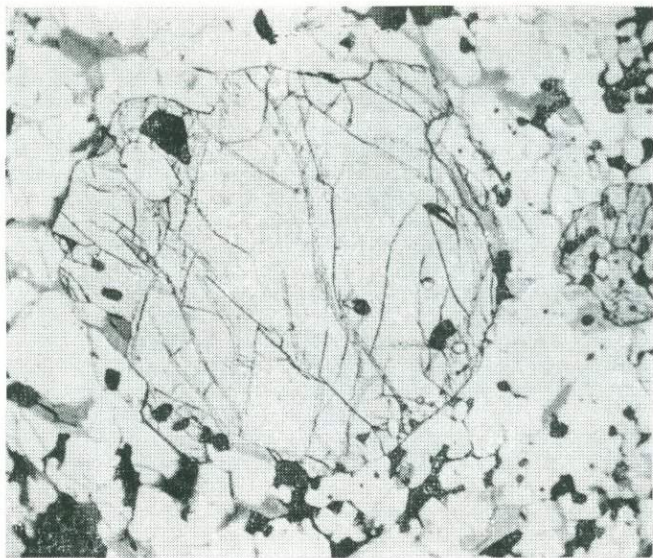


Фото 11. Структуры растрескивания (Ps) и зональные кристаллы Гр в шпинель-биотит-гранат-полевошпатовой породе  $M^2_3$ . Внешняя зона Гр содержит включения Шп, Би и Грф. Шлиф 64 (см. табл. 1). Ув. 30, николи ||



Фото 12. Брекчиевидная текстура в гранитоидах  $\gamma^{2-3}$  с глыбами-ксенолитами гиперстеновых гнейсов  $M_1^2$  и гранатовых чарнокитов  $\gamma_1^1$  (р. Мурашка, с. Писаревка) (табл. 1, обр. 5—8)

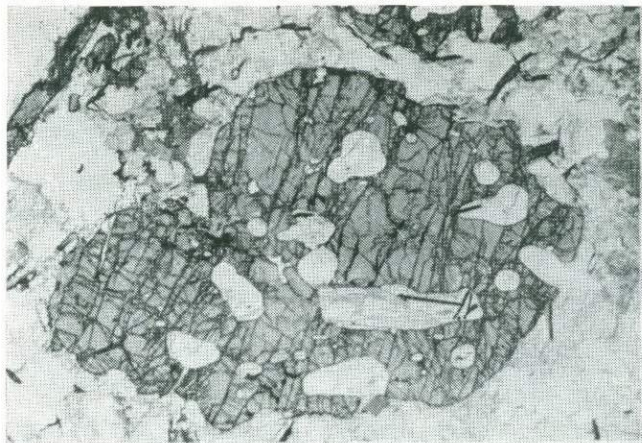


Фото 13. Включения Би, Грф, Пл и Кв в посткинematических зернах Гр в синорогенных гранитоидах  $\gamma^2$ . Шлиф 73 (см. табл. 1). Ув. 10, николи ||



Фото 14. Амфиболитизация  $M^3_{26}$  по сети прожилков и чарнокитизация  $\gamma^3$  двупироксеновых гнейсов  $M^1_{26}$  (р. Русава, с. Писаревка)

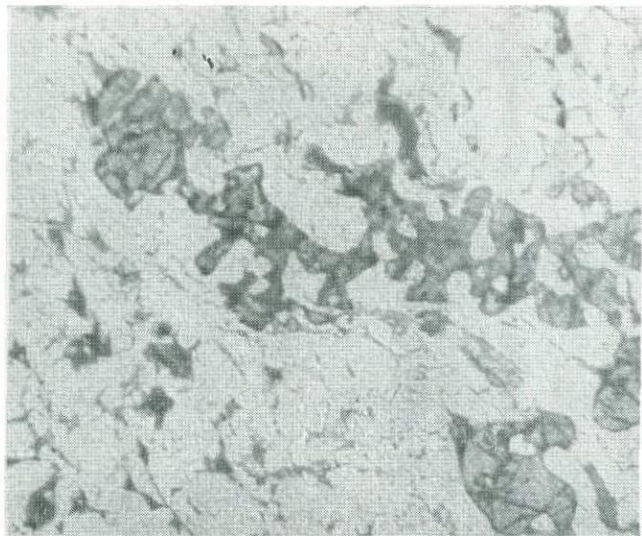


Фото 15. Раздробленные, смещенные и корродированные порфиробласты Гр в биотит-гранатовых плагиогнейсах  $M^2_1$ . Дробление сопровождается кристаллизацией Кв и Пл (плагиогранитизацией). Шлиф 1 (см. табл. 4). Ув. 40, николи  $\times$



Фото 16. Дробление и вращение зерен Гр в гнейсах-бластомилонитах  $M^3_1$ . Шлиф 35 (см. табл. 4). Ув. 20, николи  $\parallel$

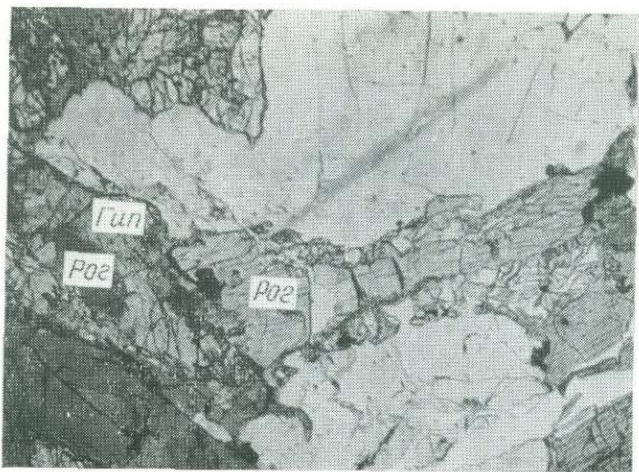


Фото 17. Каемки Гип и гиперстен-плаггиоклазовых симплективов вокруг  $\text{Pog}^1$  в дупироксеновых афиболитах  $M^{26}$ . Шлиф 9 (см. табл. 6). Ув. 31, николи ||

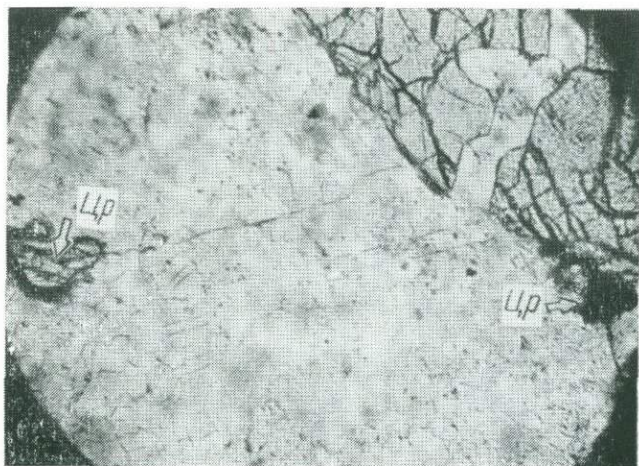


Фото 18. Смещение составных частей разломанного зонального кристалла Цр в биотит-гранатовых гранитоидах  $\gamma_2^{1-2}$ . Шлиф 6 (см. табл. 6). Ув. 33, николи ||

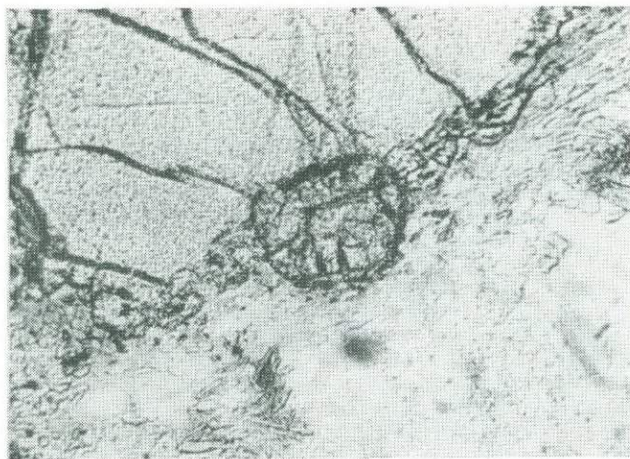


Фото 19. Дискретная зональность Цр (три генерации) в биотит-гранатовых гранитоидах или винницитах  $\gamma_2^{1-2}$ . Шлиф 5 (см. табл. 6). Ув. 33, николи ||

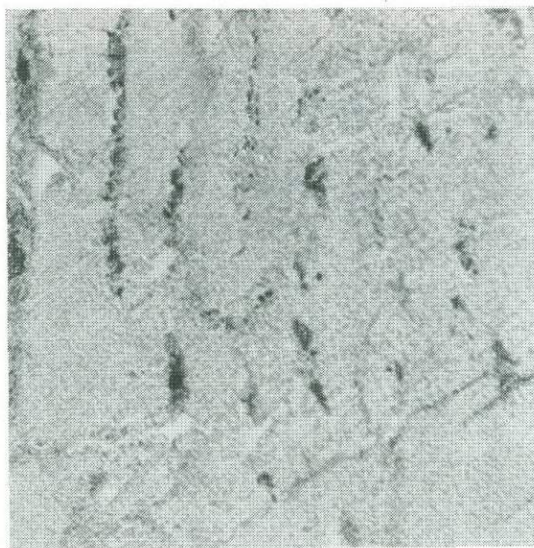


Рис. 20. Реликтовые, закономерно ориентированные включения коричнево-красного Би II цикла в порфиробластах Гип. Шлиф 61 (см. табл. 6). Ув. 50, николи ||

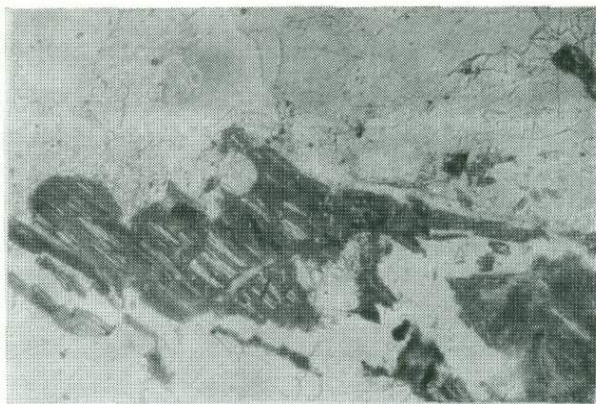


Фото 21. Реликты Гип II цикла в псевдоморфозах коричневого Би III цикла (р. Юж. Буг, с. Селище). Ув. 23, николи ||



Фото 22. Микродвиг — изгибание спайности коричнево-красного Би (Би<sup>1</sup>) у плоскости скольжения Бл<sup>3</sup>, с кристаллизацией коричневого Би (Би<sup>2</sup>). Шлиф 73 (см. табл. 6). Ув. 31, николи ||

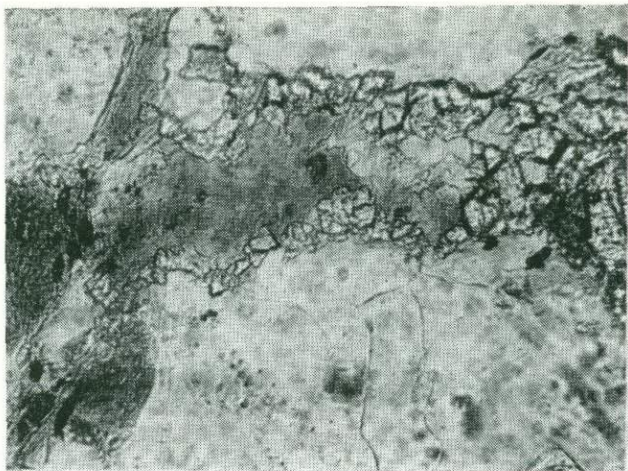


Фото 23. Каемки Гип вокруг коричневого Би в гиперстеновых гнейсах  $M^2_2 - M^3_2$  (р. Юж. Буг, Новосиняевский карьер, см. также рис. 31). Ув. 30, николи ||

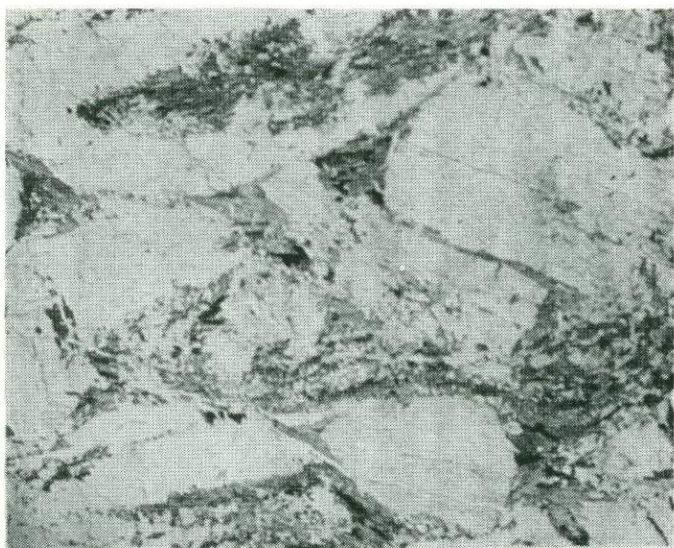


Фото 24. Обломки лейкократовых минералов II цикла в биотитовых бластомилонитах III—IV циклов. По плоскостям  $Bl^{3-4}$  разбиваются Би и Сил. Шлиф 78 (см. табл. 6). Ув. 14, николи ||

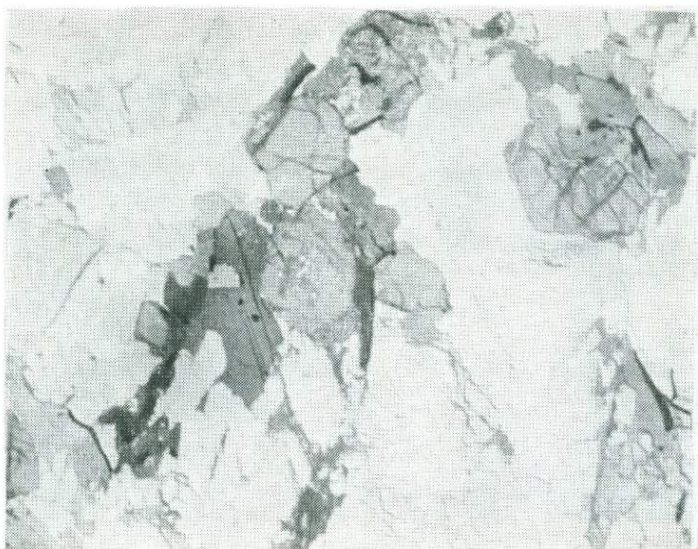


Фото 25. Дробление и смещение отдельных составных частей Гр в чудново-бердичевских гранитоидах  $\gamma^3_2$ . По трещинам Рс выделяется коричневый Би. Шлиф 98 (см. табл. 6). Ув. 10, николи ||

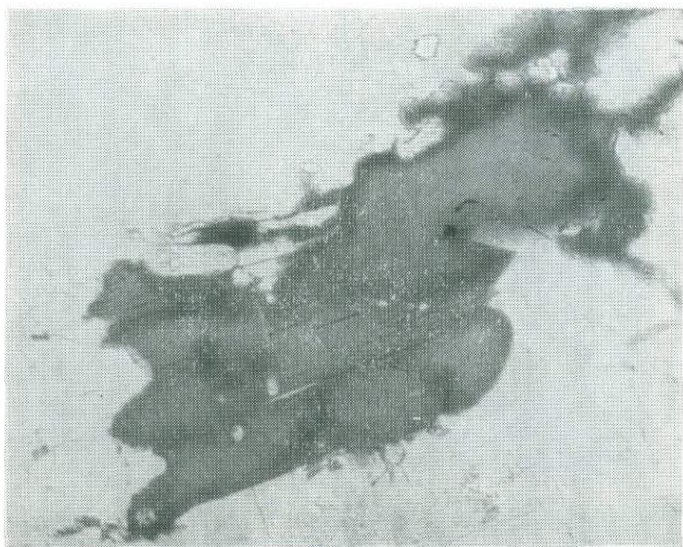


Фото 26. Каемки темного Би<sup>2</sup> вокруг светлого Би<sup>1</sup> (р. Случь, с. Полонное). Житомирский гранит. Ув. 80, николи ||



Фото 27. Посткинематический порфиробласт Гип, срезающий сланцеватость  $S^3_{1-2}$ , по которой ориентируются Би и Сил. По краю порфиробласта наблюдаются гелицитовые структуры. Шлиф 121 (см. табл. 6). Ув. 50, николи ||



Фото 28. Приуроченность жил позднеорогенных лейкогранитов к флексуобразным сдвигам, пересекающим полимигматиты западноприазовской серии (р. Молочная, карьер с. Трудового)

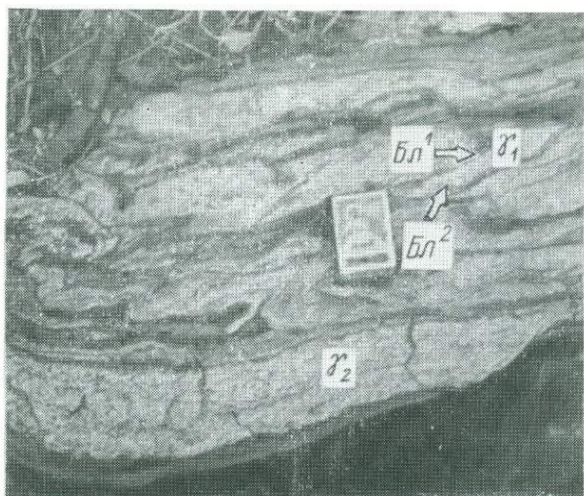


Фото 29. Две генерации биотитовых blastsмилолитов, контролируемые различным планом деформаций. Гранитные жилы до- ( $\gamma_1$ ) и постдеформационные ( $\gamma_2$ ) (р. Каменка, с. Новониколаевка, Ингуло-Каменская тектоническая зона)

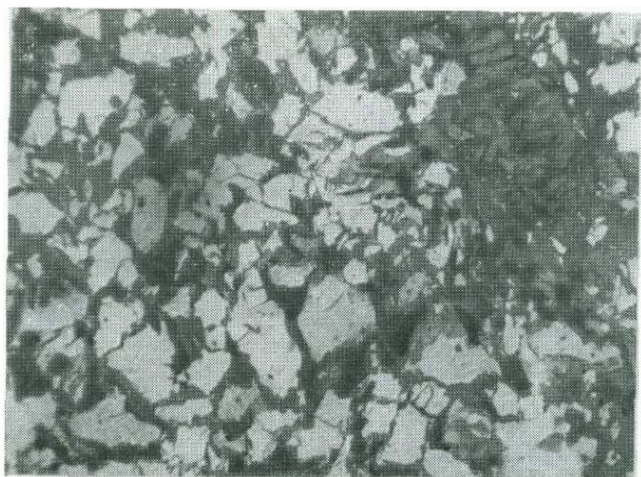


Фото 30. Псевдосаммитовая структура растрескивания с цементацией лейкократовых минералов биотитом. Породы — blastsмилолитизированные гранитоиды (Кор+Гр+Би+Сил<sub>вт</sub>+Пл+КПШ+Кв+Анд<sub>вт</sub>+Фив<sub>т</sub>+Мт+Цр+Ап) (р. Раствавица, с. Ягнятин). Ув. 20, николи  $\times$



Фото 31. Скиалиты бластомилонитизированных и амфиболитизированных лейкогранитов ( $\gamma^1_3 - S_1^2 - M^{226} - F^{22}$ ) в биотитовых гранитах  $\gamma^2_2$  с реликтовыми плоскостями  $Bl^2$  и складками  $F^{22}$  (р. Обиточная, Коларовский карьер, Западное Приазовье)



Фото 32. Реликтовые плоскости  $Bl$  в нефелиновых сиенитах (карьер в с. Донское, Восточное Приазовье)



Фото 33. Унаследованная текстура брекчирования в богунитах (гранат-биотитовых синорогенных гранитоидах Енисейского кряжа). Под микроскопом следы деформаций в цементирующей массе отсутствуют (р. Енисей, Казачинский порог)



Фото 34. Массивная посткинematическая внутренняя текстура полос и будин амфиболитов и гранитоидов при общей полидеформационной мегаструктуре обнажения (р. Базавлук, с. Шишкино)

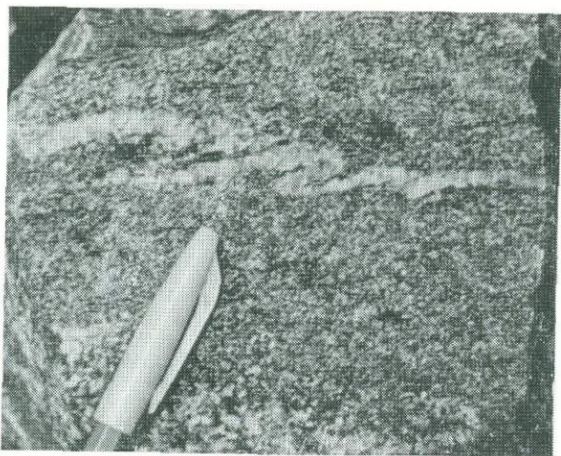


Фото 35. Массивная постдеформационная текстура прожилка лейкогранитов с унаследованными изоклинальными складками (р. Молочная, карьер с. Трудового)

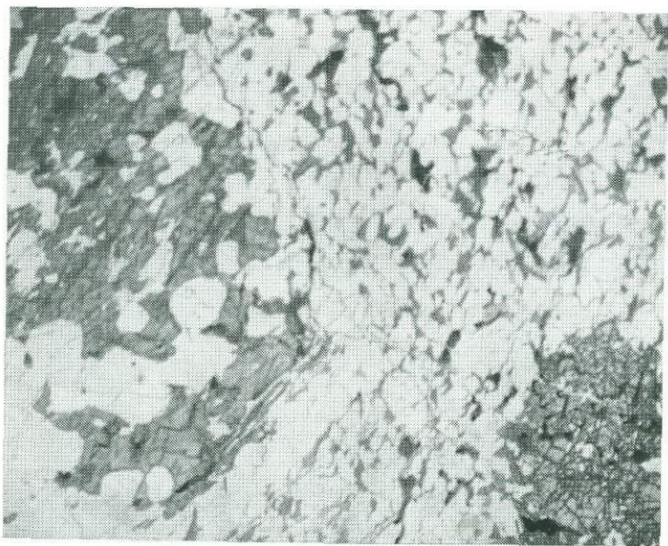


Фото 36. Посткинematические выделения Гип+Пл±Кв и Гр+Пл±Кв, срезающие плоскости Рс и Бл с синкинematическим Бн (р. Мертвовод, с. Калиновка, Среднее Побужье). Ув. 13, николи ||



Фото 37. Полевошпат-кварцевое будинообразное включение в амфиболитах ( $\text{Pog} + \text{Пл} + \text{Кв}$ ) с реликтовыми лейкократовыми минералами (р. Волчья, с. Васильковка)



Фото 38. Диабазовая структура в гранатосодержащих амфиболитах ( $\text{Pog} + \text{МП} + \text{Пл} + \text{Гр}$ ). Лейсты представлены агрегатами мелких зерен Пл и МП и монокристаллами Пл (карьер на р. Волчьей у с. Васильковка)

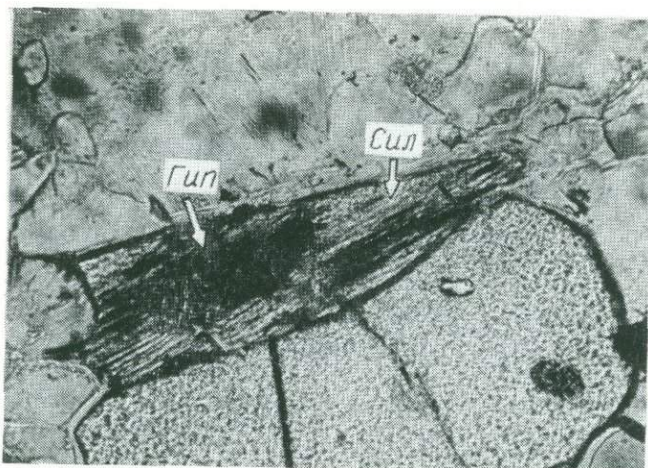


Фото 39. Реликты Гип в псевдоморфозах Сил по Гип в силлиманит-биотит-гранатовых гнейсах Завалья (Украинский щит; Гр+Би+Сил+Пл+Кв+Грф+Гип<sub>ред</sub>). Ув. 40, николи ||

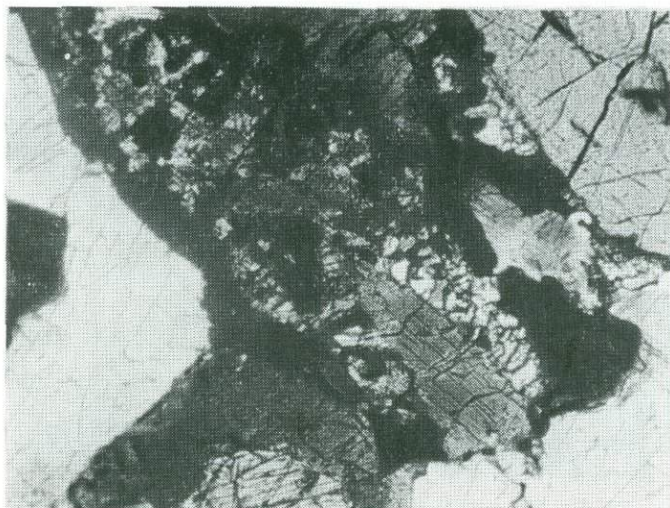


Фото 40. Касетки Гр вокруг агрегата МП и Рог в гранатовых амфиболитах (Гип+МП+Пл+Гр<sub>вт</sub>+Рог<sub>40</sub>+Мт) (р. Юж. Буг, г. Гайворон). Ув. 42, николи X

76	$D_1^3$	$\gamma_2^2 - M_1^3$	Би <sup>1-2</sup> +Гр <sup>1-2</sup> +Пл+ +КПШ+Кв	Би <sup>1</sup> (красный) - доки- нематический; Би <sup>2</sup> (коричневый) - синки- нематический	Контакт гранита $\gamma_2^2 - S_7^3$ с очко- выми гнейсами $M_1^3$	$S_7^3$ - плоскости Бл с Би <sup>2</sup>
77	$D_{1-2}^3$	$M_1^2 - S_7^3 - M_1^3$	Пл <sub>16-18</sub> +Би <sup>3</sup> +Гр <sup>1-2</sup> + +Кв+Мг <sub>вт</sub>	Гр ( $n=1, 790-1, 801$ ); Гр <sup>1</sup> - докинематиче- ский; Гр <sup>2</sup> - постки- нематический с вклю- чениями Би <sup>3</sup>	Обособления быв- шего гнейсового субстрата $M_1^2$ в толще бластомио- нитов $S_{1-2}^3 - M_{1-2}^3$	$S_7^3$ - плоскости Бл с Би; ориентировка различная
78	$D_{1-2}^3$	$\gamma_3^2 - S_7^3 - M_1^3$	Гр <sup>1-2</sup> +Би <sup>3</sup> +Сил+ +Пл <sub>рел</sub> +Кв+Ми	Гр <sup>2</sup> ( $n=1, 798$ ) со- держит не только включения Би <sup>3</sup> , но и Сил; Ми - посткине- матический	Бластомилонитизи- рованные и диаф- торированные гра- нитойды $\gamma_2^2$ в той- же толще	$S_7^3$ - плоскости Бл с Би <sup>3</sup> ; $S_2^3$ - плоско- сти Бл с Сил
80	$D_1^3$	$\gamma_1^2 - S_7^3 - \gamma_3^4$	Гр <sup>1-3</sup> +Би <sup>2-3</sup> +Сил+ +Пл <sub>рел</sub> +Кв+Ми <sub>вт</sub> ± ±Мус <sub>вт</sub>	Гр <sup>1</sup> - докинематиче- ский; Гр <sup>2</sup> - с вклю- чениями Би <sup>2</sup> ; Гр <sup>3</sup> - посткинематический с Ми и Мус	Небольшое (0,5- 1,0 см) мелано- кратовое обособ- ление в лейкогра- ните $\gamma_3^2 - S_7^3 - M_1^3$	То же

### III тектоно-метаморфический цикл

83	$D_{1-3}^3$	$\gamma_2^3$	Гр <sub>рел</sub> +Би <sub>вт</sub> +Пл+Кв± ±Кор <sub>рел</sub> ±Анл <sub>вт</sub> ±Гр <sub>ф</sub>	Би - коричневый, при- урочен к $S_3^2$ ; Пл - докинематический	Крупный массив, содержащий раз- лично ориентиро- ванные ксенолиты $M_{1-2}^3$	$S_7^3$ - плоскости Бл и Рс с Би; $S_3^3$ - тене- вая полосчатость в $\gamma_2^3$ ( $\beta 40^\circ < 80-85^\circ$ )
85	$D_1^3$	$S_7^3 - M_1^3$	Пл+Би <sup>2</sup> +Ап	Би - зеленовато-ко- ричневый	Биотитизированная порода из ксено- лита в $\gamma_2^2$	$S_7^3$ - трещины Рс с зеленовато-коричне- вым Би
86	$D_1^3$	$M_{25}^3$	Рог+Гип <sub>рел</sub> +Хл <sub>вт</sub> + +Ка <sub>вт</sub> +Сер <sub>вт</sub> +Мт	Рог - светлая почти бесцветная, зеленова- то-желтая	Ксенолит амфибо- лита в $\gamma_2^3$	Текстура массивная

Номер образ-ца	Фаза дефор-мации	Индекс форма-ции	Минеральные ассоциации	Генерации минералов, показатели прелом-ления	Геологическое положение	Структурные формы
87	$D_1^3$	$M_{28}^3$	Рог <sub>рел</sub> +Би <sub>рел</sub> + +РП <sub>рел</sub> +Кум+Пл+Кв+ +Мт	Последовательность образования минералов: Би-РП-Рог-Кв- (Кум+Пл+Мт)	Ксенолит в $T_2^3$	$S_7^3$ - реликтовая сланцеватость по светло-коричневому Би
88 89	$D_1^3$	$M_7^3$	Гр <sup>1-2</sup> +Би+Пл+Кв+Грф	Гр <sup>1</sup> - с включениями Кв; Гр <sup>2</sup> - с включениями Би; Гр ( $n = 1,796-1,798$ )	Ксенолиты размерами от 10 см до 1,5 м в $T_2^3$	$S_7^3$ - плоскости Рс и Бл, залеченные коричневым Би
90* 91	$D_1^3$	$M_{2a}^3 - M_2^4$	Гип <sub>39</sub> +Би <sub>28</sub> +Кум <sub>вт</sub> + +Ал+Кв	Кум - каемки вокруг Гип и Би; Би - оранжево-коричневый	То же	$S_7^3$ - четкая сланцеватость по Би, на- следующая Гип и Кум
92 93	$D_1^3$	$M_{2a}^3$	Кум+Гип <sub>рел</sub> +Би+Кв± ±Рог <sub>рел</sub> +Ал+Би <sup>3</sup>	Би <sup>2</sup> - коричневый, ре- ликтовый; Би <sup>3</sup> - зеле- ный, вторичный	Ксенолиты, иногда серповидные (за- мок складки - ?) в гранитоидах $T_2^3$	$S_7^3$ - реликтовые плоскости Рс; $F_{1-2}^3$ - коаксиальное наложе- нные складок $L_2$ - 220° / 18°
94*	$D_{1-2}^3$	$M_1^3 - T_1^3$	Би+Гр <sup>1-2</sup> +Пл+Кв+Грф	Гр <sup>1</sup> - докинематиче- ский с включениями Кв; Гр <sup>2</sup> - посткинема- тический с включения- ми Би	Ксенолит размерами до 0,6 м в $T_2^3$	$S_7^3$ - реликтовая сланцеватость с Би; $S_2^3$ - полосчатость мигматизации $T_1^3$
95 96* 97*	$D_{3-4}^3$	$T_2^3$	Гр <sup>1-2</sup> <sub>69-88</sub> +Би <sup>2</sup> <sub>47-52</sub> ± ±Кор <sub>34-36</sub> +Пл <sub>28-30</sub> + +Кв±Ми±Фи±Мус <sub>вт</sub> ± ±Анд <sub>вт</sub> +Грф±Би <sub>вт</sub>	Гр <sup>1</sup> ( $n=1,788-1,793$ ) - докинематический, частично замещен Би; Гр <sup>2</sup> ( $n=1,796-1,811$ ) - округлые кристаллы, ассоциирующие с КШ	Основная разно- видность вмещаю- щих гранодиори- тов чудново-берд- ичевского типа ( $T_2^3$ )	$S_7^3$ - плоскости Бл и Рс с Би <sup>2</sup> ; $S_1^4$ - на- ложенные плоскости скольжения с Би <sup>3</sup> и Мус
98	$D_3^3$	$T_{2a}^3$	Гр <sup>1</sup> +Би <sup>2</sup> +Кор+Пл+ +Сил <sub>рел</sub> +Кв <sup>1-2</sup> +Би <sup>3</sup> + +Анд+Мт+Мус+Ми+ +Кв±Би <sup>4</sup>	Би <sup>2</sup> - коричневый, за- мещает Гр <sup>1</sup> и замеща- ется Кор; Би <sup>3</sup> - зеле- ный, развивается с Мус и Анд по Кор	Меланократовые разности в масси- ве чудново-берд- ичевских гранодио- ритов $T_2^3$	$S_3^3$ - реликтовые плоскости Бл с Би <sup>2</sup> ; $S_2^3$ - реликтовые плоскости Бл с Кв
99 100	$D_{3-4}^3$	$T_{2-3}^3 - S_1^4 - S_7^5$	То же Кроме того, есть Би <sup>4</sup> (каемки во- круг Мус)	Последовательность образования минера- лов: (Би <sup>1</sup> +Сил <sup>1</sup> )-(Гр <sup>1</sup> + +Би <sup>2</sup> )-Кор-(Пл+Кв)- -Би <sup>3</sup> -(Анд+Мт)-(Гр <sup>2</sup> + +Ми)-Би <sup>4</sup> -(Кв+Ми); Гр <sup>1</sup> ( $n=1,788-1,793$ ); Гр <sup>2</sup> ( $n=1,793-1,798$ )	Лейкократовая, более поздняя раз- новидность чудно- во-бердичевских гранитоидов $T_2^3$	$S_3^3$ - реликтовые плоскости Бл с Би <sup>2</sup> ; $S_4^3$ - реликтовые плоскости Бл с Кв; $S_7^4$ - реликтовые плоскости скольжения с Би <sup>3</sup>
<u>Бластомилониты-диафториты IV цикла</u>						
101 102*	$D^3 - D_1^4$	$M_7^3 - S_1^4$	Гр <sub>76</sub> +Би <sub>рел</sub> <sup>2</sup> + +Пл <sub>20-23</sub> +Кор <sub>рел</sub> + +Би <sub>вт</sub> <sup>3</sup> +Мт <sub>вт</sub> +Фи <sub>вт</sub> + +Анд <sub>вт</sub>	Фи - ассоциирует с Би <sup>3</sup> и приурочен к $S_7^4$ ; Анд - посткинемати- ческий, по Би <sup>3</sup> и Фи; Гр <sup>1</sup> ( $n=1,794-1,803$ ); Гр <sup>2</sup> ( $n=1,799-1,800$ )	Мощная зона Бл, наложенная на полный структур- но-метаморфиче- ский комплекс III цикла	$S_7^4$ - четко выражен- ные плоскости Бл с Би <sup>3</sup> , огибающие дру- гие минералы
103	$D_2^3 - D_1^4$	$T_1^3 - S_1^4$	То же	То же	То же	$S_7^4$ - $\beta$ 40-50° / 60°
104 105	$D_3^3 - D_1^4$	$T_2^3 - S_1^4$	Гр <sup>1-2</sup> +Би <sub>рел</sub> <sup>2</sup> +Пл+ +Кв+Би <sub>вт</sub> <sup>3</sup> +Мт <sub>вт</sub>	Гр ( $n=1,798-1,809$ )	Преобладающие по- роды на участке	$S_7^4$ - плоскости скольжения с Би <sup>3</sup> , Фи и Анд
106 107	$D_4^3 - D_1^4$	$T_3^3 - S_1^4$	Гр <sup>1-2</sup> <sub>76-78</sub> +Пл <sub>10-14</sub> ± ±Ми <sub>вт</sub> +Кв±Мус±Би <sup>3</sup>	Гр ( $n=1,793-1,800$ ); все минералы, кроме Би <sup>3</sup> , Анд и Мус, - до- кинематические	Складчатая и бла- стомилонитизиро- ванная жила, се- кущая $T_2^3$	$S_7^4$ - ограничения жила; $F_7^4$ - складки с ОП $\beta$ 50° / 60°

Номер образ-на	Фаза деформации	Индекс формации	Минеральные ассоциации	Генерации минералов, показатели преломления	Геологическое положение	Структурные формы
108 109	$D_{1-2}^3-D_1^4$	$S_3^2-S_7^3$ $S_4^5$	Пл+Мл+Кв <sup>1-2</sup> +Би <sup>4</sup> + +Сил+Фи+Мус+Гр <sup>3</sup>	Гр ( $n=1,812-1,814$ ); Би <sup>4</sup> , Кв <sup>2</sup> - синкинема- тические с $S_7^4$ ; Мус - син-, посткинематиче- ский; остальные мине- ралы - докинематиче- ские	Зона наложенной складчатости $f^4$ и Би <sup>4</sup> в областими- лонитах III цикла	$S_7^3$ - плоскости Бл с Би <sup>3</sup> ; $S_2^3$ - плоско- сти Бл с Сил; $S_7^4$ - плоскости Бл с Кв <sup>2</sup> и Би <sup>4</sup> (+Мус <sup>1</sup> ) - $\beta$ 200° < 80°
<u>V тектоно-метаморфический цикл</u>						
110 111	$D_7^5$	$M_7^5$	Гр <sup>1-2</sup> +Би <sup>4</sup> +Пл <sup>1-2</sup> + +Кв	Гр <sup>1</sup> - корродированные зерна с включениями Кв, разламываемые $S_7^5$ , Гр <sup>2</sup> - с включениями Би <sup>4</sup> ; Би <sup>4</sup> - зеленова- то-коричневый, зем- листый	Округлые или лин- зовидные ксеноли- ты, иногда раз- лично ориентиро- ванные в грани- тоидах $f_{2-3}^{3-5}$	$S_7^5$ - четко выра- женные структурн и Рс с Би <sup>4</sup> ; ориенти- ровка линз $\beta$ 170- 180° < 35-45°; $S_3^5$ - сминают $f_{7-8}^{5-5}$
112	$D_{1-2}^5$	$M_7^5$	Гр <sup>1-2</sup> +Пл <sup>1-2</sup> +Би <sup>4</sup> + +Кор+Кв <sup>1-2</sup> +Прт+ +Би <sup>5</sup> +Сп+Мт	Разломанные скелетные кристаллы Гр <sup>1</sup> огиба- ются другими минера- лами - Би <sup>4</sup> , Кор, Пл	Округлые или лин- зовидные ксеноли- ты, иногда раз- лично ориентиро- ванные в гранито- идах $f_{2-3}^{3-5}$ ; размеры ксенолитов от 20 до 80 см	$S_7^3$ - реликтовые плоскости Бл с Кв; $S_7^5$ - плоскости Бл и Рс с Би <sup>4</sup>
113 114	$D_{1-2}^4-D_7^5$	$M_{1-20}^4$	Би <sup>3</sup> +Кум+Пл+Кв <sup>1-2</sup> + +Гип <sub>рел</sub> +Грф+Би <sup>4</sup>	Эволюция минералов: Кв-Пл-Би <sup>3</sup> -Гип(?) - Кум	То же	$S_7^3$ - реликтовые плоскости сланцева- тости с Би <sup>3</sup> $S_7^5$ - плос- кости Бл с Би <sup>4</sup>
115	$D_7^5$	$M_{25}^5$	Рог+Пл+Кв+Мт+ +Грф+Би <sub>рел</sub> +Гип <sub>рел</sub> + +Кум <sub>рел</sub>	Эволюция минералов: Би-Гип-Кум-Кв-Пл-Рог; Рог - светло-зеленая; каемки Мт вокруг Грф	То же	Текстура пород мас- сивная
116 117 118	$D_{3-4}^5$	$S_{2+3}^5$	Би <sup>4</sup> +Гр <sub>рел</sub> +Кор+Пл+ +Ми+Кв+Грф+Би <sub>вт</sub> <sup>5</sup> + +Мус <sub>вт</sub> +Сп	Гр - отдельные релик- товые зерна; Би <sup>4</sup> - коричневый U цикла; Би <sup>5</sup> - вторичный, го- лубовато-зеленый, ас- социирует с Мус	Гранитоиды $f_{2-3}^5$ , вмещающие выше- указанные ксено- литы; образуют крупные массивы, занимающие боль- шую часть площа- ди района	$S_7^5$ - четкие струк- туры Рс с Би <sup>4</sup> , кото- рый замещается пост- кинематическими Кор, Пл, Ми, Би <sup>5</sup> и Мус
119	$D_{3-5}^5$	$S_3^3-S_7^3-M_{3-5}^3$	Би <sub>рел</sub> <sup>3</sup> +Сил <sub>рел</sub> + +Пл <sub>рел</sub> +Ми <sup>1</sup> +Кв <sup>1</sup> + +Мус+Би <sup>4</sup> +Гр <sup>3-4</sup> + +Ту+Ап+Ми <sup>2</sup>	Би <sup>4</sup> , Ап и Ту - синки- нематические с $S_7^5$ , замещают Би <sup>3</sup> , Мус и Сил; Гр <sup>4</sup> и Ми <sup>2</sup> - посткинематические	Самые поздние бластомилониты в долгоживущей тектонической зоне	$S_3^3-4$ - реликтовые плоскости Бл <sup>3</sup> с Кв <sup>1</sup> , Би <sup>3</sup> и Мус; $S_7^5$ - плос- кости Бл с Би <sup>4</sup> и Ту
120	$D_7^5$	$S_7^5-M_7^5$	Би <sup>4</sup> +Пл+Кв+Сф+Ап+ +Мт+Хл	Ап - образует псеудо- морфозы по Сил; Би <sup>4</sup> - замещается Пл+Кв	Поздний бласто- милонит - биоти- товая порода в зоне разлома в той же зоне	$S_7^5$ - плоскость Бл с Би <sup>4</sup> , Сф и Ап; $S_7^3$ - реликтовая ориенти- ровка Ап
121	$D_{1-2}^5$	$S_7^5-M_{1-2}^5$	Гр <sup>4</sup> +Би <sup>4</sup> +Сил <sub>рел</sub> + +Гип+Пл+Кв+Мт	Пл <sup>1</sup> и Кв <sup>1</sup> - округлые обломки, огибаемые $S_7^5$ ; Пл <sup>2</sup> , Гип и Кв <sup>2</sup> - посткинематические	Бластомилониты непосредственно на контакте с дайки базитов $M_{20}^5$	$S_7^5$ - четко выражен- ные плоскости Бл с Би <sup>4</sup> , Сил, "съемаемые" массивным мелкозер- нистым агрегатом Пл+ Кв и порфиробласта- ми Гип
122 123	$D_{1-2}^5$	$M_{20}^5$	Гип <sup>1</sup> +Мп+Гип <sup>2</sup> +Пл+ +Би+Мт	Гип <sup>2</sup> - образует кай- мы вокруг Мп и Гип <sup>1</sup> ; Гип <sup>1</sup> - бурый; Гип <sup>2</sup> - светлый	Мощная ветвящаяся дайка со сложными контактами; мак- симальная мощ- ность 20-30 м	$S_7^5$ - ориентирован- ные структуры в зо- нах закалки дайки

Номер образца	Фаза деформации	Индекс формации	Минеральные ассоциации	Генерации минералов, показатели преломления	Геологическое положение	Структурные формы
124	$D_2^5$	$M_{25}^5$	Гип <sub>рел</sub> <sup>1</sup> +Рог+Кум+ +Фл <sub>рел</sub> <sup>1</sup> +Пл+Кв+Прт	Гип - явно реликтовый в очень светлой Рог и Кум; в то же время Фл - реликтовый в Гип	Глыба в карьере среди свалов габ-бро-диабазов $M_{2a}^5$	$S_2^5$ - реликтовая ориентировка крупночешуйчатого Фл; текстура породы массивная
125	$D_2^5$	$M_{20}^5$	Гип <sup>2</sup> +Пл+Кв+Би	Би - оранжево-коричневый	Сланцеватая разновидность габ-бро-диабазов из дайки	$S_2^5$ - сланцеватость, выраженная в ориентировке Би и Гип

## VI тектоно-метаморфический цикл

126 127	$D_{1-3}^6$	$M_2^6-S_3^6-D_2^6$	Рог <sub>рел</sub> <sup>1</sup> +Би <sub>вт</sub> <sup>6</sup> +Пл <sup>1-2</sup> + +Кв <sup>1-2</sup> +Цр+Ап+Кв+ +Ми <sub>вт</sub>	Пл <sup>1</sup> , Рог и Кв - докинематические; Би <sup>6</sup> и Цр - синкинематические; Би <sup>6</sup> - зелено-темно-коричневый	Отдельные блоки или участки менее бластомилонитизированных собитов в гранитоидах $D_2^6$	$S_3^6$ - четко выраженные плоскости Бл с Би <sup>6</sup> ; ориентировка $S_3^6$ - $\neq 190^\circ \angle 85^\circ$ ( $10^\circ \angle 85-90^\circ$ )
128	$D_{2-5}^6$	$S_3^6-S_4^6$	Би <sub>рел</sub> <sup>1</sup> +Пл+Ми+ +Кв <sup>1-2</sup> +Ап	Ми - посткинематический по отношению к $S_{2-3}^6$ и докинематический по отношению к $S_4^6$	Участки гранитизированных собитов $D_2^6-D_3^6$ , подвергавшихся Бл <sub>5</sub> <sup>6</sup>	$S_2^6$ - реликтовые плоскости Бл с Кв <sup>1</sup> ; $S_3^6$ - реликтовые плоскости с Би <sup>6</sup> ; $S_{оп}^6$ - плоскости Бл с Кв <sup>2</sup>

## VII тектоно-метаморфический цикл

129	$D_{1-2}^7$	$S_{1-2}^7-D_3^5$	Би <sup>7</sup> +Пл <sup>1-2</sup> +Ми <sup>1-2</sup> + +Кв <sup>1-2</sup> +Фл	Би <sup>7</sup> - зеленовато-коричневый до черного, иногда включения в Ми <sup>2</sup>	Жилы, пересекающие гранитоиды $D_3^3-D_3^5$	$S_7^7$ - плоскости катаклаза с выделениями Кв <sup>2</sup> и Фл
-----	-------------	-------------------	---	--	---	--

130	$D_3^7$	$D_2^7$	Би <sup>7</sup> +Пл+Ми+Кв+Рог+ +Ап+Мт	Би <sup>7</sup> - неравномерно-коричневый с черным оттенком	Глыба в отвалах карьера, вскрышего $D_3^3-D_3^5$	$S_{1-2}^7$ - реликтовые плоскости Бл и Рс с Би <sup>7</sup> и Кв
131	$D^7$	$M_{1-2}^3$	Би <sup>7</sup> +Пл+Кв	Би <sup>7</sup> - темно-коричневый до черного по $M_7$	Гнейсы, местами мигматизированные $D_7^7$ , пересекаемые жилами аляскинтов $D_{2-3}^7$	$S_7^7$ - плоскости Бл и Рс, выполненные Би <sup>7</sup>

Примечание: Порода: - I цикл: 1-3 - гранат-биотитовые плагиогнейсы; 4 - гиперстеновые гнейсы; 5, 6 - гиперстен-биотит-гранатовые гранитоиды; 7-9 - амфибол-двупироксеновые кристаллосланцы, местами мигматизированные; 10-13 - массивные среднезернистые чарнокиты; 14, 15 - кордиерит-гранат-биотитовые гранитоиды; 16, 17 - биотит-гиперстеновые гнейсы; 18-20 - лейкократовый гранитовый гранит. Местоположение образцов: 1 - р. Згар, с. Бруслинов; 4, 5 - между селами Бруслинов и Пенюковка; 6 - р. Згар, с. Супрунов; 7, 10, 11, 13 - р. Згар, с. Сосня; 8, 12 - р. Згар, пгт Лития; 9 - р. Кж.Бут, Русановский карьер, возле пгт Меджибож; 18, 19 - р. Ров, с. Браилов. II цикл: 21, 22 - гранат-биотитовые плагиогнейсы; 25 - гиперстеновый гнейс; 26 - жильный лейкократовый гранит; 27-29 - бластомилонитизированные гранат-биотитовые (+Кор) гранитоиды (виннищиты); 30 - рассланцованный лейкогранит; 31 - жильный лейкогранит. Местоположение образцов: 21-26 - р. Кж.Бут, между селами Березна и Крутнев; 27-31 - р. Кж.Бут, с. Соломирка. III цикл: 32, 33 - рассланцованные чарнокиты; 34 - двупироксеновый гнейс; 35-38 - гранат-биотитовые плагиогнейсы; 39 - биотит-гранат-гиперстеновые гнейсы; 40 - графитосодержащий гиперстеновый плагиогнейс; 41 - чарнокиты; 42, 43 - биотит-гранатовые (+Кор или Гип) гранитоиды (виннищиты); 44-46 - биотит-гранатовые (+Кор) гранитоиды; 47-49 - гранат-кордиеритовые (+Пл, Сил) бластокатаклазиты; 50 - силлиманит-шпинель-гранат-биотитовая порода; 51, 52 - биотитизированные виннищиты; 53 - двупироксеновый гнейс; 54, 55 - диопсидовая порода; 56 - известковый кальцифир; 57, 58 - чарнокит-мигматит; 59 - ультракислый плагиоcharнокит (сабаровит); 60 - виннищит; 61 - жильные чарнокиты; 62 - рассланцованный лейкогранит; 63 - рассланцованный сабаровит с гранатом. Местоположение образцов: 32 - р. Згар, г. Лития; 33 - р. Згар, с. Сосня; 34 - р. Ров, с. Браилов; 35, 39-43 - р. Кж.Бут, Кулинский карьер; 37, 44, 45, 48 - с. Оболонка; 36, 46, 47 - с. Николаевка; 38, 49 - Старый город в Виннице; 50 - с. Каменогорка; 56-63 - р. Кж.Бут, ГЭС в с. Сабаров. IV цикл: 64 - чарнокитизированный биотит-гиперстеновый гнейс; 65 - виннищит; 66 - гранатовый чарнокит; 67 - гиперстеновый гнейс; 68 - диопсидовая порода; 69-70 - бескварцевые бластомилонитизированные виннищиты; 71 - обычный виннищит; 72 - гранат-гиперстеновый гнейс; 73 - рассланцованный лейкократовый гранит; 74 - бластомилонитизированный виннищит; 75 - биотитовый гранит; 76 - контакт виннищита с гнейсом; 77 - бластомилонитизированный биотит-гранатовый плагиогнейс; 78, 79 - бластомилонитизированные виннищиты; 80-82 - бластомилонитизированные лейкограниты с релитом. Местоположение образцов: 64, 65 - р. Кж.Бут, с. Сабаров; 66-68 - р. Кж.Бут, с. Тывров; 69-72 - Гниваньский карьер;

73 - с. Каменногорка; 74, 75 - с. Березна; 76 - с. Делитки; 77-82 - с. Широкая Гребля. III цикл: 83, 84 - гранат-биотитовые (чулно-бердичевские) гранодиориты; 85 - биотитизированная порода; 86 - ультрабазит; 87 - кумалитовый амфиболит; 88-91 - гиперстен-кумалитовые гнейсы; 92-93 - кумалитовые амфиболиты; 94 - миматизированный гранат-биотитовый плагиогнейс; 95-100 - чулно-бердичевские гранитоиды. Местоположение образцов: 83-87 - Каранский карьер (шт. Любар); 88-100 - железные карьеры. IV цикл: 101-102 - биотитизированные плагиогнейсы; 103 - blastomylonite; 104-105 - blastogranitoidy; 106-107 - биотитовые лейкограниты; 108 - биотитовый гранитоид; 109 - blastoleukogranit. Местоположение образцов: 101-107 - р. Случь, с. Кожевка; 108, 109 - р. Им. Буг, с. Широкая Гребля. V цикл: 110-111 - гранат-биотитовые плагиогнейсы; 112 - биотит-гранат-кордиеритовый плагиогнейс; 113, 114 - биотит-кумалитовые гнейсы; 115 - амфиболит; 116-118 - гранатосодержащие биотитовые гранитоиды; 119-121 - blastomylonite; 122, 123 - габбро-диоразы; 124 - кумалитовый амфиболит; 125 - гиперстеновый гнейс. Местоположение образцов: 110, 116 - шт. Чулнов; 111-115, 117, 118 - ст. Олышанка; 119-125 - с. Широкая Гребля. VI цикл: 126-127 - меланократовые собиты; р. Случь, с. Острополь; 128 - лейкократовый (гранитизированный) собит; там же. VII цикл: 129 - жильный лейкогранит; 130 - рапакивиновый гранодиорит; 131 - плагиогнейс. Местоположение образцов: 129-130 - ст. Олышанка; 131 - р. Тетерев, с. Троша.

метабазитового типа I цикла, тектонически переработанными и перекристаллизованными во II цикле, в частности лейкократовыми чарнокитами  $\gamma_3^1$ , т.е. в целом полиметаморфическими породами I-II циклов. Структурный план в этом отношении не добавляет ничего нового; и в винницитах, и в метабиотит-чарнокитах наблюдаются реликтовые структурные направления  $\angle 140-150^\circ \angle 70-80^\circ$  (см. табл. 6).

Формация  $M_1^1$  в метабиотит-чарнокитовом комплексе биотитовых ( $\pm Gr$ ) плагиогнейсов не обнаружена. Породы этого типа неустойчивы в данном геохимическом режиме и гипертензируются, как мы видели на участке "Мурафа" (см. табл. 1, обр. 4, 9). К  $M_1^2$ , по-видимому, относятся встреченные в винницитах  $\gamma_{2-3}^1 - \gamma_2^2$  ксенолиты биотит-гранатовых плагиогнейсов, не затронутых рассланцеванием с  $Bi^2$  и  $Gr^f$ , знаменующих начало II тектоно-метаморфического цикла (см. табл. 6, обр. 1-3). Это тонкозернистые массивные или слабо сланцеватые породы, местами с реликтовыми структурами  $Pc$ , контролирующими образование своеобразного оранжево-красного или желтовато-красного биотита ( $Bi^1$ ) без графита. Местами в них проявляется наложенное рассланцевание  $S_2^2$  с коричнево-красным биотитом ( $Bi^2$ ) и графитом. Гранат представлен двумя генерациями:  $Gr^1$  - раздробленные, иногда смещенные друг относительно друга обломки корродированных плагиоклазом зерен с мелкими включениями  $Kv$ ;  $Gr^2$  - тонкие периферические локальные каймы с включениями  $Bi^1$ .

Формация  $M_2^1$  идентифицируется

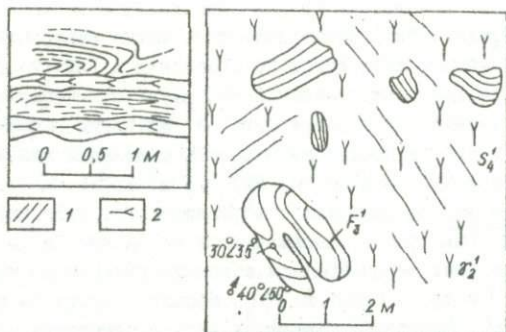


Рис. 28. Взаимоотношения эндербитизированных амфибол-двупироксеновых кристаллосланцев  $M_{26}^1 - F_1^1$  (1) и синорогенных чарнокитов  $F_2^1$  (2).

Обнажения по р. Згар у пгт Литин

уже более определено: это прежде всего реликты исходных пород в метабазит-чарнокитовом комплексе (рис. 28; табл. 6, обр. 7-9 и др.). Они обычно представлены амфибол-двупироксеновыми кристаллосланцами и амфиболитами, местами мигматизированными и смятыми в тесно сжатые и изоклинные складки  $F_3^1$ . Азимут падения осевой плоскости  $F_3^1$  изменяется от  $250$  до  $310^\circ$ . Параллельно этому направлению иногда прослеживаются жилы синорогенных чарнокитов  $F_2^1$ . Столь значительные отклонения в азимуте падения осевой плоскости  $F_2^1$ , по-видимому, обусловлены наложенной складчатостью  $F_3^1$  предшествующей фазе синорогенных гранитоидов  $F_2^1$ , так как деформации, связанные со II циклом в данном участке имеют другую ориентировку и являются вторичными (секущими) по отношению к  $F_3^1$  (судя по положению их на стереографической проекции). Метабазиты  $M_{26}^1$  - массивные, или слабо сланцеватые, мелкозернистые породы, сложенные Пл, РП, МП, Рог и подчиненным количеством Би, Ап и Мт. Би, густо окрашенный в коричнево-красные тона, вместе с магнетитом ( $Mt^1$ ), содержится в виде реликтовых включений в роговой обманке. Для Рог характерен не совсем равномерный бурозеленый цвет. Коричнево-бурные тона усиливаются возле включений Би, т.е. являются в какой-то степени унаследованными - следствием повышенной титанистости. Роговая обманка, в свою очередь, замещается пироксенами. При этом зафиксированы каемки Гип и Пл вокруг Рог (фото 17). Местами отмечаются каемки Ап вокруг Гип и вторичные выделения  $Mt^2$  по секущим прожилкам. Основные породы  $M_2^1$ , наблюдающиеся в виде ксенолитов среди винницитов, отличаются почти полным ис-

чезновением  $\text{Pog}$  и заметным сокращением количества  $\text{Mn}$  при явном увеличении содержания  $\text{Gip}$ , представленного двумя генерациями (табл. 6, обр. 4).  $\text{Gip}^2$  более железистый по сравнению с  $\text{Gip}^1$  и образует каемки вокруг  $\text{Mn}$  и  $\text{Gip}^1$ .  $\text{Pl}$  зонален и изобилует включениями  $\text{Kv}$ . Иногда наблюдается реликтовая ориентировка  $\text{Bi}^1$  по взаимно пересекающимся плоскостям  $\text{Pc}$ . Общая последовательность выделения минералов:  $\text{Kv} - (\text{Pl}^1 + \text{Pog}) - (\text{Bi} + \text{Mt}^1) - \text{Mn} - \text{Gip} - \text{Mt}^2 - (\text{Pl}^2 + \text{Kv}^2)$ .

Формация  $\mathcal{F}_1^1$  ассоциирует с формацией  $\mathcal{M}_2^1$ . Фаза раннеорогенной мигматизации, как обычно, выражается в появлении  $\text{Pl}^2$  - антипертита и иногда отдельных зерен  $\text{Kfsh}$  при общем увеличении ее кремнекислотности (обр. 9 и др.). Складки  $\mathcal{F}_{2-3}^1$  обычно приурочены к эндробит-мигматитам  $\mathcal{F}_1^1$ . Нередко наблюдаются каемки симплектитов  $\text{Gip}^2 + \text{Pl}$  вокруг буровато-зеленой  $\text{Pog}^1$  (фото 17). Эндробит-мигматиты формации  $\mathcal{F}_1^1$  слагают иногда протяженные поля размерами до нескольких сотен метров (р. Згар, пгт Литин; р. Кж.Бут, села Русановка, Требуховцы и др.), но чаще отмечаются в виде небольших останцов и ксенолитов в формации  $\mathcal{F}_2^1$ .

Формация синорогенных гранитоидов  $\mathcal{F}_2^1$  представлена чарнокитами - средне- и крупнозернистыми зеленовато-серыми породами массивной текстуры с голубым кварцем, совершенно аналогичными таковым в районе сел Скалополь - Черневцы (см. табл. 1). Местами в чарнокитах видны реликтовые плоскости  $\text{Bl}$  и полосчатость, иногда в нескольких направлениях - по типу трещин скальвания (рис. 28). Аналогичные реликтовые структуры растрескивания и дробления наблюдаются и в шлифах. Спайность в крупных кристаллах  $\text{Gip}$  нередко изогнута, наследуя деформированную спайность  $\text{Bi}^1$ . Кроме реликтового - коричнево-красного  $\text{Bi}^1$ , обычно видны выделения зеленого  $\text{Bi}^2$  по периферии зерен и по прожилкам в  $\text{Gip}$ .  $\text{Bi}^2$  ассоциирует как правило с  $\text{Ka}$  и  $\text{Ser}$ , иногда с  $\text{Xl}$  и  $\text{Act}$  (табл. 6, обр. 10 и др.).  $\text{Pl}$  представлен также двумя генерациями: мелкие дробленные зерна  $\text{Pl}^1$  и крупные посткинematические зерна антипертита, ассоциирующие с микропертитом.  $\text{Pog}$  находится в качестве реликтовых включений в  $\text{Gip}$ .

В формации позднеорогенных жильных лейкократовых чарнокитов  $\mathcal{F}_3^1$  (обр. 13) заметно увеличивается количество микропертита, иногда с реликтами катакластической матрицы. Во вторичных выделениях кроме  $\text{Bi}^2$ ,  $\text{Xl}$ ,  $\text{Ka}$  и  $\text{Ser}$  появляются  $\text{Mt}$  и  $\text{Prf}$ . В участках, контактирующих с винницитами, крупные зерна  $\text{Mkn}$  местами пересекаются прожилками  $\text{Pl}^3$  и мирменита, вероятно, уже связанными с базификацией II цикла.

Древний возраст чарнокитов  $\mathcal{F}_2^1$  подтверждается данными геохронологии (по И.М.Лесной [48, 66], 2700 млн. лет). Как уже указывалось, виннициты в общем случае являются полициклическими породами и нельзя

провести резкую грань между blastomylonitized гранатовыми чарнокитами I цикла ( $\mathcal{J}_{2-3}^1 - S_1^3$ ) и уже полностью перекристаллизованными породами  $\mathcal{J}_2^2$  II цикла. К I циклу отнесены породы, в которых еще узнаются признаки  $\mathcal{J}_2^1$  (табл. 6, обр. 5, 6 и др.). Они пересекаются жилкообразными выделениями лейкократовых гранатовых гранитов  $\mathcal{J}_3^1$  и наложенными зонами  $Bl_1^2$  с  $Bi^2$  и  $Grf$ .  $Bl_1^2$  наблюдается в той или иной мере и в шлифах. Крупные зерна  $Gr^1$  с реликтовыми выделениями и прожилками агрегатов  $Bi$ ,  $Xl$ ,  $Ka$  и  $Ser$  огибаются плоскостями  $Bl_3^1$  с коричнево-красным  $Bi^2$  ( $\pm Mt$ ). Они, по-видимому, часто представляют псевдоморфозы по Гип, тем более, что встречается докинематический КШШ. После прохождения  $Bl_3^1$   $Gr^1$  обрастает периферическими каймами или локальными зонами  $Gr^2$  с включениями  $Mt$ . Все эти минералы пересекаются плоскостями  $Bl$  и  $Pc$ , по которым выделяются тонкозернистые агрегаты  $Kv$  (фото 18), замещаемые посткинематическими крупными зернами  $Kv$  и  $Mkl$  ( $\pm Anp$ ). Чем больше проявлена стадия гранитизации  $\mathcal{J}_3^1$ , тем более лейкократовый состав и тем больше  $Mkl$ .

Весьма своеобразно проявление гранитоидов  $\mathcal{J}_2^1 - \mathcal{J}_2^2$  по р. Ров у с. Демидовка. Кроме обычных винницитов здесь встречены меланократовые реликтовые (?) гранат-кордиеритовые гранитоиды, отвечающие фазе базификации  $\mathcal{J}_{2a}^1$  и аналогичные таковым в районе с. Скалополь (обр. 14, 15). В частности, крупные кристаллы  $Gr$  имеют такое же зональное строение: центральные части зерен содержат большое количество включений  $Kv$  и  $Pl$ , периферические каймы —  $Mt$ . В порфиробластах  $Kor$  наблюдаются включения  $Bi^1$  и  $Phi$ , и в то же время местами отмечаются плоскости  $S_7^2$  с  $Bi^2$  и  $Grf$ , огибающие  $Kor$ . В останках встречены оригинальные гиперстеновые гнейсы  $M_2^1$ , в которых плоскости  $S_2^1$ , фиксируемые удлинненными зернами Гип ( $\pm Bi_{ред}$ ), огибают будины первичного  $Kv$  (обр. 16, 17). Подобные гиперстеновые blastomylonites замещаются уже массивными гиперстеновыми породами с крупными порфиробластами зонального  $Pl$  с многочисленными включениями  $Kv$ . Вся эта гамма пород свойственна реликтовым участкам I цикла и на участке "Мурафа" (см. табл. 1, обр. 4, 5, 21 и др.).

Многочисленное проявление хрупкой деформации и перекристаллизации в винницитах совершенно однозначно фиксируется по структурам растрескивания с цементацией раздробленных минералов биотитом и смещением отдельных кусков первичных монокристаллов граната. Оно выражается также и в акцессорной минерализации, в первую очередь в цирконе. Наравне с мелкими зернами  $Zr$  разных генераций часто присутствуют крупные зональные цирконы (часто до трех зон). При этом обогащение цирконом происходит при гранитизации  $\mathcal{J}_1, \mathcal{J}_2$  и  $\mathcal{J}_3$  за счет разрушения биотита. Во время blastomylonitization, сопровождающейся

кристаллизацией Кв, циркон подвергается механической деформации со смещением отдельных обломков монокристалла (фото 18). Обломанные кристаллы обрастают новыми каймами Цр, фиксирующими уже следующую дискретную фазу или цикл (фото 19). При син- или позднеорогенной гранитизации весьма типично замещение Цр магнетитом.

#### Полиметаморфические формации I-II циклов

Интересная толща полиметаморфических гнейсов I-II циклов обнажается по р. Юж.Буг в районе сел Березна, Крутнев и Соломирка (березнинская толща днестровско-бугской серии УРМСК). Их своеобразие заключается в том, что бластомилонитизация, сопровождаемая эталонными Би<sup>2</sup>+Грф, здесь наложена на весь набор пород I тектоно-метаморфического цикла:  $M_2^1 - S_2^2$  (табл. 6, обр. 21, 22),  $\gamma_2^1 - S_2^2$  (обр. 23, 27) и  $\gamma_3^1 - S_2^2$  (обр. 30). В формации  $M_1^2$  Гр чаще всего реликтовый от I цикла (раздробленные зерна с включениями Кв). В бластомилонитизированных гранитоидах  $\gamma_2^1$  кроме Гр<sup>1</sup> присутствует Гр<sup>2</sup> с включениями Грф и Мт. Особенно интересные неравновесные парагенезисы образуются при наложении бластомилонитизации II цикла на первичные гранат-кордиеритовые гранитоиды  $\gamma_{2a}^1$  (обр. 23, 28). Как правило, выделяются докинематический парагенезис (Гр<sup>1</sup>+Пл<sup>1</sup>+Кор+Кв<sup>1</sup>+Мкп<sup>1</sup>), синкинематический (Би+Грф+Фи) и посткинематический (Кв<sup>2</sup>+Сил+Мкп<sup>2</sup>).

Среди лейкократовых полос, воспринимаемых на первый взгляд как лейкосома мигматитов выделяются два типа: а) бластомилонитизированные и будинированные древние жилы лейкократовых гранитов I цикла (обр. 30), в которых все минералы, кроме Мус и Кв являются докинематическими (до  $S_2^2$ ) и б) секущие по отношению к  $S_2^2$  лейкократовые граниты III цикла (табл. 6, обр. 31).

Четко выраженные сланцевато-полосчатые текстуры бластомилонитизации затухиваются там, где после  $S_2^2$  прошла перекристаллизация с образованием основных пород формации  $M_2^2$  (опять разнообразие варианты наложения). Так же, как на участке "Котужань", на первой стадии базификации  $M_2^2$ , развивающейся по формации  $M_1^1$ , образуются биотит-гранат-гиперстеновые гнейсы (обр. 24 и др.) со структурами замещения граната (Гр<sup>1</sup>) биотитом и следующим за ним гиперстеном. На второй стадии возникают массивные гиперстеновые гнейсы, иногда с полным исчезновением и первичных структур, и первичных парагенезисов (обр. 25). Их положение аналогично секущим дайкам базитов. Любопытно, что и ксенолиты гиперстеновых гнейсов занимают иногда секущее положение по отношению к бластомилонитизации  $S_2^2$ . Таким образом, общая последовательность выделения формаций и парагенезисов

минералов у сел Крутнев - Соломирка представляется в следующем виде:  $M_1^1$  (Гр<sup>1</sup>+Би<sup>1</sup>+Пл<sup>1</sup>+Кв) -  $\gamma_{2a}^1$  (Гр<sup>2</sup>+Кор+Би<sup>2</sup>+Пл<sup>1</sup>±Шп) -  $\gamma_{2-3}^1$  (Гр<sup>2</sup>+Кор+Би<sup>2</sup>+КПШ+Кв<sup>2</sup>±Сил) -  $M_1^2$  (Би+Грф+Пл+Кв+Гр<sub>ред</sub>) -  $M_2^2$  (Гип+Пл+Кв) -  $\gamma_2^2$  (Гр<sup>3</sup>±Кор+Би<sup>3</sup>+Пл+КПШ+Кв) -  $\gamma_3^3$  (Гр<sup>3</sup>+КПШ+Кв). Три генерации граната отличаются по характеру включений (см. табл. 6), показателю преломления (Гр<sup>1</sup>:  $n = 1,788-1,790$ ; Гр<sup>2</sup>:  $n = 1,790-1,798$  и Гр<sup>3</sup>:  $n = 1,794-1,800$ ) и по колориметрическим параметрам [21].

#### Формации II тектоно-метаморфического цикла

С возрастанием степени перекристаллизации полициклические породы I-II циклов переходят в "прогрессивно" метаморфизованные формации II цикла. В общем случае трудно провести границу между этими двумя группами пород, но иногда наблюдаются очень наглядные взаимоотношения. Так, по р. Згар у пгт Литин встречены явно секущие по отношению к интенсивно дислоцированным полиметаморфическим чарнокитовым породам I цикла наложенные зоны бластомилонитизации и расланцевания, к которым приурочены графитосодержащие двупироксеновые гнейсы - характерная формация  $M_2^2$  II цикла (табл. 6, обр. 32, 33). Количество Грф увеличивается с усилением дробления. Иногда графитизация сопровождается и пиритизацией. В минералах двупироксеновых гнейсов Грф содержится уже в качестве включений.

Очень любопытная ситуация зафиксирована в обнажении у ГЭС в пгт Браилов (р. Ров): удлиненное быстро выклинивающееся тело базитов небольшой мощности (до 30 см) пересекает реликтовые ориентированные структуры во вмещающих гранитоидах (рис. 29). Подобные взаимоотношения так же, как и в ряде других случаев, заставляют серьезно задуматься о природе ксенолитов. По-видимому, среди них есть и собственно ксенолиты (с внутренними автономными структурами, срезаемыми контактами) и более поздние выделения типа шлиров, вещество которых и по типу пород и более позднему происхождению аналогично дайкам базитов. О.И.Слензак [106] рассматривал ксенолиты как полости, в которых происходит сбрасывание чуждых для породы компонентов. Приведенные выше взаимоотношения подтверждают это. Вмещающие породы представлены винницитами  $\gamma_2^1$ , а секущее тело - биотит-гиперстеновыми гнейсами с двумя генерациями Гип и Би (табл. 6, обр. 34). Секущие зоны  $S_1^2$ - $M_2^2$  обычно характеризуются залеганием  $\delta 340-345^\circ$   $\angle 75-85^\circ$ , реже -  $\delta 300$   $\angle 30^\circ$ .

В отличие от I цикла, существенно метабазитового, преимущественными формациями II цикла являются породы, бедные Са. Чаще всего это протяженные поля синорогенных гранат-биотитовых (±Кор или ±Гип)

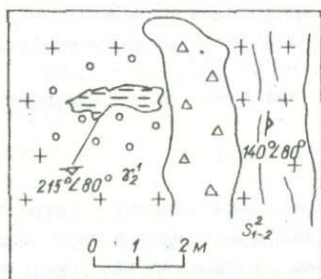
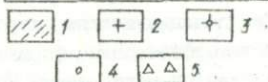
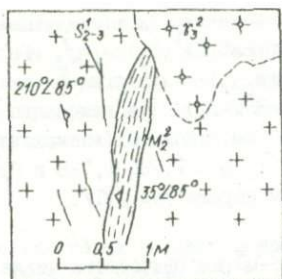


Рис. 29. Секущее положение "ксенолита" пироксенового гнейса  $M_2^2$  по отношению к реликтивным плоскостям бластомилонитизации  $S_1^1$  в биотит-гранатовых гранитоидах  $g_2^1$  (р. Ров у с. Браилов)

Породы: 1 - пироксеновый гнейс; 2 - биотит-гранатовый гранит; 3 - лейкократовые гранатовые граниты  $g_3^2$ ; 4 - вкрапленность граната; 5 - наносы. Характеристику обр. см. в табл. 6 (обр. 34)

Рис. 30. Зоны вторичного расщепления II цикла в гранитоидах  $g_2^1$  с реликтовой ориентировкой субстрата  $M_1^1-g_2a^1$  (р. Юж.Буг, с. Каменногорка).

Условные обозначения см. на рис. 29 (табл. 6, обр. 50, 73)

гранитоидов с обильными ксенолитами и останцами гнейсов  $M_{1-2}^2$  и раннеорогенных мигматитов  $g_1^2$ . В Куденском карьере (р. Юж.Буг) встречен полный набор формаций II цикла; этот разрез может служить эталоном. Карьер вскрывает ранне- и позднеорогенные гранитоиды  $g_1^2$  и  $g_2^2$ , связанные между собой постепенными переходами. В гранитоидах кроме Гр и Би встречается Кор или Гип. Вместе Гип и Кор не наблюдались. Распространение Гип не закономерное, пятнистое. Обычно там, где ксенолиты представлены гиперстеновыми гнейсами, преимущественно развиты гранатовые и безгранатовые чарнокиты; гранат-кордиеритовые гранитоиды, наоборот, больше ассоциируют с ксенолитами биотит-гранатовых плагiogнейсов  $M_1^2$ . Их характеристика дана в табл. 6 (обр. 35, 39-43). Порфиробласты Гр в гранитоидах  $g_2^1$  имеют своеобразную форму: с одной стороны, по морфологии они докинематические и иногда огибаются плоскостями  $S_1^2$ , с другой - переполнены включениями того же коричнево-красного Би, Кв, Хл, Ка и Сер. Катакlastические плоскости с мелкозернистым кварцем из вмещающей матрицы прослеживаются в глубь граната наподобие гелицитовых структур. Таким образом,

формирование порфиробластов обусловлено двумя фазами деформации и соответствующей перекристаллизации ( $D_3^2$ - $M_3^2$  ( $U_3^2$ )- базификации;  $D_4^2$ - $J_{23}^2$  - гранитизации). Порфиробласты Кор также смещаются плоскостями скольжения и в то же время залечивают их при перекристаллизации. Весьма своеобразно распространение гиперстенов: они встречаются в формации базитов  $M_2^2$  и в жильобразных выделениях позднеорогенных лейкократовых гранитов, где они ассоциируют со щелочным полевым шпатом. В то же время для гранитоидов  $J_2^2$  они не характерны.

На примере Верхнего Побужья подтверждается более меланократовый состав синорогенных гранитоидов  $J_2^2$  по сравнению с формацией  $J_1^2$  плагиогранитов и формацией  $J_3^2$  позднеорогенных гранитов. Местами в них встречаются и вообще бескварцевые обособления, обогащенные Гр, Кор, Би, Шп и Сил. Максимальная степень глиноземистой базификации наблюдается в реликтовых зонах катаклаза (табл. 6, обр. 47-48). Под микроскопом великолепно видны структуры Бл и Рс. Примечательно, что кислые минералы (Пл, Мкп) являются докинематическими, а основные - синкинематическими (Би+Грф, Прт, Мт) или посткинематическими (Гр, Кор, Шп, Сил), т.е. глиноземистая базификация шпинелевого типа, как и все остальные минеральные преобразования, контролируется дроблением. Гр<sup>2</sup> замещается Кор с включениями Шп, контролируемым  $S_3^2$ . Продукты глиноземистой базификации иногда наблюдаются в виде остатков полупереработанного субстрата в виницитах обычного типа (обр. 50). Гранат в этом субстрате образует крупные порфиробласты с включениями Би<sup>2</sup> и прожилками Би<sup>3</sup>+Ка. Кроме того, докинематические Гр<sup>1</sup> и Пл<sup>1</sup>, которые замещаются Би<sup>1</sup> (+Грф) и Шп. Отдельные зерна и краевые зоны (Гр<sup>2</sup>), наоборот, содержат включения Би, Грф и Шп, т.е. являются посткинематическими, Сил и Мт развиваются по Би, Гр<sup>2</sup> и Шп.

Примечательно, что ксенолиты шпинелевых бласокатаклазитов имеют одну ориентировку, а полосчатость вмещающих гранитоидов другую (рис. 30). В последних, во-первых, появляются плоскости Би<sup>2</sup>, в которых Би - докинематический, а Кв - посткинематический, во-вторых, значительно сильнее развита постдеформационная перекристаллизация, обусловившая массивный облик пород (обр. 44-46). В частности, посткинематическое образование Сил и Мт в меланократовых останцах  $J_{2a}^2$ , вероятно, связано уже с фазой гранитизации  $J_{23}^2$ . Один из меланократовых желваков проанализирован И.В. Лаврентьевой на микрозонде (табл. 6, обр. 49). Порфиробласты Гр<sup>2</sup> изобилуют включениями Шп, Сил, Ил и Грф. Титанистость биотита высока - от 4,1 до 6,4; железистость его во включениях ниже, чем в матрице. В кордиерите обнаружена зональность: Кор<sup>1</sup> - без включений; Кор<sup>2</sup> - с включениями Шп; Кор<sup>3</sup> - с включениями Би и рутила. Окраска шпинели колеблется от зеленой до бурой при од-

ной и той же железистости (80–81). Бурая шпинель отличается высоким содержанием  $Cr_2O_3$  (до 5,3 %), в то время как в зеленой  $Cr_2O_3$  отсутствует. Содержание  $ZnO$  в обеих разновидностях одинаковое – 1,8–1,9 %.

Вышеописанное меланократовое обособление содержится в неравномернозернистых гранитоидных породах, возникших при наложении  $Bл_1^2$  и последующей перекристаллизации  $M_2^2$  (биотитизация с  $Гр^1$ ) на неравномерно гранитизированные породы I цикла. Так же, как и в Соломирском карьере, наряду с гранитами I цикла, наблюдаются жильобразные выделения лейкократовых гранитов  $Г_3^2$ , секущих плоскости  $S_7^2$ . Примечательно, что в них уже появляется другая разновидность граната –  $Гр^3$  (округлые зерна с включениями Кв). Аналогичные включения Кв есть и в КШШ, также посткинematическом. В характере включений, следовательно, также отмечается закономерное чередование:  $Гр^1$  из  $M_1^2$  – с Кв;  $Гр^2$  из  $Г_2^2$  – с Би;  $Гр^3$  из  $Г_3^1$  – с Кв.

Естественный ряд формаций, возникающий при наложении эндогенных процессов I и II циклов в их различной комбинации можно наблюдать также в обнажениях и карьерах возле Сабаровской ГЭС. Свообразием данного участка является широкое развитие гиперстеновых гнейсов и андербит-мигматитов от катабугитов до сабаровитов [57]. Эти массивные перекристаллизованные формации  $M_2^2 - Г_2^2$  перемежаются с реликтовыми линзами и полосами бластокатаклазитов  $S_7^2 - M_1^2$ , представленными меланократовыми гранат-биотитовыми породами, в которых светлые минералы (Пл, Мкп и Кв<sup>1</sup>) являются докинематическими, подвергаются раздроблению и замещению темноцветами (табл. 6, обр. 51, 52). Гр в основном относится уже ко II циклу ( $Гр^2$ ) и отличается повышенной железистостью, но встречаются и обломки  $Гр^1$ . В подобного рода бластокатаклазитах иногда отмечаются реликты син- и позднеорогенных гранитоидов I цикла (обр. 60, 62). Собственно от I цикла сохранились только ПШ и Кв<sup>1</sup>, возможно Гип, в той или иной степени замещенный зеленым Би.

Формации  $M_2^2$  представлены довольно разнообразно: двупироксеновые гнейсы  $M_{28}^2$  (обр. 53) с графитом, диопсидовые гнейсы и известковые кальцифиры  $M_{28}^2$  (обр. 54–56). Несмотря на то, что взяты образцы из единой как будто метасоматической колонки, кальцифиры – явно вторичные по отношению к клинопироксеновым гнейсам. Можно проследить все стадии замещения МП и Пл тонкозернистым агрегатом зерен Ка, т.е. зональность не только пространственная, но и временная. Основной фон карьера создают раннеорогенные андербит-мигматиты  $Г_7^2$  (обр. 57, 58 и др.) уже без реликтов бластокатаклазированных пород I цикла  $Г_2^1 - S_7^1$ . Антипертит (Пл<sup>2</sup>), ассоциирующий с Кв<sup>2</sup>, контролируется фазой дробления  $D_2^2$ , предшествующей гранитизации (реликтовые плоскости

Бл с Кв и мирмекитом). Би и МП почти полностью вытесняются Гип. В качестве крайнего продукта этой первой раннеорогенной гранитизации (плагиигранитизации) образуются ультракислые эндербиты, названные Н.И.Безбородько [5] сабаровитами (обр. 59). Эндербит-мигматиты пересекаются ветвящимися маломощными жилами син- и позднеорогенных чарнокитов  $\gamma_{2-3}^2$  (обр. 61). Плагноклаз и биотит представлены двумя генерациями. Би<sup>1</sup> характерного красного цвета содержится в виде закономерно ориентированных мелких реликтовых вростков в крупных кристаллах сильно плеохроирующего Гип (фото 30). Морфологически подобные сростания напоминают антипертиты. Би<sup>2</sup> отличается коричневым цветом и развивается по периферии, замещая Гип. Би<sup>2</sup> связан уже с деформациями и перекристаллизациями III цикла. Наиболее наглядно это видно при наличии отдельных зон расслаивания или бластомилонитизация, контролирующей кристаллизацию Би<sup>2</sup> и наложенных на различные формации II цикла (обр. 63). При этом Би<sup>1</sup> исчезает, Гип становится реликтовым (фото 21), появляется Мт (+Ил).

По соседству с этим карьером, в 150 м ниже по течению обнажаются уже полициклические гранитоиды. В обнажении они выглядят как типичные синорогенные гранитоиды с взаимоотношениями типа "эруптивной брекчии". В отдельных ксенолитах наблюдаются фрагменты складок  $F_3^2$ , сминающих чарнокит-мигматиты  $\gamma_1^2$  с реликтовым Грф и вторичным Мт. Внутри ксенолитов встречаются даже секущие прожилки  $\gamma_3^2$ . Во вмещающих гранитоидах (обр. 65) прослеживается теневая полосчатость уже другого структурного плана, не согласующегося с внутренним строением и ориентировкой ксенолитов (рис. 31) и соответствующего, по-видимому, III циклу. Окраска Би неравномерная и промежуточная между типичными биотитами II и III циклов, т.е. данные гранитоиды следует интерпретировать как синорогенные  $\gamma_2^2$ , диафторированные в III цикле ( $M_1^3$ ).

Дальнейшее нарастание интенсивности структурной переработки и диафтореза III цикла зафиксировано в районе пгт Тывров и пгт Гнивань.

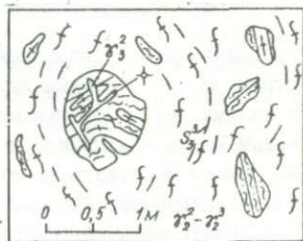
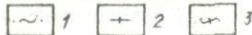


Рис. 31. Несогласное положение внутренних структур в ксенолитах и вмещающих гранитоидах  $\gamma_2^2 - \gamma_3^2$  (р. Юж.Бут, Сабаровская ГЭС).

Породы: 1 - гиперстеновые гнейсы; 2 - лейкозома эндербит-мигматитов; 3 - вмещающие гранитоиды - виннициты (табл. 6, обр. 64, 65)



В пгт Тывров обнажаются гранатые чарнокиты  $\gamma_2^2$  (обр. 66), перемежающиеся с гиперстеновыми, клинопироксеновыми гнейсами и андербит-мигматитами III цикла. Красный Би<sup>1</sup> содержится в виде реликтовых ориентированных вростков в сильно плеохрозирующем Гип. Би<sup>2</sup> (коричневый) контролируется наложенными плоскостями растрескивания  $S_7^3$  и замещает по периферии Гип. Последний замещается также псевдоморфными зернами Гр<sup>3</sup> и Мт, развивающимися по трещинам. Гр отличается высокой железистостью ( $n = 1,802-1,809$ ) и содержит мелкие включения Кв. В скиалитах субстрата (обр. 67) коричневый Би по периферии замещает Гип, а Мт образует псевдоморфозы по Грф. Здесь же встречены кальцитизированные диопсидовые породы (обр. 68), находящиеся в виде будин в гиперстеновых гнейсах и андербит-мигматитах. В резорбированных кальцитом зернах клинопироксена содержатся реликты светло-коричневого биотита, свойственного III циклу. В гниванских карьерах также иногда встречаются диопсид-скаполитовые и диопсид-скаполит-волластонитовые породы и известковые кальцифировые [58]. Они залегают в виде метасоматических гнезд и жил с извилистыми контактами и отчетливо контролируются разломными зонами III цикла (рис. 32). Вмещающие поро-

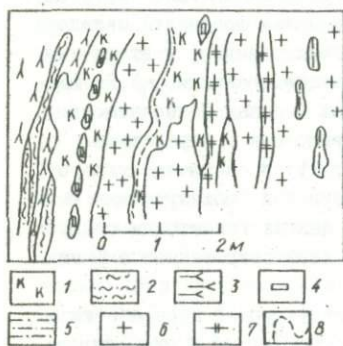


Рис. 32. Секущие жилы известковых кальцифиров  $M_{26}^3$  в blastомилонитизированных гранитоидах  $\gamma_2^2 - S_{7-2}^3$  (Гниванский карьер).

Породы: 1 - кальцифиров; 2 - гиперстеновые гнейсы; 3 - андербит-мигматиты; 4 - салит-скаполитовые породы; 5 - гранат-биотитовые плагиогнейсы; 6 - вмещающие гранат-биотитовые гранитоиды;  $\lambda$  - поздние зоны дробления  $S_7^3$  (?) (см. табл. 7, обр. 229);  $\text{K}$  - зональность в кальцифиров

ды представлены катаклазированными и blastомилонитизированными винницитами  $\gamma_2^2$  с остатками субстрата  $M_{20}^2$  и новообразованными полосами и жилами  $M_2^3$ . Обломки минералов в катаклазитах цементируются коричневым Би, а кальцифиров и скарны, замещающие их нередко по простиранию, имеют массивную текстуру. Четко выражена пространственно-временная зональность. Диопсид-кальцитовые кальцифиров, занимающие центральную часть жилы, являются самыми поздними, даже по отношению к скаполит-волластонитовым скарнам. Вариационная диаграмма [17] свиде-

тельствует о кальциево-карбонатном метасоматозе (на первой стадии фиксируется только привнос СаО, на второй - преимущественно СО<sub>2</sub>).

Виннициты в окрестностях Гнивани пересекаются отдельными зонами и полосами бластомилонитизации, к которым приурочены биотит-гиперстеновые гнейсы  $M_{2a}^3$  с двумя генерациями Гип и отдельными реликтовыми зернами Гр. Коричневый Би замещает Гип<sup>1</sup> и сам замещается Гип<sup>2</sup>, т.е. это уже базификация III цикла. И Би, и Гип<sup>2</sup> отчетливо контролируются плоскостями растрескивания  $S_7^3$  (табл. 6, обр. 72). В то же время в отдельных полосах сохранились обычные виннициты  $\gamma_2^2$ , причем здесь также представлены две последовательные стадии их формирования - глиноземистая базификация  $\gamma_{2a}^2$  и синорогенная гранитизация  $\gamma_{2b}^2$  (обр. 71). Базификаты  $\gamma_{2a}^2$  представляют собой типичные бластокатаклазиты, в которых докинематические минералы (Пл<sup>1</sup>+Гр<sup>1</sup>) цементируются синкинематическими (Би+Шп+Грф) и замещаются посткинематическими (Гр<sup>2-3</sup>+Мт). Бластомилонитизация  $S_7^2$  наложена на различные по зернистости породы: в одних случаях это первичные гранитоиды (обр. 69), в других - полупереработанные ксенолиты первичного субстрата (обр. 70). Последние особенно интересны в парагенетическом отношении. Биотит, промежуточный по окраске, выделяется по плоскостям Рс в плагиоклазе. Гранат образует неоднородные по строению посткинематические порфиробласты: Гр<sup>2</sup> содержит включения Би и Шп; Гр<sup>3</sup> окаймляет Гр<sup>2</sup> и нередко содержит мелкие включения Кв(?). С этой последней стадией, по-видимому, связано и замещение биотита силиманитом.

Расчленение гранулитовой фации, безусловно, не должно базироваться только на окраске биотита и прочих минералов. Главное - это взаимоотношения. Однако вариации окраски не случайны. Покажем это еще на нескольких примерах. В карьере с. Каменногогорка взят образец 73 лейкократового гранатового гранита  $\gamma_3^2$  из зоны с вторичными плоскостями скольжения. В шлифе видно, что по вторичным плоскостям Бл ( $S_7^3$ ) кристаллизуется коричневый Би<sup>2</sup> (Би III цикла), а красный Би<sup>1</sup> II цикла деформируется и дробится вместе с другими минералами. При этом смещение обломков по микродвижению фиксируется по завороту чешуек Би<sup>1</sup> (фото 22). Поражает подобие этих взаимоотношений ситуации, наблюдающейся вблизи сдвигов в макромасштабе (в обнажении) и в мегамасштабе (на геологической карте). Гранат в этом же лейкократовом граните представлен сложными неоднородными кристаллами, состоящими из трех генераций: Гр<sup>1</sup> - с включениями коричнево-красного Би и с унаследованной катакlastической структурой; Гр<sup>2</sup> - с включениями Мус и Ка; Гр<sup>3</sup> - с включениями красного Би, Цр и Мт. Более светлый Гр<sup>1</sup> окаймляется более темным Гр<sup>3</sup>.

Последовательные структурные и метаморфические преобразования формаций II цикла в связи с прохождением III цикла можно видеть при продвижении от с. Кудинка вниз по течению Кж.Буга до с. Лелитки. В гранитоидах  $\mathcal{J}_2^2$  Кудинского карьера в останцах чарнокит-мигматитов  $\mathcal{J}_1^2$  местами обнаруживаются складки с ОП  $\delta 160^\circ \angle 60^\circ$  и  $\angle -70^\circ \angle 45-50^\circ$ . Этот же структурный план отмечался в метабазит-чарнокитовых формациях I цикла (в районе сел Головчинцы, Требуховцы и др.), для которых он является, по всей видимости, наложенным. Северо-восточнее с. Новоконстантинов жиловобразные выделения пегматоидных гранитов и скиалиты субстрата ориентируются уже в направлении  $\delta 210-220^\circ \angle 70-80^\circ$ , которое следовательно соответствует фазе  $D_4^2 - \mathcal{J}_3^2$  позднеорогенного гранитообразования. Местами еще встречаются и реликтовые участки с первым структурным планом (с. Новая Синявка). В районе с. Думенки отмечается усиление дробления и биотитизации винницитов  $\mathcal{J}_2^2$ . Однако какая-либо структурная ориентировка не улавливается. С этим диафторезом, очевидно, связано и изменение окраски пород от зеленовато-серой до пятнистой серой или светло-серой. В шлифах видно, что Би в целом характеризуется промежуточной окраской (между коричнево-красной и коричневой), а в некоторых ксенолитах или, вернее, шлирах он уже не отличается от биотитов III цикла. Этот биотит (Би<sup>б</sup>) контролируется плоскостями растрескивания и замещает первую генерацию Гип в гиперстеновых гнейсах  $M_2^2 - M_3^3$ . Гип<sup>2</sup> развивается по Би<sup>2</sup> и нередко образует каемки вокруг Би<sup>2</sup> и Гип<sup>1</sup> (фото 23). Характерно, что во вмещающих гранитоидах и ксенолитах флогогнейсов  $M_1^2$  наблюдается еще коричнево-красный Би<sup>1</sup>.

В районе с. Чудиновцы также отмечается наличие неравномерного диафтореза, но здесь более четкие структурные соотношения. Во-первых, это пример типичных соотношений между формациями одного тектоно-метаморфического цикла (рис. 33), во-вторых, зеркало складок  $\mathcal{F}_3^2$  в крупных ксенолитах  $M_1^2 - \mathcal{J}_1^2$  соответствует раннему структурному плану ( $\delta 145^\circ \angle 60^\circ$ ), а маломощные ленты, хлопьевидные скиалиты "ксенолиты" субстрата, осевые плоскости  $\mathcal{F}_3^2$ , а также полосчатость и наложенное рассланцевание во вмещающих гранитоидах уже полностью переориентированы согласно более позднему структурному плану ( $\delta 70^\circ \angle 65-70^\circ$ ). Примечательно, что в крупных ксенолитах с реликтовой микроскладчатостью и во вмещающих гранитоидах биотит представлен первой генерацией, а в мелких шлирах, лентах, хлопьях и других - второй генерацией.

В 400 м ниже по течению от моста в с. Березна в дважды бласто-

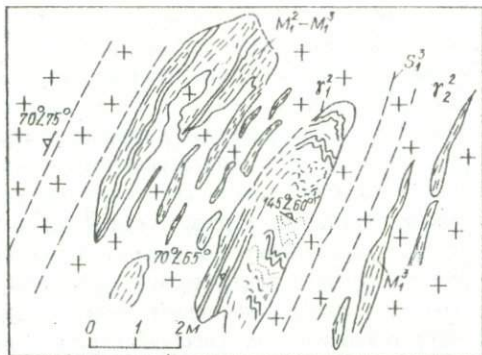


Рис. 33. Взаимоотношения формаций II цикла в зоне наложенного расщепления и диафтореза III цикла (обнажение на р. Кж. Буг у с. Чудиновца).  
Условные обозначения см. на рис. 28-29

милонитизированных винницитах  $\sigma_2^2$  ( $S_1^3 - \beta 75^\circ \angle 55^\circ$ ,  $S_2^3 - \beta 100^\circ \angle 75^\circ$ ) наподобие дайки прослеживается гривка розовых биотитовых среднезернистых гранитов  $\sigma_3^3$  с реликтовой линейностью  $\sigma 90^\circ \angle 60^\circ$  и сланцеватостью  $\beta 60^\circ \angle 55^\circ$  (табл. 6, обр. 75). Граниты выглядят свежими равномернозернистыми "магматическими" и сильно контрастируют с вмещающими blastsмилонитизированными винницитами  $\sigma_2^2$ , для которых эти структурные направления являются наложенными (обр. 74). В шлифах видно, что к плоскостям  $S_1^3$  приурочены чешуйки коричневого биотита, а к  $S_2^3$  и линейности - гранулы Кв и кристаллы Сил. В обр. 75 Би<sup>2</sup> и Сил подвергаются замещению щелочным полевым шпатом, но структурный рисунок струек силлиманита сохраняется. Синхронно с Мкп кристаллизуются и отдельные посткинematические зерна  $Gr^2$ , уже III цикла.

Такое же взаимоотношение наблюдалось и на восточной окраине с. Лелитки. Блaстoмилонитизированные гранитоиды  $\sigma_2^2 - S_1^3$  перемежаются с мелкозернистыми гранат-биотитовыми мигматитами  $M_1^2 - \sigma_1^2 - M_1^3$ , представляющими собой еще более законченные blastsмилониты, чем  $\sigma_2^2$ . Коричневый биотит отчетливо контролируется плоскостями Бл и Рс. Все остальные минералы, кроме  $Gr^2$ , докинematические (обр. 76). В шлифе видно микробудину среднезернистого гранат-биотитового гранитоида  $\sigma_2^2$  с  $Gr^1$  и коричнево-красным Би<sup>1</sup> и реликтовым графитом. Самое любопытное в данной ситуации то, что здесь не гранит пересекает мигматиты, а, наоборот, "мигматизированные" гнейсы являются вторичными, секущими по отношению к гранитоидам. В других шлифах гранитоид-

дов  $\gamma_2^2 - S_{1-2}^3$  также наблюдается неравновесное нахождение до- и пост-кинematических минералов: в матрице распространен Би<sup>1</sup>, а к  $S_{1-2}^3$  приурочены Би<sup>2</sup> и Сил, замещаемые мусковитом и речетчатим микроклином. Последнее замещение связано уже не с III, а с IV циклом, как будет показано далее. При сильно развитой микроклинизации образуются жилы лейкократовых гранитов  $\gamma_3^4$ , характеризующихся секущими контактами по отношению к вмещающим гранат-биотитовым гранитоидам  $\gamma_2^2 - S_1^3$ .

Степень бластомилонитизации и диафтореза III цикла в восточном направлении все больше увеличивается и достигает максимума в районе с. Широкая Гребля, где развиты исключительно красочные многоэтапные бластомилониты, мощность которых достигает не менее нескольких километров. По размаху тектонических движений (хрупких деформаций) и петрогенетических процессов эта зона соответствует долгоживущему глубинному разлому. Кроме вышеуказанных плоскостей  $S_1^3$  и  $S_2^3$  с Би и Сил здесь прослеживаются еще многочисленные плоскости скольжения  $S_7^4$  с Сер и тонкозернистым катакластическим Кв. Элементы залегания  $S_7^4$  довольно выдержанные -  $\beta 190-200^\circ \angle 75-80^\circ$  или  $\beta 20^\circ \angle 85-90^\circ$ . Параллельно этому направлению зафиксированы тесно сжатые складки, сминающие поздние секущие жилы лейкократовых гранитов (ОП  $F_7^4 - \beta 192^\circ \angle 87^\circ$ ). Преимущественная ориентировка  $S_1^3$  и  $S_2^3 - \beta 30-60^\circ \angle 65-90^\circ$  и  $\beta 120-140^\circ \angle 65-75^\circ$ . Вследствие пересечения этих двух направлений возникает своеобразный карандашный облик бластомилонитов с довольно выдержанной линейностью  $\beta 90^\circ \angle 60^\circ$ ;  $70^\circ \angle 68^\circ$ ;  $95^\circ \angle 78^\circ$  и т.п. Плоскости Бл и линейность соответствуют разрозненным зонам и плоскостям скольжения, прослеживавшимся ранее в винницах у сел Берзна и Лелитки. Здесь тоже, несмотря на глубину переработку первичных пород и почти полную перекристаллизацию III цикла, облик всех формаций II цикла легко узнается. Особенно наглядны позднеорогенные жилы лейкократовых гранитов, имеющих весьма своеобразный напоминающий вид. Плоскости  $S_1^3$  и  $S_2^3$  местами смяты в мелкие пологие или крутые складки  $F_7^4$  с ОП -  $210^\circ \angle 70^\circ$ ;  $205^\circ \angle 70^\circ$ ;  $220^\circ \angle 80^\circ$  и т.п. (Сандрацкая ГЭС в с. Широкая Гребля). В этом же обнажении прослеживаются и вторичные плоскости скольжения  $S_7^4$  с элементами залегания  $\beta 200^\circ \angle 75-85^\circ$ .

Таким образом, на участке Берзна - Широкая Гребля однозначно устанавливается переход структурно-метаморфического комплекса II цикла в бластомилониты-диафториты III цикла. Характерная их черта - силиманитовая минерализация. Элементы залегания плоскостных структур самые различные и как правило без перегибов или замков складок, т.е. чисто структурными методами без идентификации структурных направлений минералами, парагенезисами минералов и формациями здесь

невозможно ни правильно отразить тектоническое строение, ни установить возрастную шкалу эндогенных событий.

Трехфазные blastsмилониты  $S^3-S^4-S^5$  в карьере с. Широкая Гребля пересекаются мощными (от 1 до 20 м) ветвящимися дайками габбро-диабазов с четко прослеживающимися зонами закалки мощностью до 0,5 м, которые относятся уже к  $\bar{V}$  циклу (их характеристика дана в соответствующем разделе).

Остановимся несколько подробнее на парагенезисах минералов blastsмилонитов  $S^3-S^4$  (фото 24). От исходных формаций  $\bar{II}$  цикла сохраняются округлые "окатыши"  $\text{Prl}$  и раздробленные зерна  $\text{Gr}^1$  ( $n = 1,790-1,794$ ) (см. табл. 6, обр. 77-82). Отдельные обломки  $\text{Gr}^1$  нередко сменяются и огибаются плоскостями  $S_{1-2}^3$  -  $\text{Bi}^3$  и  $\text{Sil}$ .  $\text{Gr}^2$  развивается по  $\text{Bi}^3$  и  $\text{Sil}$  и содержит их включения. Иногда  $\text{Gr}^2$ , наследуя плоскости  $\text{Bl}_{1-2}^3$ , огибает раздробленные зерна  $\text{Gr}^1$ . В то же время есть blastsмилониты, в которых  $\text{Gr}^2$  отсутствует. В отдельных случаях мелкие зерна  $\text{Gr}^2$  наследуют удлиненно-призматическую форму  $\text{Sil}$ . Диапазон колебаний показателя преломления  $\text{Gr}^2$  ( $n = 1,796-1,800$ ) и его химический состав ( $\gamma = 78-80$ ) хорошо соответствуют гранулитам из чудново-бердичевских гранитов и других типичных формаций  $\bar{III}$  цикла (табл. 6, обр. 77, 96 и др.). В blastsмилонитизированных лейкократовых гранитах часто наблюдается замещение  $S_{1-2}^3$  с  $\text{Bi}^3$  и  $\text{Sil}$  беспорядочно ориентированными посткинematическими зернами максимального решетчатого  $\text{Mi}$  с примесью  $\text{Muc}$  и  $\text{Gr}^3$ . Этот гранат образует мелкие идиоморфные посткинematические кристаллики, также "съедающие"  $S_{1-2}^{3-4}$ . Показатель преломления его еще выше ( $n = 1,805-1,810$ ). И, наконец, четвертая модификация граната обнаружена в связи с blastsмилонитами  $\bar{V}$  цикла, ассоциирующими с вышеуказанными дайками габбро-диабазов. Показатель преломления этого граната еще выше ( $n = 1,812-1,815$ ). Все три или даже четыре модификации граната могут быть встречены в одном образце. Так, в обр. 80-82 blastsмилонитизированного лейкократового гранита в небольшом меланократовом обособлении встречены раздробленные порфиробласты  $\text{Gr}^1$  и новообразованные удлиненные зерна  $\text{Gr}^2$ , а в лейкограните - идиоморфные кристаллики  $\text{Gr}^3$ . Все три генерации подтверждены показателями преломления и колориметрическими параметрами. Даже невооруженным глазом видно, что для  $\text{Gr}^1$  характерны лиловые или сиреневые тона, а для  $\text{Gr}^3$  - вишнево-красные. Изменение окраски ( $\lambda_k$ ) гранатов связано с увеличением концентрации центров переноса заряда  $d^2 - f_2^{3+} [21]$ . Относительные ошибки в измерении  $n_D$  исключаются, так как выводы делались по окраске фокальных каемок в одной и той же жидкости. В связи с сохранностью разных генераций граната и существованием зональности

одного этапа (зональности роста) обычно отмечаются значительные колебания показателя преломления в одном образце (до 0,010–0,016). При этом для корреляции различных комплексов более пригоден верхний предел.

#### Формации III тектоно-метаморфического цикла

В направлении на северо-восток полициклические формации II–III циклов (в районе сел Чудиновцы – Лелитки) сменяются уже более-менее однозначными формациями III цикла. Переходная зона осложнена еще деформациями и перекристаллизациями IV и V циклов, подобно зонам долгоживущих глубинных разломов (с. Широкая Гребля и т.п.). Почти полный набор формаций III цикла наблюдается у с. Педынка по р. Случь, причем реликтовые парагенезисы позволяют увязать эти данные с описанными полиметаморфическими породами II–III циклов. Здесь обнажается почти не затронутый наложенными процессами и бластомилонитизацией комплекс полимигматизированных гранат-биотитовых гнейсов с остатками субстрата и секущими жилами лейкократовых гранатсодержащих гранитов. В 7–8 км на северо-запад в окрестностях пгт Любар наблюдаются уже типичные чудново-бердичевские граниты (табл. 6, обр. 83–87). В юго-западном направлении комплекс пород III цикла подвергается наложенной складчатости и бластомилонитизации IV цикла, в результате чего полностью меняются облик и простираение пород (рис. 34). Смяты в складки и местами будинированы секущие жилы лейкократовых гранатсодержащих гранитов. Промежуточную степень деформации можно видеть в с. Проваловка, где отмечаются старое направление полосчатости и новая поперечная складчатость, сопровождаемая расланцеванием, параллельным осевой поверхности складок. Дальше в направлении на юго-запад зона бластомилонитизированных пород прослеживается вк্রেсть простираения до г. Староконстантинов, что составляет около 30 км. Однако, как выяснилось, в этой зоне проявлены несколько фаз разновозрастных деформаций.

В районе с. Педынка залегание пород определяет реликтовая Бл<sub>1</sub> с красновато-коричневым Би, съедаемая посткинematической кристаллизацией Пл и Gr<sup>1</sup>. В послыдно-секущих жилах послескладчатых лейкократовых гранитов в агрегате посткинematического микроклин-микропертита обнаруживается реликтовая бластомилонитизация, контролирующая образование Сил, наполовину замещенного бесцветным Хл и Мт. Зона бластомилонитизации, обнаруженная в с. Коржевка, характеризуется сильным катаклизмом с плоскостями скольжения, к которым приурочены выделения тонкочешуйчатого зеленого Би<sup>3</sup>. Коричневый Би и реликтовые зерна Кор замещаются зеленым Би и Анд (табл. 6, обр. 101–103, 107).

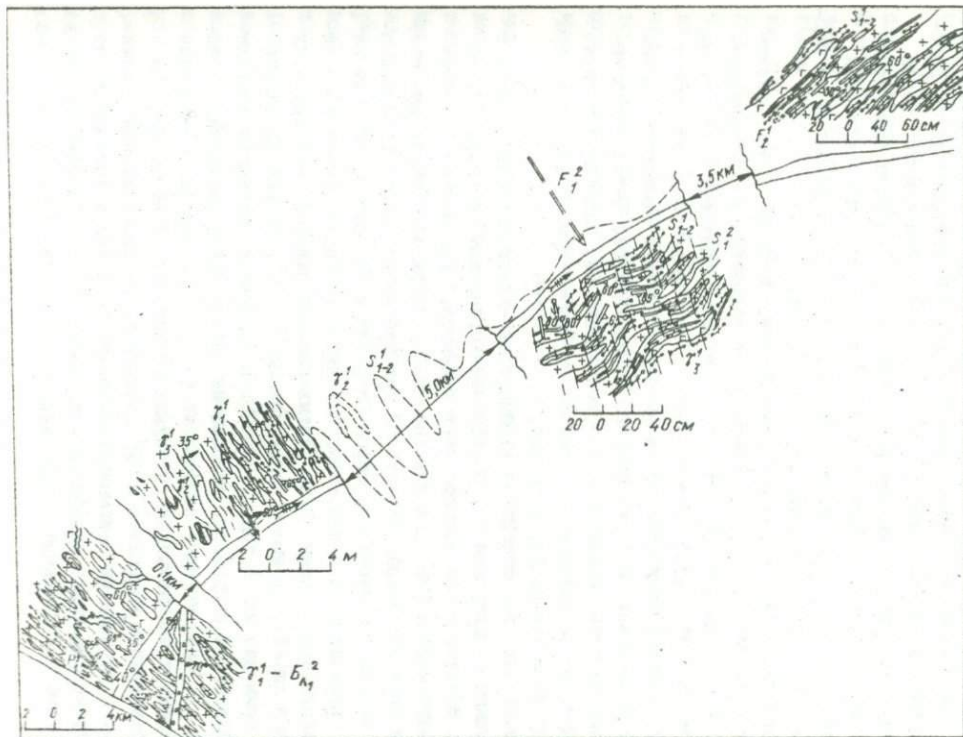
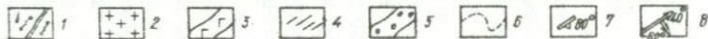


Рис. 34. Наложение складчатости и бластомилонитизации IV цикла на полимитизированные гранаты и биотитовые граниты III цикла.

Породы: 1 - мигматизированные гранат-биотитовые гнейсы; 2 - синорогенные гранитоиды  $\delta^2$ ; 3 - жилы позднеорогенных гранитов  $\delta^3$ ; 4 - наложенное расланцевание  $S_1^4$ ; 5 - секущие зоны обрекчирования; 6 - предполагаемое залегание полосчатости  $S_{1-2}^3$ ; 7 - элементы залегания полосчатости и сланцеватости; 8 - направление шарниров и осевых плоскостей складок (табл. 6, обр. 101-109). Индекс 1 - III цикл; 2 - IV цикл.



В целом перекристаллизация выражена слабо (преобладает дробление).

Типичные формации III цикла отмечены на площади развития классических чудново-бердичевских гранитов. Они включают в себя полный набор формаций структурно-метаморфического комплекса (см. табл. 6, обр. 88-100).

Формация  $M_1$ , как обычно, представлена гранат-биотитовыми плагиогнейсами с двумя генерациями граната, только вместо коричнево-красного биотита II цикла ( $Bi^1$ ) здесь наблюдается коричневый биотит III цикла ( $Bi^2$ ). Следует обратить внимание на наличие Грф, который на других участках не характерен для III цикла.  $Bi^2$  контролируется плоскостями  $Bl^3$ , и вместе с Грф по  $S_7^3$  огибают корродированные зерна  $Gr^1$ , содержащие иногда мелкие включения Кв.  $Gr^1$  местами замещается  $Bi^2$ , а  $Gr^2$  обрастает обломки  $Gr^1$  и, наоборот, содержит включения  $Bi^2$  (табл. 6, обр. 88-89 и др.). Иногда  $Gr^1$  и  $Gr^2$  отличаются по морфологии:  $Gr^1$  - изометричный;  $Gr^2$  - уплощенный.

Формации серии  $M_2^2$  более разнообразны. Во-первых, это биотит-гиперстеновые гнейсы  $M_{2a}^2$  с неравномерно развитой куммингтонитизацией от чисто гиперстеновых до биотит-куммингтонитовых с реликтами Гип (обр. 90, 91 и др.). Биотит имеет в них оранжево-коричневую окраску, заметно отличаясь от коричневого биотита вмещающих гранитоидов. По составу он также намного магнизиальнее. Четко проявленная сланцеватость, выраженная в ориентировке Би, наследуется также Гип и Кум, развивающимся по схеме Би → Гип → Кум. В частности Кум образует каемки и по Би, и по Гип.

Во-вторых, это массивные куммингтонит-плагиоклазовые породы с реликтовыми структурами Рс, с оранжево-коричневым Би (обр. 92, 93 и др.). Местами в них присутствуют реликтовые Гип и очень светлая зеленовато-желтая Рог. Для них характерна пойкилобластовая или пойкилоофитовая структура, по которой они напоминают дайки габбро-диабазов. Местами по периферии зерен  $Bi^1$ , Гип и Кум развит зеленый  $Bi^2$ . Весьма примечательна в некоторых случаях серповидная форма ксенолитов, напоминающая замки тесно сжатых лежащих складок. Шарниры этих складок и линейность имеют залегание  $220^\circ \angle 18^\circ$ , осевые плоскости падают примерно на КВ под  $\angle 30-40^\circ$ . В отдельных случаях в ксенолитах наблюдаются структуры, похожие на коаксиальное наложение складчатости. В более крупных ксенолитах нередко отмечается чередование сланцеватых и массивных биотит-куммингтонитовых гнейсов. Судя по взаимоотношениям минералов и  $S_7^3$ , массивные разности замещают сланцеватые. В ассоциации с куммингтонитовыми гнейсами в ксенолитах из  $I_2^3$  встречаются также антофиллитсодержащие породы (Гип+Ант+Би+Пл+Кв).  
Весьма оригинальная биотитизированная порода  $M_2^4$  (?) встречена

на контакте ксенолита магнезиального кальцифира. В агрегатах чешуек зеленовато-коричневого Би<sup>2</sup> расположены посткинematические зерна Гип, замещаемого светло-зеленой Рог и затем Кум, отдельные реликтовые чешуйки коричнево-красного Би<sup>1</sup> и вторичные обособления светло-зеленого Би<sup>3</sup>. Наблюдается повышенное содержание Ап. Вероятнее всего эта фаза деформаций и сопровождающая ее биотитизация связаны с IV циклом. Не исключено, что вся куммингтонитизация во всех ксенолитах и во всех ее проявлениях относится к IV циклу, так же как и явно вторичные плоскости  $S_2^4$  с андалузитом во вмещающих гранитоидах. Оба эти минерала идентифицируют фациальную серию пониженных давлений.

К группе формаций  $M_{25}^3$  отнесены перемежающиеся массивные и сланцеватые амфиболиты (первые более поздние) (см. табл. 6, обр. 86, 87). В массивных агрегатах светло-зеленой Рог наблюдаются реликтовые зерна коричневого или темно-коричневого Би<sup>2</sup>, Пл и Кв и даже микроостанцы биотитовых и биотит-роговообманковых бластомилонитов (участки, где еще хорошо видны плоскости Бл и Рс, залеченные Би<sup>2</sup> и затем Рог). Куммингтонит распространен неравномерно и развивается по Рог. С той же магнезиально-кальциевой базификацией связано формирование диопсидовых пород и известковых кальцифириров. Весьма любопытно наличие в агрегатах Ди единичных реликтовых чешуек красновато-коричневого биотита и неравномерное (метасоматическое) развитие диопсидизации, вследствие чего остаются отдельные крупные зерна Пл, замещаемые Ка и Ск. Впоследствии Ск замещается глинистыми минералами.

Раннеорогенные полосчатые мигматиты  $M_1^3 - J_2^3$  встречаются реже, чем плагиогнейсы (обр. 94). Полосчатость мигматизации позволяет уловить мелкую складчатость, предшествующую синорогенному гранитообразованию (см. рис. 33). Но наиболее интересными и полиметаморфическими являются сами вмещающие биотит-гранатовые гранитоиды чудново-бердичевского типа  $J_2^3$ , столь подробно и противоречиво описанные в литературе [82, 90, 129]. В большинстве случаев это довольно меланократовые равномернозернистые средне- и крупнозернистые породы массивной текстуры, сложенные главным образом Пл, Кв, Би и Гр и неравномерно распределенными Кор и КПш (табл. 6, обр. 95-97 и др.). В структурном отношении следует отметить наличие как различно ориентированных ксенолитов, указывающих на перемещение материала, так и присутствие отдельных хлопьев, лент и реликтов складок (серповидные ксенолиты), указывающих на автохтонное происхождение. При этом меланократовые реститы типа скиалитов и хлопьев оказываются, как правило, по структурно-метаморфическим критериям более поздними и более диафорическими, чем ксенолиты в "эруптивной брекчии" со сложной внутренней складчатой структурой. Мало того, на контактах  $M_1^3$  и  $J_2^3$  в "ксеноли-

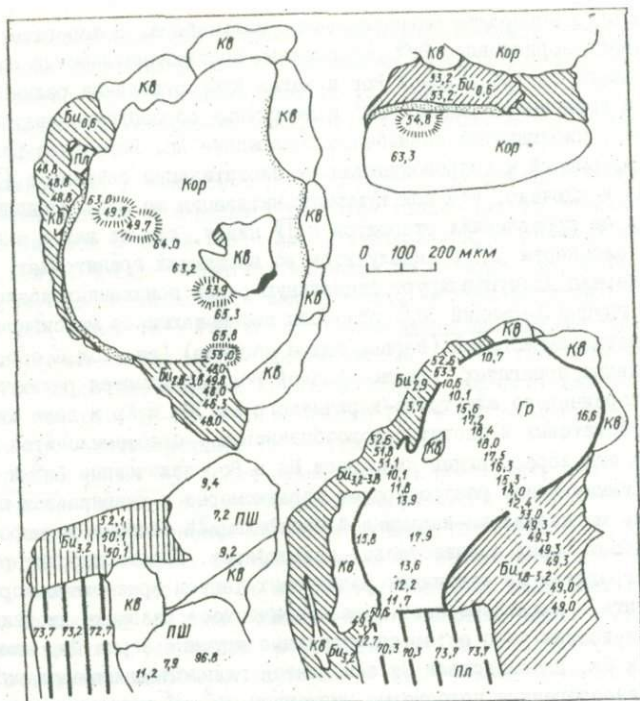


Рис. 35. Микрозондовые данные по шлиту 96 (табл. 6) (Железовский карьер).  
Обозначения см. на рис. 13

тах" биотит часто бывает менее красным (менее титанистым), а гранат более железистым. Например, в мелкозернистых гнейсах (обр. 89) показатель преломления Гр равен 1,796–1,798, а во вмещающих лейкократовых гранитоидах  $\gamma_2^2$  (обр. 100) крупные порфиробласты Гр дают  $\gamma = 1,788-1,793$ . При этом крупные зерна Гр, как правило, обнаруживают сложное неоднородное строение. Гр<sup>2</sup> по показателю преломления соответствует Гр гнейсов, а Гр<sup>1</sup> гранату винницитов – синорогенных гранитоидов предыдущего цикла. Подобные противоречивые взаимоотношения между гранитоидами и "ксенолитами" можно объяснить только тем, что впечатление секущего контакта создается преобладающей кварц-полевошпатовой массой, действительно более поздней. Гранаты в значительной степени являются реликтивными и вероятно сохранились от бывших ранее здесь винницитов  $\gamma_2^2$ . Количество ксенолитов в  $\gamma_2^3$  все-таки гораздо меньше, чем в  $\gamma_2^2$ , а в более поздних житомирских гранитах их еще меньше.

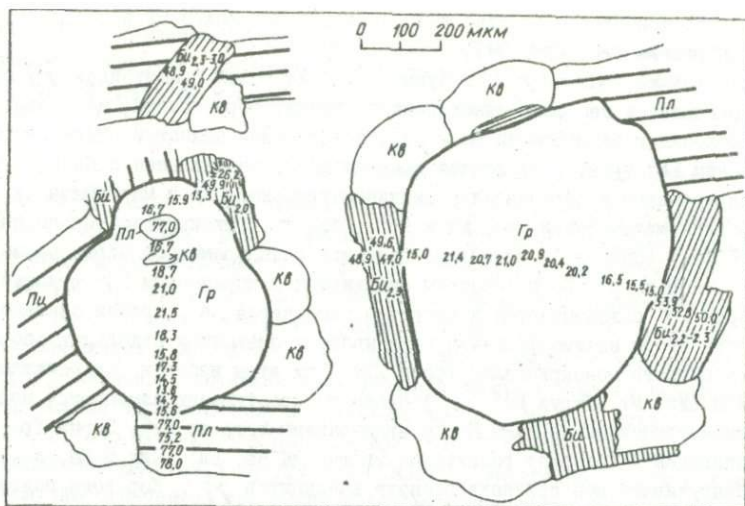


Рис. 36. Микрзондовые данные по шлифу 97 (табл. 6).  
Обозначения см. на рис. 13

Данные микрзондовых исследований (обр. 96) свидетельствуют о больших колебаниях состава граната ( $f$  от 79 до 89) и хорошо выраженной регрессивной зональности (рис. 35-36), но эта зональность похожа на зональность одного этапа, т.е. все стадии роста, измеренные на микрзонде, видимо, соответствуют второй модификации граната или собственно гранату чудново-бердичевских гранитов. Плаггиоклаз имеет достаточно стабильный состав ( $N = 26,3-29,7$ ), щелочной полевошпат представлен зернами с микроклиновой решеткой (но не с максимальной, как в ралакививидных гранитоидах), шнурообразным пертитом. Состав матрицы КПШ колеблется от 7,2 до 11,2  $N_{Na}$ , в пертитах был сделан только один замер с  $N_{Na} = 96,8$ .  $N_{Na}^{Gr}$  к контакту с Би понижаются сильнее, чем к контакту с Кв. Кор по трещинам и краям зерен на 20-40 % замещен изотропным материалом, в ассоциации с которым часто встречаются зеленый Би, Фи и Анд, реже Мус. Зеленый биотит (Би<sup>3</sup>) - безтитанистая и существенно магниальная модификация.  $N_{Mg}^{Kop}$  в неизменных местах колеблется незначительно ( $N_{Mg}^{Kop} = 63-65,8$ ). Состав Би<sup>1</sup> и Би<sup>2</sup> характеризуется большим диапазоном изменения титаниости (0-3,8 %  $TiO_2$ ) и слабым по магниальности ( $X_{Mg}^{Bi} = 48-53,2$ ). Фи вместе с Би оконтуривает крупные зерна КПШ и Пл. Мус представлен хорошо выраженными посткинematическими пластинами. Минерализация Би<sup>3</sup>, Фи<sup>2</sup>, Анд и Мус собственно относится уже к стадии диафореза IV цик-

ла, что наиболее отчетливо было показано в наложенной зоне Бл у с. Коржевка (см. рис. 34).

Так же, как в  $\mathcal{J}_2^2$ , в чудново-бердичевских гранитоидах  $\mathcal{J}_2^3$  обнаруживаются две фазы синорогенного гранитообразования: а) стадия дробления и базификации—Бл и Рс с заполнением полостей синкинематическим Би<sup>2</sup> ( $\pm$ Гр<sup>ф</sup>); б) стадия гранитизации, сопряженная с Бл и Рс и сопровождаемая образованием синкинематического Кв и мirmekита и посткинематическими Анп, Ми и Гр<sup>2</sup>. Образцы, фиксирующие только первую фазу (обр. 98) позволяют выяснить разновременное образование Гр<sup>1</sup>, Кор и Гр<sup>2</sup>. По плоскостям скольжения с коричневым Би<sup>2</sup> крупные зерна Гр<sup>1</sup> разламываются и частично замещаются Би<sup>2</sup>, причем однозначность этого взаимоотношения доказывается смещением отдельных обломков бывшего монокристалла (фото 25). При этом избыток Fe осаждается в виде Мт. Струи Би<sup>2</sup> ( $S^3$ ) прямо по простиранию замещаются посткинематическими зернами Кор с включениями того же Би<sup>2</sup>. Зерна Гр<sup>1</sup> неоднородны и содержат реликтовые включения Кв, Би<sup>1</sup>, Сил и Ка, т.е. обнаруживают все признаки граната винницитов  $\mathcal{J}_2^2$ . Кор тоже подвергается дроблению, но цементируется уже зеленым Би<sup>3</sup> с последующим замещением Анд и Мт, Мус, Сп и Ка, Ми и Кв<sup>2</sup>. Серия замещений минералов после Кор значительно сильнее выражена в образцах, фиксирующих стадию гранитизации (обр. 99-100 и др.). Это как правило более перекристаллизованные и лейкократовые породы, но тем не менее в них тоже обнаруживаются и реликтовые плоскости  $\delta^3$  с Би<sup>2</sup> и  $\delta^3$  с Кв<sup>2</sup>. Примечательно, что уже в обнажении иногда видны каемки Кор вокруг Гр<sup>1</sup>. В этих образцах уже кроме Гр<sup>1</sup> присутствует и Гр<sup>2</sup>, округлые кристаллы которого приурочены к реликтовым плоскостям  $S^3$ , залеченным Кв, Пл и Ми. Иногда встречаются сложно построенные, неоднородно зональные порфиробласты. Ядро с включениями Би (Гр<sup>1</sup>) обрастает каймой с включениями Кв (Гр<sup>2</sup>). В Гр<sup>2</sup> в качестве включений наблюдаются зональные цирконы, а к Би<sup>2</sup> приурочен мелкий циркон с пятнистой окраской. В фазу  $\mathcal{J}_2^3$  циркон зачастую замещается Мт в виде каемок и псевдоморфно. Уже в обнажении видно, что лейкократовые разности  $\mathcal{J}_2^2$ , залегающая в виде жиллообразных секущих выделений, являются более поздними по отношению к  $\mathcal{J}_2^2$ . В шлифе 99 обнаружены также отдельные секущие плоскости Би, контролирующие образование коричнево-черного Би (Би<sup>4</sup>), Ми и Кв. Это уже признаки эндогенных событий, связанных с этапом формирования рапакививидных гранитов  $\mathcal{J}_2^7$ . Общая последовательность возникновения минералов установлена в следующем виде: (Кв<sup>1</sup>+Пл<sup>1</sup>+Цр<sup>1</sup>) - (Би<sup>1</sup>+Сил<sup>1</sup>) - Гр<sup>1</sup> - (Би<sup>2</sup>+Мт) - (Цр<sup>2</sup>+Мт<sup>2</sup>) - Кор - (Пл<sup>2</sup>+Ми<sup>1</sup>+Кв<sup>2</sup>+Гр<sup>2</sup>) - Би<sup>3</sup> - (Анд+Мт<sup>3</sup>) - Би<sup>4</sup> - (Ми<sup>2</sup>+Кв).

И, наконец, типичными представителями формации позднеорогенных

гранитов  $\gamma_3^3$  являются секущие жилы лейкогранитов, перматитовидных гранитов и перматитов, наблюдающиеся в Железевском и других карьерах на площади развития чудново-бердичевских гранитов.

#### Формации $\overline{IV}$ тектонно-метаморфического цикла

Формации  $\overline{IV}$  цикла не наблюдаются в таком самостоятельном и полном объеме, как формации  $\overline{II}$  и  $\overline{III}$  циклов. Они представлены мощными толщами blastsмилонитов-диафторитов, в которых минералы  $\overline{IV}$  цикла (зеленый Би, Мус, Сер, Кор, Анд и др.) являются вторичными синкинематическими, но в то же время исходные породы, подвергающиеся Бл, в основном еще сохранились (чаще всего это структурно-метаморфические комплексы  $\overline{II}$  и  $\overline{III}$  циклов, включающие весь набор формации). В итоге возникли своеобразные неравновесные полициклические породы  $\overline{III}$ - $\overline{IV}$  циклов (табл. 6, обр. 101-107) и  $\overline{II}$ - $\overline{IV}$  циклов (обр. 108-109). Аналогичная ситуация наблюдается и на участке "Днестр". Интересно, что и в данном случае отмечается две волны blastsмилонитизации: 1) с возникновением плоскостей скольжения, сопровождающихся кристаллизацией зеленого биотита ( $S_1^4$ ) или blastsмилонитизация - базификация (обр. 107); 2) дробление, сопровождающееся окварцеванием (обр. 108 и др.) -  $S_2^4$ . Однако чаще всего в той или иной степени развиты обе фазы. При этом и в обнажении и под микроскопом иногда видны удивительно красочные картины будинажа, вращения обломков и взаимного пересечения плоскостей  $S_1^4$  и  $S_2^4$ . Наиболее наглядно процесс наложения blastsмилонитизации и складчатости на все ингредиенты структурно-метаморфического комплекса проявился в районе с. Коржевка (см. рис. 34). Эта зона ( $\angle 40-60^\circ \angle 50-65^\circ$ ) прослеживается вкост простираания по отдельным обнажениям не менее, чем на 15-20 км (от с. Коржевка до с. Самчики).

В долгоживущей тектонической зоне у с. Широкая Гребля установлены кроме преимущественной blastsмилонитизации  $\overline{III}$  цикла наложенные зоны складчатости, blastsмилонитизации и отдельные плоскости скольжения  $\overline{IV}$  цикла с элементами залегания  $\angle 190-200^\circ \angle 78-90^\circ$  или  $\angle 20^\circ \angle 85^\circ$ . В зонах складчатости  $F^4$  сминаются все другие структурные элементы, в том числе секущие жилы самых поздних лейкократовых гранитов и плоскости Бл  $\overline{III}$  цикла -  $S_{1-2}^3$ , контролирующие образование коричневого Би<sup>3</sup> и Сил. Складки иногда тесно сжатые, близкие к изоклиналим, высотой до 1,5 м, шириной от 0,1 до 1,5 м. Осевые плоскости складок совпадают с указанным выше направлением Бл ( $\angle 190-200^\circ \angle 80-90^\circ$ ). Шарниры  $F_4$  ( $170^\circ \angle 75^\circ$ ;  $175^\circ \angle 78^\circ$ ;  $175^\circ \angle 85^\circ$ ;  $150^\circ \angle 60^\circ$ ;  $165^\circ \angle 75^\circ$  и  $150^\circ \angle 75^\circ$ ) отражают сложное неоднородное

строение толщи бластомилонитов  $S_{7-2}^3$ , подвергающихся складчатости.

В парагенетическом отношении характерно синкинематическое развитие тонкозернистого  $Kв^2$ , Сер, Фи, зеленого  $Би^4$ . Дроблению подвергаются все остальные минералы, в том числе  $Ми^1$  (табл. 6, обр. 108). При дальнейшей перекристаллизации эти катаклазиты замещаются массивными посткинематическими агрегатами максимально решетчатого микроклина ( $Ми^2$ ) с примесью мусковита и отдельными кристаллами высокожелезистого граната ( $n = 1,812-1,814$ ). При этом кроме отдельных полосок, перемежающихся с бластомилонитами, возникают и жилы микроклиновых лейкократовых гранитов (как, например, в с. Лелитки, см. обр. 76), а, возможно и крупные массивы. Мелкие зерна решетчатого  $Ми^2$  окружают часто в виде каймы бывшие порфирокласты микропертига -  $Ми^1$ .

Небольшое проявление минерализации  $\overline{IV}$  цикла развито регионально и вне зон явно наложенной бластомилонитизации. Особенно это хорошо видно по продуктам разложения кордиерита в гранитоидах  $1-2-3$ . Зеленый биотит ( $Би^3$ ) обычно ассоциирует с пинитом и мусковитом и взаимоотношения между ними бывает различными (сосуществование, замещение  $Би^3$  мусковитом и, наоборот).  $Ми$  залечивает плоскости  $Бл$  с  $Би^3$  и  $Мус$  и иногда образует каемки вокруг этих минералов.

Характерные признаки парагенезисов минералов  $\overline{IV}$  цикла - это существенно магнезиальный состав темноцветных минералов ( $Би^3$ ), низкий уровень метаморфизма, отвечающий биотит-мусковитовой субфации эпидот-амфиболитовой фации, неустойчивость Гип и Кор и распространение Анд (+Фи) вместо Сил, встречающегося в зонах деформации-перекристаллизации  $\overline{II}$ ,  $\overline{III}$  и  $\overline{V}$  циклов. Присутствие Анд указывает на пониженные давления или на высокоградиентную фациальную серию. Всем этим признакам ассоциаций "метапелитов" соответствуют куммингтонитовые и куммингтонитизированные парагенезисы основных пород, найденных в качестве ксенолитов в чудново-бердичевских гранитах  $1-2$  (табл. 6, обр. 87, 92 и др.), т.е. мы опять сталкиваемся с уже указанным явлением: наряду с существованием древних ксенолитов и останцов, в синорогенных гранитоидах часто встречаются удлиненные полосы, ленты или похожие на ксенолиты округлые выделения, которые следует рассматривать как шпильки - небольшие проявления базификации следующего цикла, по положению соответствующие дайкам базитов. Тогда куммингтонит-плагиоклазовые породы с массивной текстурой и габбро-диабазовой структурой (обр. 93) больше всего соответствуют прогрессивным формациям  $M_{20}^4$   $\overline{IV}$  цикла. Характерно, что Рог в них так же, как и  $Би^3$ , имеет очень светлую желтовато-зеленую окраску.  $Би^3$ , судя по

показателям преломления и микронзондовым данным (рис. 33-35), является существенно магнезиальным и беститанистым.

Плохая сохранность формаций  $\bar{I}V$  цикла вероятнее всего связана с низким уровнем их метаморфизма, по отношению к которому последующие метаморфически-метасоматические превращения были более высокотемпературными, прогрессивными. В районе г. Новоград-Волынский и других районах развития тетереvской серии ( $M_1^5$ ), похоже, наблюдаются реликтовые парагенезисы  $\bar{I}V$  цикла.

#### Формации $\bar{V}$ тектонно-метаморфического цикла

Типичные формации  $\bar{V}$  цикла наблюдаются на площади развития тетереvской серии и гранитов житомирского типа. В районе пгт Чуднов - с. Ольшанка отмечаются только отголоски этого цикла, но так как здесь они выявлены на площади развития гранулитовой фации и никем не выделяются, то тоже требуют аргументированного рассмотрения. В указанном районе обнаружен оригинальный комплекс пород, включающий полный набор формаций тектонно-метаморфического цикла. Основной фон пород составляют массивные среднезернистые гранат-биотитовые гранитоиды. По сравнению с жежелевскими гранитоидами и тем более винницитами они обеднены гранатом. В одних участках ни в ксенолитах, ни в гранитоидах нет граната (только Би), в других он присутствует только в жилообразных выделениях ортотектитов и перматитовых гранитах, в третьих - он есть и в субстрате, и в  $\gamma_2^{3-5}$ . Гранитоиды содержат различно ориентированные ксенолиты  $M_{1-2}^{4-5}$  и  $\delta_1^5$  (табл. 6, обр. 110-118). Размеры ксенолитов от 20 см до 1 м. Местами в них наблюдается внутренняя микроскладчатость  $F_3^5$ , деформирующая мигматизированные биотитовые и гранат-биотитовые гнейсы  $M_{1-2}^{5-7}$ . Взаимотношения обычные для синорогенных гранитоидов, но ксенолитов меньше, чем в  $\gamma_2^2$  и  $\gamma_2^3$ ; повсеместно наблюдается  $M_{вт}$ .

Уже при таком беглом рассмотрении видно, что чудновские граниты занимают промежуточное положение между гранитоидами типа жежелевских и житомирскими. Местами прослеживаются наложенные зоны рассланцевания  $\angle 40^\circ (220^\circ) \angle 80-90^\circ$ . Такое же структурное направление ( $\angle 40-60^\circ \angle 45-65^\circ$ ) в житомирских гранитах (ст. Полонное) является реликтовым. Это первый факт о перекристаллизации гранитоидов  $\gamma_2^3$  в  $\gamma_3^5$ . Остальное выясняется из микроскопических структурно-метаморфических наблюдений. И в "ксенолитах", и во вмещающих чудновских гранитах  $\gamma_2^5$  (обр. 116-118) Би отчетливо приурочен к вторичным плоскостям Бл и Рс. Он имеет своеобразный зеленовато-коричневый (землистый) или оранжево-коричневый цвет, отличный от биотитов

II, III и IV циклов. В гранитоидах присутствуют только отдельные реликтовые зерна Гр, замещенные Би<sup>4</sup>, Пл и Кв, — это Гр<sup>1</sup>, оставшийся, по-видимому, от гранитоидов  $\tau_2^3$ . В Жежелевском карьере подобный землистый Би<sup>4</sup> был обнаружен в виде каемок вокруг Мус<sup>1</sup> и второй генерации граната (Гр<sup>2</sup>) с реликтами зеленого Би<sup>3</sup>. Этим устанавливается возрастное положение землистого биотита — этап базификации после позднеорогенного гранитообразования  $\tau_3^3$  и после  $S_{f-2}^4$ . Так как Би<sup>4</sup> обнаружен в формации  $M_7$ , он не может быть в том же IV цикле, а знаменует начало нового. К новому циклу относится также, по-видимому, Ми, образующий каемки вокруг Би<sup>3</sup> и Мус<sup>1</sup>. И еще один факт. Весь структурный облик гранитоидов пгт Чуднов, в частности постоянное наличие Мус и характерные поздние каемки Мус<sup>2</sup> и Ми вокруг того же зеленовато-коричневого или оранжево-коричневого Би<sup>4</sup>, соответствует житомирским гранитам (г. Полонное, пгт Мирополь, г. Новоград-Волынский и т.п.). При этом в тетеревской серии и связанных с ними житомирских гранитах также обнаруживаются двойственные соотношения Би<sup>4</sup> и Мус. С одной стороны, отмечается замещение Мус<sup>1</sup> → Би<sup>4</sup> (фото 26) и, с другой — каемки Мус<sup>2</sup> вокруг Би<sup>4</sup> (г. Новоград-Волынский, с. Ленино на р. Тетерев и др.).

Есть некоторое своеобразие и в формациях  $M_{7-2}^5$  (ксенолиты в чудновских гранитах). Формация  $M_7^5$  представлена двумя разновидностями (табл. 6, обр. 110–112). Для гранат-биотитовых плаггиогнейсов характерны четко выраженные структуры растрескивания (Би<sup>4</sup> как бы цементирует зерна Пл и Кв). Плоскости  $S_7^5$  с Би<sup>4</sup> огибают остатки корродированных плагиоклазов зерен Гр<sup>1</sup> с включениями Кв и сами замещаются Гр<sup>2</sup> с включениями Би<sup>4</sup>. Гр<sup>2</sup>, наследуя структуры Рс, часто имеет уплощенную форму или окаймляет Гр<sup>1</sup>. Биотит-гранат-кордиеритовые плаггиогнейсы более раскристаллизованы. Ориентировка Би<sup>4</sup> воспринимается уже как сланцеватость, т.е. плоскости Бл и Рс уже затусованы кварц-плагиоклазовой перекристаллизацией. Характерно, что чешуйки Би огибают раздробленные зерна Гр<sup>1</sup> и замещаются беспорядочно ориентированными (посткинематическими) зернами Кор, Пл и Кв. В Кор местами сохраняются дефекты структуры, трещины спайности и реликтовые плеохроирующие пятна ("плеохроичные дворики без включений радиоактивных минералов"). Иногда Кор непосредственно корродирует Гр<sup>1</sup>. В Гр<sup>1</sup> обнаруживается сложное внутреннее строение с реликтовыми катакластическими структурами. Общая последовательность выделения минералов: Кв<sup>1</sup> — (Гр<sup>1</sup>+Пл<sup>1</sup>) — Би<sup>4</sup> — Цр — Кор — (Пл<sup>2</sup>+Кв<sup>2</sup>) — (Би<sup>5</sup>+Мус). Би<sup>5</sup> — зеленый биотит, замещающий по периферии Кор. Следует отметить, что нахождение кордиерита совершенно не свойственно формациям  $M_7$ . Во II и

III циклах Кор появляется в формациях синорогенных гранитов (на стадии  $\gamma_{2a}$ ), а не в формациях  $M_1$ .

В группе формаций  $M_2$  также можно выделить две весьма несхожие разновидности: а) сланцеватые биотит-куммингтонитовые гнейсы  $M_{2a}^4$ , аналогичные таковым в Железевском карьере (см. табл. 6, обр. 113-114), в которых Кум является самым поздним минералом, а Гип - реликтовым; б) очень своеобразные массивные амфиболиты (обр. 115), в которых Кум уже является реликтовым в виде включений, закономерно ориентированных восток бывшего когда-то монокристалла и т.п. При этом крупные зерна  $\text{Pog}$  переполнены включениями Кв и Пл, вследствие чего возникает характерная пойкилобластовая или ситообразная структура.  $\text{Pog}^2$  зеленая или светло-зеленая в зависимости от кристаллографического направления и заметно отличается от почти бесцветной желтовато-зеленой  $\text{Pog}^1$ , подвергающейся куммингтонитизации (формация  $M_{2a}^4$ ). По существенно магнизальному составу и окраске  $\text{Pog}^1$  и соответственно амфиболиты (обр. 113-114) сопоставляются с IV циклом, т.е. по отношению к остальным породам чудновского комплекса они являются реликтовыми, в то время как  $\text{Pog}^2$  и соответственно амфиболиты типа обр. 115 - образования вторичные и относятся к формации базитов У цикла. Это хорошо коррелируется и с общей направленностью метаморфизма; в IV цикле - диафорической, в V - прогрессивной.

Во вмещающих чудновских гранитоидах следует обратить внимание еще на один момент: в качестве самого позднего минерала (фаза  $\gamma_3^5$  или посткинematический диафорез) развивается не Фи и Гр, как это было во II цикле, и не Кор±Гр (III цикл), и не Мус±Анд (IV цикл), а Мус±Гр. Примечательно также появление второй генерации Грф (формации  $M_{2a}^4$ ,  $M_{2b}^5$  и  $\gamma_{2-3}^5$ ).

В жилах лейкократовых и пегматоидных гранитов  $\gamma_3^5$  отмечается вкрапленность Гр даже в тех случаях, когда его нет во вмещающих  $\gamma_2^5$ . Это уже явный Гр<sup>2</sup>, связанный с минералообразованием V цикла. Ориентировка прямолинейных жил -  $\beta$  330-340°  $\angle$  15-25°. Появление Гр и Мус в самых поздних жилах пегматоидных гранитов отмечается и на площади развития тетеревской серии и житомирских гранитов (р. Случь, выше г. Новоград-Волынский).

К V циклу по структурно-метаморфическим признакам относится упомянутая выше ветвящаяся дайка габбро-диабазов и связанные с ней blastomylonites в долгоживущей тектонической зоне у с. Широкая Гребля, которая была описана при характеристике полиметаморфических пород II-III циклов. Контакты дайки сложные и имеют различную ориентировку, примерно повторяя многочисленные направления деформаций вмещаю-

щих blastsмилонитов ( $\angle 120^\circ \angle 75^\circ$ ;  $70^\circ \angle 75^\circ$ ;  $230^\circ \angle 75^\circ$  и т.п.). Контакты, секущие по отношению ко всем разностям blastsмилонитов, в том числе и  $\overline{\text{IV}}$  цикла, сопровождаются четко выраженной зоной закалки мощностью 0,3-0,5 м. Мощность самой дайки или ее разветвлений колеблется от нескольких метров до 20-30 м. В зоне закалки габбро-диабазы иногда массивные, иногда слабо флюидальные, тонкозернистые, с отдельными игольчатыми вкраплениями Пл. Интересно, что в самой дайке также есть участки массивных и рассланцованных или кливажированных пород ( $\angle 25^\circ \angle 85^\circ$ ). Вмещающие blastsмилониты у контактов дайки еще больше катаклазированы - это относится и к лейкократовым, и к меланократовым разностям. Вот эти blastsмилониты, идентифицирующие мощную фазу деформаций, предшествующую формированию дайки, базитов, и являются самыми интересными.

Вне связи с контактами дайки самые поздние blastsмилониты  $S_7^5$  -  $M_7^5$  можно разделить на две группы: лейкократовые и меланократовые. Лейкократовые - это blastsмилонитизированные, кислые, явно неравно-весные породы, в которых число минералов достигает 11-12 (табл. 6, обр. 119). Парагенезис, синкинематический с последними плоскостями скольжения  $S_7^5$ , весьма характерный:  $Bi^4 + Tu + Ap$ ,  $Bi^4$  - оранжево-коричневый или зеленовато-коричневый, и в некоторых случаях видно, что он замещает Сил и Мус (неполные каемки, пересечение одного монокристалла и т.п.). Еще более наглядны псевдоморфозы Ту и Ап по Сил. Пл,  $Mi^1$  и  $Kv^1$  наблюдаются в виде закругленных обломков, иногда содержащих включения реликтового  $Bi^3$ . Агрегаты мелких зерен  $Mi^2$ ,  $Kv^2$  и  $Bi^4$  огибают будины  $Kv^1$  и порфирокласты Пл, возле которых наблюдаются реликтовые струйки Сил. Мелкие зерна  $Mi^2$  окаймляют порфирокласты  $Mi^1$ .

Меланократовые blastsмилониты (обр. 120) - это биотитовые породы  $M_{t-2}^5$ , секущие диафториты  $\overline{\text{III}}$  и  $\overline{\text{IV}}$  цикла. Би в них имеет более темную, землистую или зеленовато-коричневую окраску и сопровождается синкинематическими удлиненными кристаллами Ап и Сф. Темные полосы биотитового состава разрезаются мелкозернистым кварц-плагиоклазовым агрегатом, т.е., как всегда две волны: базификация и гранитизация. В остаточных выделениях Пл имеются шестоватые псевдоморфозы Ап по Сил с поперечными трещинами, ориентированные перпендикулярно к  $S_7^5$ . И парагенезис синкинематических минералов, в частности наличие Ту, и прогрессивный метаморфизм (исчезновение Мус), и окраска Би - все это свойственно формации  $\overline{\text{V}}$  цикла, или вернее рубежу  $\overline{\text{IV}}$  и  $\overline{\text{V}}$  цикла.

К формации  $M_{2\beta}^5$  относятся основные породы, слагающие ветвящуюся дайку (табл. 6, обр. 122 и др.). К неравномерности по структуре добавляется еще неравномерность по составу. Чаще всего это массив-

ные мелко- и среднезернистые породы темно-серого или черного цвета с идиоформными табличками Пл. Темноцветные минералы выполняют ин-терстиции между Пл и представлены розовато-бурыми или темно-бурыми пироксенами, настолько плохо индивидуализированными и замещенными мелкозернистыми агрегатами вторичных минералов, что зачастую трудно установить Гип это, авгит, базальтическая Рог или изменений Пл. Есть постепенные переходы между мелкозернистыми агрегатами пироксенов и монокристаллами. Вторичные минералы - Хл, Мт, красно-бурый Би и Ка. И в общей структуре базитов, напоминающей структуры растрескивания, и в облике Пл, сложных агрегатов темноцветных минералов очень много элементов катаклаза - реликтового или наложенного. В разностях с более четко выраженной диабазовой структурой темноцветные минералы раскристаллизованы и дифференцированы уже лучше. Бурные пироксены (Гип<sup>1</sup>) замещаются зональными, в которых ядро сложено Мп, а периферическая оторочка - Гип<sup>2</sup> (табл. 6, обр. 123). Основность Пл соответствует андезин-лабрадору. Иногда наблюдаются также каемки Гип<sup>2</sup> вокруг Гип<sup>1</sup>.

Наряду с подобными базитами интрузивного, магматического облика есть и породы типа обычных биотит-гиперстеновых гнейсов (табл. 6, обр. 125), которые и в обнажении, и под микроскопом имеют четко выраженную сланцеватую текстуру. И еще одна неожиданность: в свалах глыб рядом с обнажающейся в стенке карьера с. Широкая Гребля дайке найдены флогопит-куммингтонитовые амфиболиты  $M_{25}^5$ , развивающиеся как будто по габбро-диабазам. Это массивные среднезернистые породы, сложенные очень светлой, зеленоватой Рог и Кум с реликтами Гип и Фл (обр. 124).

Уникальный парагенезис встречен во вмещающих полибластомилонитах непосредственно на контакте с тонкозернистыми закаленными габбро-диабазам (обр. 121). Ассоциация гиперстена с силлиманитом, как и на Енисейском крае [15], обусловлена наложением резко контрастных типов метаморфизма - контактового или близповерхностного, высокоградиентного на дислокационный, низкоградиентный. Структура бластомилонитов еще полностью сохраняется, в частности гранулы Кв, но по самым поздним плоскостям  $S_7^5$  или  $S_2^5$  до- и синкинематические минералы (Пл, Ми, Кв<sup>1</sup>, Би<sup>4</sup> и Сил) замещаются посткинематическими - Гип, Гр и Мт. Отметим следующие моменты: во-первых, Сил замещается Би<sup>4</sup> ( $\bar{V}$  цикла); во-вторых, струи Би<sup>4</sup> и Сил замещаются Гип (по периферии Гип наблюдается промежуточная зона с унаследованным шестоватым строением, мозаичным погасанием и включениями Би и Сил) (фото 27); в-третьих, сильно развита гранатизация (Гр<sup>4</sup>+Мт образуют псевдоморфозы по Сил и Гип), вследствие чего Гип представлен единичными крис-

таллами. Итак, подобная ситуация примечательна в двух аспектах: во-первых, четкий контроль базификации деформациями (плоскостями  $S_{1-2}^5$ ); во-вторых, стадийное проявление контактового метаморфизма (сначала гиперстенитизация, потом гранатизация). В удалении от контакта этот же метаморфизм выражается только биотитизацией и гранатизацией (см. обр. 119).

Формации  $\overline{VI}$   
 тектоно-метаморфического цикла

Формации  $\overline{VI}$  цикла в Верхнем Побужье распространены крайне ограниченно — они встречены только в одном из карьеров с. Острополь на р. Случь, где приурочены к зоне бластомилонитизации субширотного простирания ( $\delta 190^\circ \angle 85^\circ$  или  $10^\circ \angle 85-95^\circ$ ). Породы представлены точно такими же полиметаморфическими событиями как по рекам Собь, Рось, Роставица и др. Здесь они являются законченными бластомилонитами (две или даже три фазы Би). Под микроскопом выявляются три системы плоскостей скольжения — с  $Kв^1$ , Би<sup>6</sup> и  $Kв^2$  (табл. 6, обр. 126-128). В 2-3 км от местонахождения событий — вверх и вниз по течению р. Случь — повсеместно развиты бластомилонитизированные гранитоиды  $\delta_{2-3}^2 - S_1^4$  или  $\delta_{2-3}^3 - S_1^4$ . Их элементы залегания совсем другие:  $\delta 30-60^\circ \angle 55-80^\circ$ . Эта мощная тектоническая зона  $\overline{IV}$  цикла прослеживается от с. Коржевка (см. рис. 34). Субширотное простирание обычно является более поздним, что зафиксировано в частности у с. Широкая Гребля. Субширотная ориентировка — один из признаков возрастного положения бластомилонитизированных событий. Среди последних четко выделяются две разности: меланократовые и лейкократовые. Меланократовые события (обр. 126) — это четко выраженные биотитовые бластомилониты (Би<sup>6</sup>) по роговообманковым гранитоидам. Би имеет характерную зеленовато-коричневую окраску, свойственную полимigmatитам росинско-тикичской серии и огромной массе гранитов днепропетровского и сурского комплексов [20]. По  $Mg$  этот биотит коричнево-зелено-черный, по  $Mp$  — светло-коричневый и по  $Mm$  — коричневатозеленый. Би<sup>6</sup> контролируется плоскостями  $S_3^6$  (?) и огибает порфиробласты Пл. Примечательно, что  $S_3^6$  пересекают какие-то ранние плоскости  $S_2^6$ , залеченные  $Kв^1$  и тоже огибающие порфиробласты Пл. К центральной части более крупных агрегатов Би<sup>6</sup> приурочены реликтовые изъеденные зерна зеленой  $Por$  с травянистым оттенком. Такая  $Por$  характерна для амфиболитов кочеровской свиты и конкско-верховцевской серии. Зеленая окраска Би<sup>6</sup>, вероятно, в какой-то степени обусловлена тем, что он образуется при разложении  $Por$ . К плоскости  $S_3^6$  с Би<sup>6</sup> приурочены обильные зерна Цр и Ап. В крупных кристаллах Цр выделяются две

дискретные зоны. Решетчатый Ми, Ка и Ап – посткинematические. В Ми реликты катакластической ткани и включения Би<sup>6</sup>.

Лейкократовые розовые события – это гранитизированные в фазу  $\gamma_3^6$  меланократовые события (обр. 128). В них скопления Би уже становятся реликтовыми. Но замещающие их крупные зерна Ми также разбиты еще более поздними  $S_4^6$  с тонкозернистым Кв<sup>2</sup>. Иногда в  $\gamma_3^6$  наблюдаются довольно крупные (5x8 см) и деформированные выделения Би и Рог. На площади развития тетеревской серии (г. Новоград-Волынский, р. Тетерев, с. Ленино и т.п.) установлено пересечение и замещение формаций  $\bar{V}$  цикла амфиболитами и лейкократовыми событиями  $\bar{VI}$  цикла, чем и обусловлено отнесение событий, найденных в с. Острополь к  $\bar{VI}$  циклу.

#### Формации $\bar{VII}$ тектонно-метаморфического цикла

В том же карьере, где описаны полициклические гранитоиды  $\gamma_2^3 - \gamma_2^5$ , обнаружены секущие жилы лейкократовых гранитов с реликтовыми плоскостями скольжения, фиксируемыми Би, темным, зеленовато-коричневым до черного цвета по Mg (табл. 6, обр. 129). Более четко выражены плоскости катаклаза с Кв и Фи, огибающие одни зерна Пл и Ми и содержащиеся в качестве включений в других. Указанная окраска биотитов характерна для гнейсов и лептинитов, ассоциирующих с рапакививидными гранитами  $\gamma_2^7$ . И, действительно, последние найдены в отдельных глыбах этого карьера (обр. 130). Следовательно, лейкограниты типа обр. 129 следует рассматривать как бластокатаклазиты  $\bar{VII}$  цикла.

Примерно в 20–25 км южнее с. Троща по р. Тетерев обнажаются уже полностью сформированные гнейсы-бластомилониты  $\bar{VII}$  цикла с кристаллизацией черного Би по плоскостям Бл (обр. 131). Они в отдельных местах мигматизированы плагιοгранитами  $\gamma_2^7$  и перескаются жилами аляскитов  $\gamma_3^7$ . Для гнейсов  $M_{1-2}^7$  характерны отчетливые структуры Рс, ориентированные главным образом в одном направлении и обуславливающие слабо сланцеватую текстуру. Би<sup>7</sup> заполняет полости, образованные растрескиванием, наподобие цемента в брекчии. Эффект несколько затухеван последующей перекристаллизацией. Примечательно пологое залегание гнейсовидности:  $\beta 230^\circ \angle 5-10^\circ$ ;  $\beta 120^\circ \angle 8^\circ$ ,  $\sigma 160^\circ \angle 8^\circ$ .

Таким образом, здесь проявились отголоски орогенеза, сформировавшего широко известный в литературе бучинский комплекс чарнокитов, монзонитов, габбро-диоритов и рапакививидных гранитов, который обнажается в 20–25 км северо-восточнее описываемой площади гранулитовой фации.

Т а б л и ц а 7. Химический состав (%) и некоторые петрохимические характеристики кристаллических пород Верхнего Побужья

Индекс форма- ции	Номер образ- ца	SiO <sub>2</sub>	TiO <sub>2</sub>	Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	FeO	MnO	MgO	CaO	Na <sub>2</sub> O	K <sub>2</sub> O	P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>
<u>Формации II - тектоно-метаморфического цикла</u>												
M <sub>1</sub> <sup>2</sup>	39	68,00	0,78	14,58	2,70	3,78	0,07	2,33	2,56	3,26	1,30	0,12
M <sub>2</sub> <sup>2</sup>	64	56,80	0,40	16,56	1,65	8,58	0,07	4,76	4,90	3,76	1,40	0,22
M <sub>2</sub> <sup>2</sup>	2739	53,90	0,79	18,49	0,56	7,88	0,08	3,40	5,89	4,53	2,36	0,67
M <sub>2</sub> <sup>2</sup>	2739б	49,82	0,94	22,90	0,79	9,80	0,07	4,14	2,00	2,77	4,51	0,12
M <sub>2</sub> <sup>2</sup>	2740	52,42	1,44	14,79	0,08	13,62	0,17	6,29	8,78	1,36	0,20	0,10
M <sub>2</sub> <sup>2</sup>	2740б	54,58	2,24	16,27	0,55	12,69	0,12	4,14	7,55	1,04	0,18	0,22
Г <sub>1</sub> <sup>2</sup>	2739а	64,70	0,95	17,08	0,48	3,49	-	1,92	2,56	3,76	3,32	0,07
Г <sub>1</sub> <sup>2</sup>	2739в	65,60	0,58	16,75	0,32	4,33	0,05	1,72	1,56	2,74	4,79	0,09
Г <sub>1</sub> <sup>2</sup>	2740в	60,02	0,65	21,52	0,36	2,88	0,02	1,19	3,94	5,03	2,67	0,07
Г <sub>1</sub> <sup>2</sup>	2740а	70,08	0,27	16,01	2,49	0,03	0,82	3,33	3,79	1,89	0,03	-
Г <sub>2</sub> <sup>2</sup>	66	53,40	0,57	17,32	3,70	10,84	0,21	4,53	2,67	3,71	2,20	0,07
Г <sub>2</sub> <sup>2</sup>	65	72,32	0,19	13,93	1,33	1,86	0,01	1,90	3,30	3,56	1,00	0,09
Г <sub>2</sub> <sup>2</sup>	28	58,62	0,74	18,60	1,28	8,18	0,12	3,53	1,78	2,57	3,20	0,13
Г <sub>2</sub> <sup>2</sup>	42	65,10	0,62	16,54	2,16	3,46	0,05	2,34	1,69	3,14	4,28	0,08
Г <sub>2</sub> <sup>2</sup>	43	69,74	0,62	15,06	1,93	3,22	0,07	1,68	2,26	3,78	1,28	0,09
Г <sub>2</sub> <sup>2</sup>	476	67,40	0,74	17,44	0,36	1,31	0,01	1,13	2,12	4,12	4,76	0,17
Г <sub>2</sub> <sup>2</sup>	480/1	67,84	0,59	16,43	1,00	2,48	0,02	1,91	2,24	4,20	2,68	0,10
Г <sub>2</sub> <sup>2</sup>	487	64,88	0,60	15,86	4,26	3,71	0,12	2,26	2,10	2,91	2,70	0,07
Г <sub>2</sub> <sup>2</sup>	291/6	71,00	0,15	15,50	0,35	1,57	0,01	2,35	3,38	4,14	1,10	0,06
Г <sub>3</sub> <sup>2</sup>	26	75,20	0,08	13,32	0,42	0,85	0,02	0,39	0,79	2,68	5,42	0,23
Г <sub>3</sub> <sup>2</sup>	478/15	74,82	0,13	13,70	0,56	0,62	0,03	0,41	0,85	3,21	5,22	0,27
<u>Формации III тектоно-метаморфического цикла</u>												
M <sub>1</sub> <sup>3</sup> -Г <sub>1</sub> <sup>3</sup>	94	69,77	0,34	13,69	1,96	3,62	0,05	2,41	2,80	3,06	1,50	0,14
M <sub>1</sub> <sup>3</sup>	455	67,00	0,59	15,32	1,80	2,86	0,08	2,29	3,87	3,46	1,58	0,36
M <sub>1</sub> <sup>3</sup>	455/1	68,20	0,67	15,04	1,59	3,42	0,05	2,29	2,68	3,12	2,10	0,12
Г <sub>3</sub> <sup>3</sup> -С <sub>1</sub> <sup>3</sup>	229/2	55,52	0,82	14,27	0,97	3,89	0,10	2,85	6,30	1,88	4,78	1,50
M <sub>3</sub> <sup>3</sup>	229/3	48,63	0,46	11,22	0,39	10,08	0,25	2,93	18,34	0,80	0,02	0,58
M <sub>3</sub> <sup>3</sup>	229/3б	47,00	0,15	0,42	0,89	2,16	0,28	1,56	41,58	0,20	0,00	0,58
M <sub>3</sub> <sup>3</sup>	229/5	20,48	0,06	0,00	0,60	0,72	0,22	2,00	46,76	0,24	0,00	0,58
M <sub>3</sub> <sup>3</sup> -Г <sub>3</sub> <sup>3</sup>	455/2	68,58	0,64	14,43	1,49	2,86	0,05	2,81	2,30	2,94	2,81	0,11
M <sub>1</sub> <sup>3</sup> -Г <sub>3</sub> <sup>3</sup>	455/3	70,66	0,56	14,64	1,42	1,97	0,05	1,22	1,21	2,82	4,83	0,16
Г <sub>2</sub> <sup>3</sup>	97	69,17	0,19	15,39	0,54	2,57	0,03	1,59	2,38	3,30	3,80	0,13
Г <sub>2</sub> <sup>3</sup>	499	68,86	0,51	15,83	1,06	1,48	0,02	1,22	2,12	3,60	4,75	0,13
Г <sub>3</sub> <sup>3</sup>	18	71,06	0,34	14,86	1,24	1,94	0,05	1,04	0,91	2,46	5,63	0,12
Г <sub>3</sub> <sup>3</sup>	455/4	75,60	0,03	13,37	0,92	0,62	0,06	0,39	0,66	2,40	5,48	0,26
Г <sub>3</sub> <sup>3</sup>	455/4а	74,55	0,03	13,80	0,01	1,43	0,06	0,50	0,72	2,92	5,39	0,18
<u>Полиметаморфические формации III-IV циклов</u>												
M <sub>1</sub> <sup>3</sup> -БЛ <sub>1</sub> <sup>4</sup>	102	70,06	0,64	13,62	1,83	3,85	0,07	2,62	2,21	2,72	1,60	0,08
Г <sub>1</sub> <sup>3</sup> -БЛ <sub>1</sub> <sup>4</sup>	103	68,58	0,70	14,86	0,96	3,91	0,05	2,26	2,05	3,08	2,80	0,05
Г <sub>2</sub> <sup>3</sup> -БЛ <sub>1</sub> <sup>4</sup>	105	61,98	1,20	16,95	2,16	5,26	0,07	2,90	2,00	3,08	2,76	0,08
БЛ <sub>1</sub> <sup>4</sup> -Г <sub>3</sub> <sup>3</sup>	101	78,02	0,11	12,48	0,59	0,69	0,02	0,39	1,69	2,88	2,47	0,10
Г <sub>3</sub> <sup>3</sup> -БЛ <sub>1</sub> <sup>4</sup>	106	77,10	0,19	13,08	0,07	0,24	0,01	0,22	1,27	2,78	4,60	0,13
<u>Формации IV тектоно-метаморфического цикла</u>												
M <sub>2</sub> <sup>4</sup>	467/4	53,30	0,83	15,67	1,42	5,75	0,12	4,21	14,26	2,66	0,41	0,20
M <sub>2</sub> <sup>4</sup>	467/6	13,36	0,05	0,60	2,09	1,36	0,19	13,00	35,31	0,07	0,04	0,04
M <sub>2</sub> <sup>4</sup>	467/7	1,86	0,02	0,28	0,21	0,61	0,16	4,15	52,22	0,08	0,04	0,05

Индекс Формации	Номер- образ- ца	$SiO_2$	$TiO_2$	$Al_2O_3$	$Fe_2O_3$	$FeO$	$MnO$	$MgO$	$CaO$	$Na_2O$	$K_2O$	$P_2O_5$
<u>Полициклические породы III-IV циклов</u>												
$BA_1^{3-5}-M^3$	78	68,00	0,24	15,14	0,90	3,96	0,08	1,99	1,31	3,06	3,32	0,21
$J_2^2-BA_1^{5-7}$	79	68,61	0,23	14,68	2,29	3,31	0,06	2,16	1,31	2,92	2,56	0,22
$J_2^2-BA_1^3$	482	66,08	0,70	16,18	3,17	3,61	0,06	2,71	1,73	3,24	1,68	0,10
$BA_1^3-M^3$	77	70,92	0,56	14,23	1,27	3,45	0,02	1,74	2,42	3,41	1,52	0,08
$BA_1^3-J_3^3$	481/3	69,80	0,38	15,71	0,17	1,65	0,02	0,91	1,21	3,00	6,32	0,19
$J_3^3-BA_1^5$	481/5	72,08	0,19	14,93	0,60	1,31	0,04	0,65	0,78	1,92	6,70	0,27
$BA_1^{3-5}$	481/10	62,98	0,61	16,54	1,43	5,20	0,06	4,39	1,87	2,54	2,50	0,16

Индекс Формации	Номер- образ- ца	$CaO$	$H_2O$	П.п.п.	Сумма	S	A	F	$Ca$	T	C	M
<u>Формации II тектоно-метаморфического цикла</u>												
$M_2^2$	39	0,12	0,19	0,48	99,96	70,34	6,37	47,66	24,32	49,39	29,25	37,03
$M_2^2$	64	0,12	0,12	0,55	100,01	57,18	4,91	50,27	7,96	65,28	26,90	36,34
$M_2^2$	2739	-	0,16	1,08	99,79	46,68	-3,27	55,71	14,82	75,75	35,54	28,55
$M_2^2$	2739б	-	0,06	1,78	99,70	51,98	13,13	57,05	3,50	54,48	12,98	37,37
$M_2^2$	2740	-	0,08	0,81	100,14	54,10	5,11	56,53	3,10	61,80	35,12	28,20
$M_2^2$	2740б	-	0,08	0,75	100,41	59,77	1,63	63,24	1,91	71,75	32,53	24,81
$J_1^2$	2739а	-	0,08	1,10	99,51	66,30	8,14	50,50	5,83	45,41	32,18	33,57
$J_1^2$	2739в	-	0,10	0,76	99,39	67,27	9,14	58,55	3,22	44,02	21,28	32,63
$J_1^2$	2740в	-	0,14	0,68	99,17	61,04	9,58	57,59	5,32	39,60	50,24	21,10

$J_1^2$	2740а	0,08	0,60	-	99,58	71,43	6,41	63,02	2,81	41,99	51,92	17,78
$J_2^2$	66	-	-	1,04	100,46	54,67	8,23	57,32	13,31	61,69	15,32	36,15
$J_2^2$	65	0,19	0,14	0,29	100,17	73,13	5,00	35,46	24,34	47,64	44,63	35,74
$J_2^2$	28	-	0,40	0,90	100,19	61,18	10,14	56,53	6,58	55,04	13,61	37,55
$J_2^2$	42	0,16	0,06	0,54	100,00	66,15	8,78	45,35	21,93	43,68	22,11	42,57
$J_2^2$	43	0,08	0,25	0,48	99,91	71,36	7,01	51,82	21,24	44,24	31,79	32,87
$J_2^2$	476	0,06	0,21	0,36	99,92	67,24	8,84	39,41	11,00	32,66	44,92	33,34
$J_2^2$	480/1	0,04	0,15	0,56	100,05	68,27	7,96	42,15	15,36	42,12	32,79	38,88
$J_2^2$	587	0,08	-	0,45	99,92	67,71	7,91	47,95	34,06	44,34	25,80	38,62
$J_3^2$	290/6	0,25	0,11	0,33	100,33	70,71	5,87	27,27	9,12	47,66	42,93	41,51
$J_3^2$	26	0,10	0,26	0,63	100,03	75,46	7,64	55,02	18,19	21,08	39,58	27,18
$J_3^2$	478/15	0,03	0,20	0,19	100,00	74,54	7,80	45,91	28,90	19,76	44,64	29,95

<u>Формации III тектоно-метаморфического цикла</u>												
$M_3^3$	94	0,07	0,03	0,53	100,02	71,41	5,48	45,74	19,59	52,21	31,19	37,34
$M_3^3$	455	0,08	0,25	0,62	99,73	68,72	5,32	41,21	22,07	50,62	41,67	34,30
$M_3^3$	455/1	0,02	0,27	0,71	99,99	70,09	6,53	45,60	17,30	49,15	31,40	37,32
$J_3^3-5_1^3$	229/2	1,34	0,12	1,49	99,53	59,35	1,92	43,37	10,09	61,89	47,37	29,80
$M_3^3$	229/3	0,88	0,06	1,73	99,54	53,17	-14,39	65,88	1,71	82,76	60,56	13,46
$M_3^3$	229/3б	3,35	0,09	1,15	99,89	46,17	-43,59	43,72	15,64	98,82	91,51	4,78
$M_3^3$	229/5	25,70	0,02	1,92	99,54	18,41	-45,47	16,81	27,27	99,58	93,33	5,55
$M_3^3$	455/2	0,06	0,26	0,60	99,62	70,03	6,57	36,35	18,99	49,94	27,25	46,30
$M_3^3$	455/3	0,09	0,14	0,42	99,96	71,68	8,05	47,54	24,49	34,20	27,23	38,18
$J_3^3$	997	0,17	0,10	0,53	100,01	69,54	7,12	47,56	8,64	43,26	36,08	33,52
$J_3^3$	499	0,08	0,05	0,40	99,98	68,93	7,76	40,50	25,39	35,39	42,64	34,13
$J_3^3$	19	0,24	0,02	0,30	99,94	71,74	8,55	51,14	22,33	31,02	23,51	37,37
$J_3^3$	455/4	0,08	0,13	0,19	99,98	76,08	7,82	47,15	40,03	18,01	39,14	32,17
$J_3^3$	455/4а	Следы	0,08	0,31	99,77	74,63	8,04	72,79	0,31	22,88	31,95	18,55

Индекс формации	Номер образца	CO <sub>2</sub>	H <sub>2</sub> O	П.п.п.	Сумма	S	A	F	K <sub>0</sub>	Г	С	М
<u>Полиметаморфические формации III-IV циклов</u>												
M <sub>7</sub> <sup>3-5</sup> -БЛ <sub>7</sub> <sup>4</sup>	102	0,11	0,06	0,65	99,95	72,25	6,11	45,19	17,62	52,13	24,95	41,13
Г <sub>7</sub> <sup>3</sup> -БЛ <sub>7</sub> <sup>4</sup>	103	0,12	0,14	0,63	99,94	69,87	7,13	49,26	9,95	49,21	24,86	38,12
Г <sub>2</sub> <sup>3</sup> -БЛ <sub>7</sub> <sup>4</sup>	105	0,20	0,19	1,40	99,84	64,84	8,75	50,44	15,59	50,14	19,73	39,78
БЛ <sub>7</sub> <sup>4</sup> -Г <sub>3</sub> <sup>3</sup>	101	0,13	0,17	0,48	99,93	79,14	5,95	49,82	27,78	28,15	60,99	19,58
Г <sub>3</sub> <sup>3</sup> -БЛ <sub>7</sub> <sup>4</sup>	106	0,02	0,09	0,27	99,96	77,27	6,85	37,97	11,60	19,63	72,02	17,35
<u>Формации IV тектоно-метаморфического цикла</u>												
M <sub>25</sub> <sup>4</sup>	467/4	0,25	0,24	1,10	99,92	54,69	-6,47	43,39	10,00	72,96	57,96	23,80
M <sub>25</sub> <sup>4</sup>	467/6	0,03	7,50	33,75	99,86	15,95	-44,94	5,55	40,88	98,08	64,85	33,21
M <sub>25</sub> <sup>4</sup>	467/7	0,23	9,99	42,13	99,85	2,32	-70,10	7,62	13,41	99,60	88,94	10,22
<u>Полициклические породы III-IV циклов</u>												
БЛ <sub>7</sub> <sup>3-5</sup> -M <sub>7</sub> <sup>3</sup>	78	0,11	0,95	0,33	99,60	68,34	8,20	52,76	9,28	45,34	18,27	38,61
Г <sub>2</sub> <sup>2</sup> -БЛ <sub>7</sub> <sup>3</sup>	79	0,14	0,50	0,67	99,70	70,63	7,96	46,24	23,74	43,72	18,99	43,55
Г <sub>2</sub> <sup>2</sup> -БЛ <sub>7</sub> <sup>3</sup>	482	0,07	0,04	0,82	100,09	68,87	8,48	42,78	28,32	45,38	20,80	45,32
БЛ <sub>7</sub> <sup>3</sup> -M <sub>7</sub> <sup>3</sup>	77	0,16	0,10	0,44	99,98	72,32	6,25	52,67	14,21	47,66	32,13	32,13
БЛ <sub>7</sub> <sup>3</sup> -Г <sub>3</sub> <sup>3</sup>	481/2	0,14	0,06	0,66	99,97	69,73	8,79	50,43	4,43	30,20	32,15	33,63
Г <sub>3</sub> <sup>3</sup> -БЛ <sub>7</sub> <sup>3</sup>	481/5	0,13	0,02	0,44	99,94	73,04	8,80	53,64	16,77	24,48	28,57	33,18
M <sub>7</sub> <sup>3-5</sup> -БЛ <sub>7</sub> <sup>3</sup>	481/10	0,12	0,10	1,44	99,77	65,31	8,52	39,93	11,01	55,63	15,54	50,74

Примечание. Порода: 2739, 2739б - гиперстеновый гнейс; р. Кж.Бут, пгт Гнивань; 2740 - гиперстеновый гнейс; 2740б - двупироксеновый гнейс; р. Кж.Бут, с. Сабаров; 2739а, 2739в - лейкосомы чарнокит-мигматитов; р. Кж.Бут, пгт Гнивань; 2740в, 2740а - лейкосомы чарнокит-мигматитов; р. Кж.Бут, с. Сабаров (анализы В.М.Шемякина); 476 - бластомилонитизированный гранитоид; р. Кж.Бут, с. Чу-

линовка; 480/1 - биотит-гранатовый гранодиорит; р. Ж. Буг, с. Делетки; 291/6 - ультракислый гиперстеновый плагиогранит (сабровит); 478/15 - кордиритовый лейкогранит; р. Ж. Буг, между селами Бездана и Крутнев; 229/2 - катаклазированный пелмазоновый гранит; 229/3 - скаполит-салитовая порода; 229/36 - воластонит-салитовая порода; 229/5 - крупнокристаллический кальцифир; все - Гиньянский карьер; 499 - биотит-гранатовый гранодиорит  $\delta^2$ ; р. Ров, с. Браилов; 455/3 - мигмацит, р. Случь, с. Пельника; 467/4 - двупироксен-плагиоклазовая порода; 467/6, 7 - известково-магнезиальные кальцифиры; р. Ж. Буг, Тресуховский карьер; 482 - мигмацитированный гранат-биотитовый гнейс; р. Ж. Буг, с. Широкая Гребля; 481/3 - гранатовый гранит; 481/5 - олистомилонитизированный гранит; 481/10 - олистомилонитизированный гранат-биотитовый гнейс; карьер с. Широкая Гребля. Объяснение к остальным обозначам см. в табл. 6.

### Особенности геохимической, термодинамической и структурной эволюции Верхнего Побужья

Геохимический режим I тектоно-метаморфического цикла свойствен породам нормального ряда - двупироксеновым кристаллосланцам и амфиболитам, чарнокитам и т.п., т.е. характеризуется высокой активностью оснований ( $CaO, MgO, Na_2O$ ) (табл. 7). Исходными породами являются амфиболиты с зеленовато-бурой роговой обманкой (рис. 37, треугольник 1). Эти породы, по-видимому, соответствуют центральному частям древнейших тектонических зон, в то время как по периферии наблюдаются гиперстеновые гнейсы, замещающие кислые и глиноземистые породы рамы (р. Ров, с. Демидовка). Раннеорогенная мигматизация, как обычно идет по пути плагиогранитизации: существенный привнос  $SiO_2$  и  $Na_2O$  при преимущественном выносе  $CaO$ , вследствие чего понижается основность П1 и сокращается поле устойчивости МП (треугольники 2-3). При синорогенной гранитизации происходит еще большее раскисление породы при существенном привносе  $K_2O$ . Характерно явное преобладание Гип среди темноцветных минералов (треугольник 4).

II цикл знаменуется явным ослаблением роли сильных оснований и повышением активности амфотеров - в первую очередь  $Al_2O_3$ , вследствие чего повсеместно происходит вытеснение метабазитов и чарнокитов глиноземистыми породами (рис. 38). Имеет место всеобщая гранатизация, начиная от исходных гранат-биотитовых плагиогнейсов формации  $M^2$  и кончая син- и позднеорогенными гранитами, что особенно наглядно видно по серии гранитоидов. Вариационные диаграммы (рис. 39) отражают последовательное изменение геохимического режима на разных стадиях цикла. В формации синорогенных гранитоидов  $\delta^2$  фазы базификации и гранитизации, установленные структурно-петрологическими наблюдениями, подтверждаются различными направлениями миграции вещества (диаграммы 1, 2, 4). Синорогенные гранитоиды типа винницитов в целом представ-

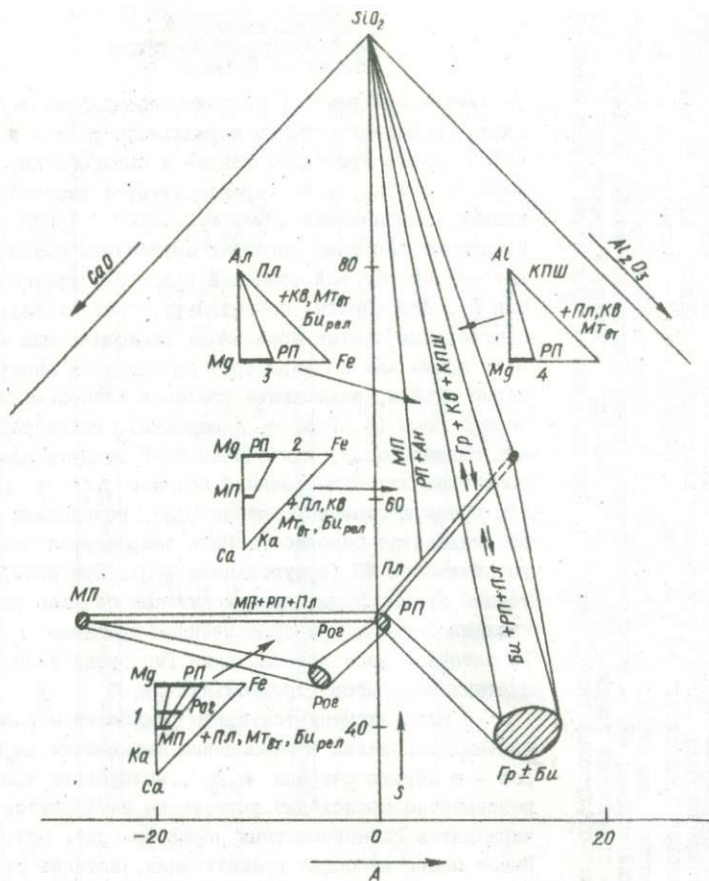


Рис. 37. Диаграмма кислотности-основности формаций I цикла Верхнего Побужья. Условные обозначения см. на рис. 17

лвят собой различную степень гранитизации  $\gamma_{25}^2$  меланократовых гранитоидов фазы  $M_3^2 - \gamma_{2a}^2$  (диаграмма 3). Вариационные линии не изломанные, как в случае различных процессов (диаграмма 1), а однонаправленные, выражающие отчетливые положительные и отрицательные связи между главными породообразующими компонентами. Те же закономерности проявлены и на диаграмме S-A (см. рис. 38), в частности, хорошо идентифицируется фаза глиноземистой базификации  $M_3^2 - \gamma_{2a}^2$  (треуголь-





и унаследованным от Гип внутренним строением Гр, а затем в гранатовые чарнокиты  $\gamma_2^1 - \gamma_2^2$  типа чарнокитоидов скалопольской толщи (см. табл. 1), которые уже непосредственно контактируют с чарнокитоидами метабазитового ряда I цикла  $M_{25}^1 - \gamma_1^1 - \gamma_2^1$ . По периферии тектонических зон II цикла, по-видимому, были развиты гранатовые чарнокиты, превратившиеся при дальнейшем замещении Гип  $\rightarrow$  Гр в гранат-гиперстеновые виннициты, в которых зерна Гр имеют унаследованную структуру Гип, а в некоторых случаях встречаются и реликты последнего (табл. 6, обр. 5). Железистость граната повышается по сравнению с породами I цикла.

В III цикле на территории Верхнего Побужья формируется в основном глиноземистая серия пород, очень схожая с винницитами II цикла. Наблюдается некоторая контрастность геохимического и термодинамического режимов. В области прогрессивного метаморфизма (с. Железев, пгт Любар и т.п.) фиксируются фациальные серии пониженного давления, что выражается в разложении Гр<sup>1</sup> и замещении его Би и Кор. Железистость сосуществующего с Кор Гр<sup>2</sup> заметно выше, чем во II цикле. От исходных гранат-биотитовых плаггиогнейсов эволюция вещества идет по пути гранитизации  $\gamma_1^3$  и синорогенного гранитообразования (рис. 40, треугольники 1, 6), в котором также установлены две стадии: базификация  $\gamma_{2a}^2$  (напр., табл. 6, обр. 98) и гранитизации  $M_{25}^2$  (обр. 99). Формация  $M_{2a}^3$  представлена только редкими ксенолитами или шширами биогит-гиперстеновых гнейсов, характерно отсутствие двуокисельных гнейсов. Вместо них появляются магнезиальные амфиболиты, в которых Гип и Би являются уже реликтовыми (рис. 40, треугольник 5). Встречаются также диопсидовые породы и известковые кальцифиры (треугольники 2-4), т.е. контрастность формаций еще больше возрастает. На вариационной диаграмме (см. рис. 39, 5) четко выражены две стадии или фазы образования этих пород: а) кальциевый метасоматоз, отвечающий диопсид-скаполитовым и скаполит-волластонитовым зонам; б) углекислый метасоматоз, соответствующий центральной части жил или собственно кальцифирам (см. рис. 32). Плаггиомигматизация  $\gamma_1^3$  сопровождается незначительным увеличением натриевости и кремнекислотности, формирование гранитоидов  $\gamma_2^3$  - привнесом  $K_2O$  и  $Al_2O_3$ . По содержанию  $SiO_2$  гранитоиды  $\gamma_2^3$  чаще всего почти не отличаются от плаггиогнейсов  $M_1^3$  и плаггиомигматитов  $\gamma_1^3$  (см. рис. 39, 6), - уменьшение кремнекислотности при  $\gamma_{2a}^3$  компенсируется увеличением ее при  $\gamma_{25}^3$ .

IV цикл отличается магнезиальной тенденцией эволюции вещества и максимально пониженными РТ-условиями, вплоть до эпидот-амфиболитовой и зеленосланцевой фаций. Он проявился только в бластомионитизации и диафорезе. Прогрессивные формации нигде не обнаружены.

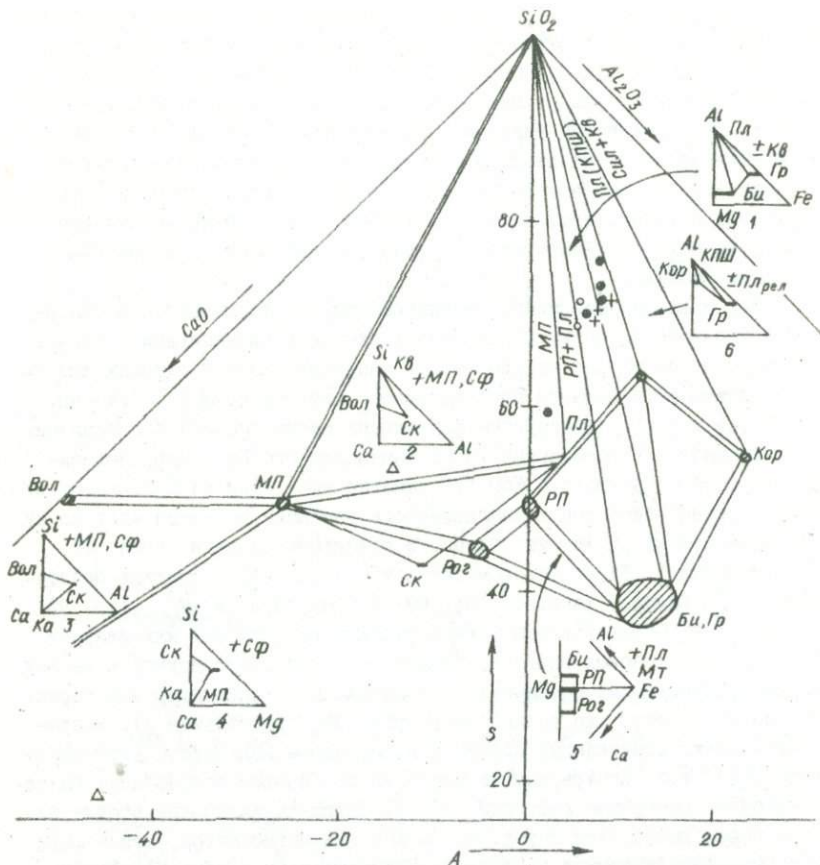


Рис. 40. Диаграмма кислотности-основности формаций III цикла. Условные обозначения см. на рис. 17. Кроме того, пустым треугольником обозначены известковые кальцифиры и скаполит-волластонитовые породы

Характерные синкинематические парагенезисы - Анд+Би (зел) +Мус+Хл+Сп и Кум+Пл+Кв - отвечают пониженным давлениям. Темноцветные минералы - существенно магнезиального состава (зеленый Би, Кум и т.п.).

Для сравнительного изучения химизма процессов при бластомилонитизации и перекристаллизации IV цикла отобраны две серии образцов у с. Пединка (участок I) и с. Коржевка (участок II), где наиболее четко видна идентичность комплексов до и после бластомилонитизации. В каждом из двух выбранных обнажений (изотермобарических сечений)

анализировались соответственно гнейсы, складчатые мигматиты, позднескладчатые гранитоиды и лейкократовые послескладчатые граниты из "послойно-секущих" жил. Простое сравнение содержания оксидов (в %) и их молекулярных количеств, степени пересыщенности глиноземом, железистости и коэффициента окисления не позволяет уловить каких-либо закономерностей кроме обычного баланса вещества, известных при гранитообразовании. Гораздо более наглядны вариационные диаграммы, которые отражают и изменения в содержании оксидов и их корреляционные соотношения [21]. На участке I при последовательном переходе от исходного метаморфического субстрата к мигматитам, поздне- и послескладчатым гранитам обнаруживаются однотипные корреляционные связи, т.е. несмотря на разновозрастность пород, характер гранитизирующих растворов существенно не менялся.  $Al_2O_3$ ,  $Na_2O$  и  $Fe_2O_3$  являются малоподвижными,  $K_2O$  имеет положительную связь с  $SiO_2$  (оба компонента привносятся при гранитизации), двухвалентные основания характеризуются прямой корреляцией между собой и четкой обратной связью с  $SiO_2$ . При этом сильные основания ( $CaO$  и  $MgO$ ) выносятся интенсивнее, чем слабые ( $FeO$  и  $MnO$ ), вследствие чего железистость пород несколько возрастает.  $FeO$  и  $MnO$  в соответствии с принципом полярности связи соединяются со слабым кислотным радикалом  $[SiO_4]^{4-}$ , образуя гранат. Так возникает устойчивая ассоциация KIII+Gr, столь характерная для послескладчатых лейкократовых гранитов.

Совсем другая картина получена по II участку: выделяемые по геологическим взаимоотношениям позднескладчатые гранодиориты и послескладчатые лейкократовые граниты отличаются также и по характеру геохимических процессов. В мигматитах и позднескладчатых гранитоидах по сравнению с исходными гранат-биотитовыми гнейсами заметно возрастает содержание  $Al_2O_3$ ,  $FeO$  и  $MgO$ , общее же количество  $SiO_2$  не только не увеличивается, а, наоборот, уменьшается.  $K_2O$  привносится и имеет отчетливую обратную корреляцию с  $SiO_2$  (1). Подобный характер корреляции явно указывает на биотитизацию, как ведущий процесс при позднескладчатом гранитообразовании (проявление базификации  $M_3^3 (\delta_{2a}^3)$ ). Корреляционные зависимости при образовании послескладчатых лейкократовых гранитов за счет тех же исходных гнейсов отличаются прежде всего поведением  $K_2O$  - отрицательная связь  $K_2O$  и  $SiO_2$  меняется на явную положительную,  $Al_2O_3$  становится инертным. На диаграмме [21] это выражается в виде резкого излома линий, отражающих вариации оксидов.  $Na_2O$  и  $Fe_2O_3$  в обоих видах гранитообразования мало подвижны. Микроскопическими данными подтверждается ведущая роль биотитизации в позднескладчатых гранодиоритах и калишпатизации - в послескладчатых гранитах.

Изменение баланса вещества в связи с наложенной blastsмилонитизацией на участке II достоверно не обнаруживается, во всяком случае оно ничтожно по сравнению с миграцией компонентов при гранитообразовании. Это согласуется с микроскопическими данными об ограниченной роли перекристаллизации в описываемой зоне. Если сопоставить исходные гранат-биотитовые плагиогнейсы до и после blastsмилонитизации, то во втором случае они отличаются по предварительным данным несколько большим содержанием  $SiO_2$ , магнезиально-железистых компонентов и меньшим количеством  $Al_2O_3$ . Это согласуется с приуроченностью Кв и Хл к наложенным плоскостям Бл.

На примере участков Педьнка и Коржевка проводилось также комплексное изучение химического состава, показателей преломления и колориметрических свойств граната [21]. Выяснилось, что существенные изменения в свойствах Гр отмечаются не при раздроблении зерен, а при перекристаллизации с изменившимся геохимическим и термодинамическим режимами. Наиболее чувствительны к процессам перекристаллизации колориметрические параметры, которые хорошо коррелируются с распространением тех или иных генераций Гр. Различные оттенки окраски нередко улавливаются даже невооруженным глазом, что в совокупности со структурно-морфологическими признаками позволяет еще в поле предварительно наметить основные разновидности Гр и выявить неоднородность его строения.

Другие параметры минералов, выявляемые с помощью тонких физико-химических методов, также обнаруживают связь с геохимическими и термодинамическими условиями перекристаллизации. Так, применение структурно-петрологического анализа совместно с термо- и рентгенолюминесцентными исследованиями полевых шпатов, в частности, на участках Педьнка - Коржевка, позволило установить связь микродефектности III со степенью гранитизации ( $I_{PTA}$  увеличивается) и со степенью насыщения глиноземом ( $A = Ab - (k + Na + 2Ca)$ ),  $-I_{PTA}$  увеличивается с ростом  $A$  [99]. Степень расхождения  $I_{PTL}$  в плагиоклазах и щелочных полевых шпатах коррелируется с отклонением пород от равновесности. Люминесцентные характеристики заметно отличаются в формациях внутри каждого цикла, но в то же время пока еще не установлено различий по этим параметрам между одноименными формациями разных тектоно-метаморфических циклов гранулитовой фации.

У цикл знаменует усиление роли оснований и приближением пород к нормальному ряду (разложение граната в чудново-бердичевских гранитах при превращении их в граниты житомирского типа, замещение силлиманита биотитом и пр.). Заметно повышается степень метаморфизма. Прогрессивный метаморфизм выражается в каемках Би вокруг Мус и

в амфиболизации Кум (см. фото 26). Фаза  $M_2^5$  сопровождается образованием даек габбро-диабазов с четко выраженными зонами закалки. В приконтактовых участках мощных даек зафиксированы базификация (замещение полевого шпата и кварца гиперстеном и гранатом) и повышение температуры вплоть до образования неравновесных гиперстен-силлиманитовых ассоциаций в экзоконтакте даек (табл. 6, обр. 121).

В  $VI$  цикле активность сильных оснований достигает максимума, что приводит к формированию амфиболитов и амфиболовых гранитоидов (собитов). Глиноземистые минералы исчезают полностью. Степень метаморфизма понижается до уровня амфиболитовой фации.

В  $VII$  цикле эта тенденция продолжается, но усиливается контрастность формаций, приближающихся по облику к фанерозойским (комплекс габбро-диоритов, монцититов и рапакививидных гранитов).

Т а б л и ц а 8. Данные геотермобарометрии по Верхнему Побужью

Номер образца, его индекс	$M_{Mg}$			$T$ Кор-Гр, °C	$P$ Кор-Гр, МПа	$T$ Би-Гр, °C
	Кор	Гр	Би			
<u>Микрозондовые анализы</u>						
96	63,0 <sup>M</sup>	18,4 <sup>Ц</sup>	46,3 <sup>M</sup>	670	500	660
$\gamma_2^3$	65,8	10,1	53,3	480	150	490
	-	12,4	53,0	-	-	520
	-	10,6	53,3	-	-	500
	-	10,1	51,1	-	-	500
	-	11,7	50,6	-	-	530
97	-	11,1	49,7	-	-	510
$\gamma_2^3$	-	11,9	51,2	-	-	510
	-	13,3	49,9	-	-	540
	-	15,0	53,9	-	-	540
	-	21,5 <sup>Ц</sup>	48,9 <sup>M</sup>	-	-	680
49	71,3 <sup>Ц</sup>	28,8 <sup>Ц</sup>	-	730	670	-
$\gamma_2^2$	70,9 <sup>Ц</sup>	27,7 <sup>Ц</sup>	-	720	680	-
	-	23,7	70,0 <sup>B</sup>	-	-	540
	-	23,5	74,9 <sup>B</sup>	-	-	510
<u>Силикатные анализы</u>						
28	70,0	36,0	68,6	780	820	680
$\gamma_2^1 \delta_2^3$						

П р и м е ч а н и е. Обозначения см. в табл. 3. Объяснения к образцам см. в табл. 6. Микрозондовые анализы и их обработка выполнены И. В. Лаврентьевой и Игуен Вьет И [64].

В структурном отношении также отмечается некоторая эволюция при продвижении с юга на север от формаций I-II циклов к III-IV циклам. Плоскостные структуры с юго-восточным падением ( $\Delta 140-160^\circ \angle 60-80^\circ$ ) в процессе деформаций III цикла приобретает северо-западное простирание ( $\Delta 40-50^\circ \angle 70-80^\circ$ ), исключением является участок с. Педынка (см. рис. 34). В IV цикле, по-видимому, сохраняется тот же деформационный план (см. рис. 34, участок с. Коржевка), причем в некоторых случаях Бл<sup>4</sup> наложилась на формации не III, а II цикла (в районе сел Лядыги, Самчики и др.). При этом в мощных зонах Бл с северо-восточными падениями  $S_4$  ( $\Delta 30-60^\circ \angle 30-85^\circ$ ) иногда сохраняется линейность  $\delta 130^\circ \angle 55^\circ$ , унаследованная от структур II цикла (р. Случь, с. Острополь).

Бластомилонитам V цикла свойственно субширотное простирание ( $\Delta 190-200^\circ \angle 75-90^\circ$ ;  $\Delta 170-180^\circ \angle 35-45^\circ$ ). В полибластомилонитах обычно наблюдается линейность пересечения  $\Delta 90-100^\circ \angle 65-80^\circ$  (р. Юж. Буг, с. Широкая Гребля). Субширотное простирание установлено также и в единственном обнажении с формациями VI цикла. А в с. Троща в формациях VII цикла наблюдается уже субгоризонтальное простирание сланцевато-полосчатых текстур. Однако этих данных пока еще очень мало для серьезных выводов.

Данные геотермобарометрии приведены в табл. 8. Наиболее интересны  $P/T$ -параметры, определенные на основании микросондовых данных, позволяющих проследить эволюцию термодинамического режима [64]. Равновесиям центральных частей Гр с Кор и Би соответствуют  $T = 670-660^\circ\text{C}$  и  $p = 4980 \cdot 10^5$  Па. Для прочих зон они гораздо ниже ( $T = 500-530^\circ\text{C}$  и  $p \approx 1500 \cdot 10^5$  Па). Сходимость "показаний" различных термометров и барометров удовлетворительная. Как и парагенезисы эти цифры соответствуют фациальной серии  $A_2$  умеренных давлений в Жежелевском карьере и заметно отличаются от тех же величин в Кудинском карьере.

НЕРАВНОВЕСНОСТЬ И ПОЛИМЕТАМОРФИЗМ  
ГРАНУЛИТОВОЙ ФАЦИИ

Существовал определенный период в изучении гранулитовой фации, когда считалось, что она характеризуется выдержанностью и равновесностью парагенезисов на большой территории. Благодаря этому убеждению расцвело физико-химическое направление исследования. В настоящее время все больше накапливается данных о неравновесности природных геологических процессов как в мега-, так и в микромасштабе [12, 37, 38]. В частности, этому способствовало внедрение микронзондовых исследований. Установленные ранее колебания оптических свойств [14, 91, 106, 107] подтвердились реально существующей неравновесностью состава и различными генерациями минералов [10]. В ряде случаев наблюдаются существенные отклонения корреляции состава породообразующих минералов (табл. 1, обр. 25, 57, 97, 106 и множество др.). Для того, чтобы отразить реально существующие взаимоотношения между минералами, рекомендуется вводить соответствующие приставки: *вт*, *рел*, и др. Большая часть "парагенезисов", приведенных в многочисленных таблицах [1, 4, 6], относится именно к этой категории. Зачастую присутствуют минералы с неоднородным, зональным строением, обусловленным как зональностью роста, так и наличием одноименных минералов разных генераций. При этом иногда наблюдаются каемки одной модификации минерала вокруг другой. Учитывая все это, нужно с большой осторожностью пользоваться данными геотермобарометрии по усредненным химическим анализам минералов, а также к фациям и субфациям метаморфизма, которые определяются по совместно встречающимся, но неравновесным минералам. Так, в одной из скважин на территории Приднестровья, в узком интервале глубин (333–392 м), в казалось бы изотермобарическом сечении, встречены породы, относящиеся к гранулитовой и

амфиболитовой фации (парагенезисы  $Рп+Мп+Рог+Би+Пл_{ред}+Кв$  и  $Мп+Рог+Би+Пл+Мт+Кв$ )<sup>\*</sup> (табл. 9). По диаграммам Л.Л. Перчука [87] для этих пород получены следующие температуры ( $^{\circ}C$ ): в первой ассоциации -  $Рп+Мп$  - 670;  $Мп+Рог$  - 800;  $Рп+Рог$  - 720;  $Рп+Би$  - 960;  $Рог+Би$  - 570;  $Рог+Пл$  - 470; во второй -  $Мп+Рог$  - 790;  $Мп+Би$  - 750;  $Рог+Би$  - 600;  $Рог+Пл$  - 550.

Из теории парагенетического анализа следует, что состав фаз в моно- и дивариантных парагенезисах при фиксированных  $P-T$ -условиях один и тот же, и что железистость граната в гранат-биотитовых гнейсах выше, чем в гранат-биотит-кордиеритовых, а в гиперстен-гранат-биотитовых выше, чем в гранат-биотитовых [55, 70, 71]. Однако в реальных обнажениях небольшого размера, в которых должно соблюдаться равенство температуры и давления, соотношения между составом минералов могут быть различными или даже противоположными вышеуказанным. Так, на участке Ивашковцы на расстоянии 200-250 м в одном и том же дивариантном парагенезисе определена различная железистость минералов как по показателям преломления (обр. 140/1 -  $Gr_{76}+Gip_{50}+Bi_{40}$ ; обр. 197 -  $Gr_{67-70}+Gip_{57}+Bi_{42-52}$ ; обр. 197/2 -  $Gr_{67-70}+Gip_{55-56}+Bi_{27-29}$ ), так и по силикатным анализам (соответственно  $Bi_{37,6}+Gip_{49,4}+Gr_{74,2}$ ;  $Bi_{30,3}+Gip+Gr_{69,1}$ ;  $Bi_{31,1}+Gip_{45,3}+Gr_{67,7}$ )<sup>жж</sup>. При этом более магнизиальный гранат зафиксирован в останках гнейсов (обр. 197) и пегматитов (обр. 197/2), претерпевших  $Bl_2^2$  и перекристаллизацию  $M_2^2$ , и отвечает первой генерации (реликтовому гранату I цикла), в то время как более железистый гранат присутствует во вторичных жил- и гнездообразных обособлениях гранатовых чарнокитов  $J_2^2$  в чарнокит-мигматитах  $J_1^2$  и соответствует второй генерации (II цикл). Следует отметить также, что в указанных образцах различна и корреляция состава "сосуществующих" минералов и, следовательно Кр, несмотря на изотермобарическое сечение, тоже различен (табл.9).

У с. Скалополь в одной и той же формации  $J_2^1$  на расстоянии 100-200 м гранат характеризуется одинаковыми морфологическими особенностями и колебаниями состава как в гранатовых чарнокитах, так и в гранат-кордиеритовых гранитоидах и метасоматитах (см. табл. 1, обр. 21, 22, 25-27). У с. Саинка в пестрой пачке перемежающихся пород (см. рис. 12) на расстоянии 10-20 м по 10 образцам выявлен один и тот же интервал изменчивости показателя преломления граната (1,782-1,794) в парагенезисах  $Gr+Gip+Bi$ ,  $Gr+Bi$  и  $Gr+Bi+Кор+Gip$  (езде имеются также  $Пл$ ,  $КШШ$ ,  $Кв$ ), причем минимальный показатель прелом-

\* Подробно о составе минералов см. в работе [14].

жж Сводка химических анализов минералов, иллюстрирующая цикличность геологических процессов, будет опубликована позже.

Т а б л и ц а 9. Породы и парагенезисы основных пород, вскрытые скв. 138 (р. Днестр, с. Раковец)

Номер образца	Порода (формация)	Парагенезис	Глубина, м	F	$\rho$	A	$\lambda_p$ Би-Рог	$\lambda_p$ Рог-МП	$\lambda_p$ Би-МП
C-138	Биотит-роговообманковый гнейс ( $M_{2a}^4$ )	Би <sup>15</sup> <sub>42</sub> +Рог <sup>25</sup> <sub>37,8</sub> +Ди <sup>5</sup> <sub>34(рел)</sub> + +Пл <sup>50</sup> <sub>30</sub> +Кв <sup>3</sup> +Мт <sup>5</sup> <sub>вт</sub> +Ап	333,4- 335,2	58,0	0,50	-7,6	1,19	1,12	1,41
C-138/1	Биотит-двуширокоосновный амфиболит ( $M_{2a}^2$ )	Би <sup>5</sup> <sub>50</sub> +Рог <sup>10</sup> <sub>24,6</sub> +Ди <sup>30</sup> <sub>20</sub> + +Гип <sup>10</sup> <sub>34</sub> +Пл <sup>10</sup> <sub>20</sub> +Кв+Мт <sub>вт</sub> + +Хл <sub>вт</sub> +Мус <sub>вт</sub> +Ка	333,4- 335,2	27,0	0,32	10,0	1,31	1,30	1,71
C-138/4	Микроклинизированная порода ( $M_{2a}^4-7.5$ )	Пл <sup>10</sup> <sub>рел</sub> +Ми <sup>85</sup> +Кв <sup>5</sup> +Хл <sub>вт</sub>	360- 363	-	-	-	-	-	-
C-138/6	Салитовая порода ( $M_{2a}^4$ )	Ди <sup>20</sup> +Пл <sup>80</sup>	364- 367	-	-	-	-	-	-
C-138/9	Амфиболит ( $M_{2a}^4$ )	Би <sup>5</sup> <sub>32,9</sub> +Ди <sup>15</sup> <sub>26,8</sub> +Рог <sup>25</sup> <sub>35,5</sub> + +Пл <sup>50</sup> <sub>30</sub> +Кв <sup>5-10</sup> +Мт <sub>вт</sub> +Ап	392	38,0	0,45	11,5	0,91	1,50	1,34
C-138/10	Биотит-роговообманковый гнейс ( $M_{2a}^4$ )	Би <sup>5</sup> +Рог <sup>15</sup> +Пл <sup>60</sup> +Кв <sup>5</sup> + +Мт <sub>вт</sub> +Ап+Ди <sub>рел</sub>	427	-	-	-	-	-	-

ления (1,780-1,786) зафиксирован не в гранат-кордиеритовых, а в гранат-гиперстеновых ассоциациях (см. табл. 1). Железистость граната в данном случае определяется не парагенезисом, а возрастной генерацией (циклом). Даже на таком небольшом расстоянии сохранились следы различных геохимических и термодинамических режимов. В частности, в этом же обнажении по микроскопическим данным получен полный спектр  $PT$ -параметров от зеленосланцевой до гранулитовой фации (см. табл. 3).

Не мало и других парадоксов, не объяснимых с точки зрения равновесного парагенетического анализа: включения Хл, Ка и Сер в гранатах и плагиоклазах гранулитовой фации, наличие отдельных зерен высокоглиноземистых минералов в метабазитах и, наоборот, минералов, богатых кальцием, в метапелитах (см. табл. 1, обр. 10) и т.п. В иммерсионных препаратах и протолочках гранатовых мигматитов и чарнокитов найдены единичные зерна МП и буро-черной  $Por$  [14, обр. 136/1 и 140/1], в чудново-бердичевских и житомирских гранитах с Гр и Мус — отдельные зернышки Акт (подтверждено рентгеноструктурным анализом), в известково-магнезиальных кальцифирах Среднего Побужья — пироп-альмандинный гранат [119, 130], в гиперстеновых гнейсах — Мус, Хл [14] и Анд [131]. В крупных протолочках мигматитов и чарнокитов гранулитовой фации встречаются совершенно необычные для них минералы, такие как дистен, ставролит, турмалин, флюорит и др. Подобные случаи свидетельствуют, во-первых, о распространенности неравновесных природных систем с отрицательными степенями свободы, во-вторых о наличии взаимозамещений между различными по химическому составу группами пород — метапелитами, метабазитами, силикатно-карбонатными породами и т.п. Иначе откуда МП и  $Por$  в гранатовых чарнокитах и винницитах или пироп-альмандинный гранат в известково-магнезиальных кальцифирах? Неравновесностью и неизохимичностью природных реакций по-видимому, объясняется отсутствие экспериментальных данных по важнейшим моновариантным ассоциациям типа  $PP+MP+Por+Gr+Pl+Kv$ .

Неравновесность минералов часто сочетается с неравновесностью пород — например, в случае перемежаемости дупироксеновых амфиболитов, глиноземистых и силикатно-карбонатных пород (р. Берда, с. Калайтановка), метапелитов, метабазитов и лептинитов (р. Мурафа, с. Саинка), нахождения ксенолитов пород гранулитовой фации в биотит-роговообманковых собятах (р. Сось, пгт Липовец) и др. Практика структурно-метаморфических исследований показывает, что чем более контрастный состав пород в обнажении, тем сложнее и многоэтапнее их эволюция (см. рис. 12), т.е. обычно наблюдается комбинированная пространственно-вещественная и временная дифференциация или зональность.

Таким образом, концепция равновесных парагенезисов дополняется

в настоящее время реальными данными о неравновесности природных ассоциаций, а концепция одноактного метаморфизма — представлениями о полиметаморфизме [28, 34, 45, 52, 61, 110, 112]. Даже в случае классической одноактной метаморфической зональности при детальном структурно-метаморфических исследованиях обычно обнаруживается сложное многоэтапное развитие [28, 114, 142]. На территории Украинского щита полиметаморфизм и полиметасоматоз описан в работах [13, 14, 24, 42, 50, 59, 75, 101, 135 и др.]. В настоящее время можно говорить не только о полиметаморфизме какой-либо толщи в каком-либо районе, но и о полиметаморфизме некоторых широко распространенных метаморфических и гранитоидных пород — биотит-гранат-гиперстеновых ( $\pm$ Кор), биотит-гранат-кордиеритовых ( $\pm$ Сил) гнейсов и их мигматитов, эцлогитоподобных пород, сиаполит-волластонит- и гроссулярсодержащих кальцифилов, виннитов, чудново-бердичевских гранитов и т.п. (см. табл. 1, 4, 6). Неравновесные полиметаморфические ассоциации особенно характерны для силикатно-карбонатных пород [13, 42, 74], в силу чего в одном обнажении или даже образце нередко устанавливаются различные минералогические фации глубинности Д.С.Коржинского [53].

#### СВЯЗЬ

#### МИНЕРАЛО- И ПОРОДООБРАЗУЮЩИХ ПРОЦЕССОВ С ДЕФОРМАЦИЯМИ

Структурно-метаморфическими исследованиями выявлена однозначная связь минерало- и породообразующих процессов с деформациями. Практически нет случаев, когда бы кристаллизация или перекристаллизация происходили без участия тектонических процессов. Реакции идут только там, где нарушена сплошность породы и есть доступ растворам. Нет деформаций — нет и реакций. Законсервированные малоизмененные породы могут находиться рядом с полибластомилонитами в долгоживущей тектонической зоне. При этом контроль перекристаллизации осуществляется по-разному: в случае даек базитов и позднеорогенных жил лейкогранитов он часто бросается в глаза еще в обнажении, — указанные породы непосредственно приурочены к разрывным нарушениям со смещениями, притыканием и подворотом полос в разных блоках и т.п. (фото 28). Это отмечалось В.В.Эзом [133, 134] и др.

Очень четко виден этот контроль в бластомилонитах, катаклазитах и бластокатаклазитах, — они не только приурочены к зоне разлома, но обычно содержат явные реликты пород, подвергавшихся раздроблению, хотя в них присутствуют всегда и новообразованные, синкинематические ( $\pm$  посткинематические) минералы (фото 29). Последние приурочены к плоскостям скольжения и имеют четко выраженную уплощенную или линей-

ную форму. Даже изометричный в обычных условиях гранат, развиваясь в бластомилонитах по биотиту, часто имеет унаследованную уплощенную форму (см. рис. 14, 15 [19]). Приуроченность биотита или роговой обманки к плоскостям Бл также выражается по-разному. В одних случаях это разрозненные чешуйки или зерна, приуроченные к плоскостям катаклаза и расланцевания, в других — сплошное заполнение полостей и цементация биотитом или роговой обманкой раздробленных зерен полевых шпатов, кварца и других докинематических минералов (фото 30). При этом соотношения минералов напоминают брекчи, песчаники и другие обломочные породы, в связи с чем можно спутать структуры с реликтами первично-осадочных структур.

Если синхронно с деформациями кристаллизуются кислые кварц-полевошпатовые минералы, что имеет место при гранитизации, то роль цемента выполняют они, а обломки и порфиробласты обычно представлены темноцветами (+Кв и III первой генерации).

Чем реже расположены плоскости скольжения  $S$  в исходной породе и меньше постдеформационная перекристаллизация в тех же плоскостях скольжения, тем очевиднее роль тектоники. Однако, когда  $S$  стгущаются и перекристаллизация усиливается, то можно увидеть всю гамму переходов к обычным сланцевато-полосчатым, сланцеватым или даже массивным гнейсам, в которых  $S$  и приуроченные к ним чешуйки Би, зерна Рог, Сил, Гип и другие минералы являются реликтовыми и замещаются светлыми кремнекислотными посткинематическими минералами (Пл, Кв и КIII), не имеющими никакой ориентировки. В предельном случае перекристаллизации породы приобретают массивную текстуру, потому что сланцеватые породы в отсутствии стресса менее выгодны термодинамически. Обломки, "скатыши", порфирокласты исходных пород, отчетливо видные в бластомилонитах, при постепенном нарастании перекристаллизации превращаются соответственно в "галыки" псевдоконгломератов и порфиробласты. В частности, в порфиробластических породах обычно еще хорошо видна связь порфиробластеза с наложенными плоскостями скольжения (Бл). При еще большей раскристаллизации обломки преобразуются в неясно ограниченные пятна и тектонический контроль уже полностью затухает.

Непосредственную связь кристаллизации с деформациями можно проследить также по увеличению синкинематической минерализации (Би, Грф, Сил, Рог и т.п.) при усилении расланцевания и стгущении  $S$ . Это играет ключевую роль при установлении происхождения биотитизированных пород и связанных с ними биотитовых гнейсов, развивающихся по лептинитам, амфиболитизированных пород, амфиболитов, гиперстеновых гнейсов, двупироксеновых гнейсов и кристаллосланцев, железо-

рудных месторождений, графитовых гнейсов и графитового оруденения. На Завальевском месторождении, например, отчетливо видна приуроченность графита к двум системам наложенного расщепления:  $S_1 - \beta 325-330^\circ \angle 80-85^\circ$  и  $S_2 - \beta 20-30^\circ \angle (200^\circ) \angle 85-88^\circ$ . В результате сочетания этих двух направлений образуются флексуорообразные складки с шарнирами  $180^\circ \angle 85^\circ$ .

Труднее всего связь минерало- и породообразующих процессов с деформациями распознается в массивных синорогенных гранитоидах, слагающих большую часть докембрийских щитов. Это связано с тем, что плоскости катаклаза и дробления развиваются не в виде привычных четко ориентированных в одном направлении плоскостей скольжения или расщепления, а в виде невыдержанных по простиранию, взаимно-пересекающихся плоскостей растрескивания, примерно параллельных плоскостям скалывания в эллипсоиде деформаций. Второй усложняющий момент - обычно сильно выраженная посткинematическая перекристаллизация, вследствие чего гранитоиды обладают массивной текстурой. Все же при внимательном наблюдении часто видны реликтовые плоскости Ел и Рс в одном или двух направлениях. Этот эффект зафиксирован и в обнажении (фото 31, 32; Рис. 10, 20, 28, 29), и в шлифах (фото 11, 30). При этом, как правило, проявляются две фазы Ел и Рс (два этапа хрупких деформаций): начальная  $J_{2a}$ , сопровождаемая кристаллизацией темпоцветов, т.е. базификацией, и конечная  $J_{2b}$ , синхронно с которой происходит кварцевая (+Сил) минерализация, с последующей фельдшпатизацией. При этом структуры Ел и Рс обычно более четко выражены в фазе  $J_{2a}$ , - гранитоиды этой фазы нередко имеют брекчиевидную текстуру (фото 12, 33) с явными признаками докинematических минералов и последующего их смещения (см. фото 22, 24, 25) и цементации синкинematическими минералами. Гранитоиды фазы  $J_{2b}$  обычно более раскристаллизованы и структуры Ел и Рс чаще всего полностью утеряны. Но и в этом случае часто сохраняются струйки Кв, Сил или Фи, или псевдоморфозы по ним Пш, фиксирующие реликтовые, "гелицитовые", плоскости Ел и Рс (фото 18).

В связи с приведенными иллюстрациями хрупких деформаций, предшествующих гранитообразованию, напрашивается вывод об отсутствии магматических гранитов в сколько-нибудь значительном масштабе. Увеличение проницаемости пород при деформации экспериментально доказано А.Н.Ставрогиным [109]. Объем образцов увеличивался при неравномерном трехосном сжатии, что является следствием раскрытия микротрещин. Обнаруживается четкая зависимость коэффициента проницаемости от увеличения объема. Деформации также приводят к изменению внутренней энергии породы [84]. И.С.Делицын [30] показал, что про-

цесс деформации в связи с нарушениями кристаллической решетки идет с накоплением энергии внутренних напряжений, процесс рекристаллизации — с ее уменьшением. Этим объясняется следующая неизбежно за деформацией перекристаллизация, что наблюдается повсеместно в природных условиях. Деформации кроме разрыва сплошности породы и ее перемешивания с раствором играют существенную роль при достижении энергии активизации и зародышеобразования новой фазы. При значительной разности химических потенциалов (по отношению к равновесию) кристаллизуются неупорядоченные метастабильные слои [41]. Подобная ситуация может возникнуть при внезапном дроблении и проникновении растворов.

#### СТРУКТУРНО-МЕТАМОРФИЧЕСКИЕ КРИТЕРИИ НЕРАВНОВЕСНОСТИ МИНЕРАЛОВ И ПОЛИМЕТАМОРФИЗМА

Общезвестные признаки неравновесности — это явно реакционные соотношения минералов, каемки, распространенность разнообразных симплектитов и симплектитоподобных сростаний. Сутурные границы зерен свидетельствуют о напряженном состоянии. Равновесной считается полигональная структура с тройным сочленением границ под углом  $120^\circ$  [41, 97]. Структурно-метаморфический анализ намного расширяет арсенал признаков неравновесности возрастных соотношений минералов и полиметаморфизма за счет применения приемов полевой геологии при изучении шлифов — взаимопересечение жилок, замещение "по простиранию" и т.п. Основные критерии реакционных и возрастных соотношений минералов — кроме выше указанных, следующие: 1) признаки дробления и смещения отдельных обломков минералов; 2) огибание ранних минералов плоскостями скольжения, полосами другого состава ориентированной или массивной текстуры, при этом возникают картины типа микробудинажа; 3) ориентированное или беспорядочное расположение каждого минерала в отдельности (например, если в гнейсах Би расположен по сланцеватости, а Кв и Пш образуют массивные или даже поперечные агрегаты, "съедающие" биотитовую сланцеватость, то они образовались позже, в посткинematический период); 4) наличие реликтовых жилок или пятен мелко- и тонкозернистой катакlastической ткани в отдельных минералах или агрегатах минералов; 5) псевдоморфное замещение одних минералов другими с унаследованием всех признаков деформации и катаклаза предшествующего минералов, например, гипертен, замещающий биотит с изогнутыми деформированными чешуйками, сам часто отличается криволинейной спайностью (см. фото 8); 6) прослеживание каких-либо структурных элементов из одних минералов в другие: спайности,

грубых трещин, секущих прожилков катакlastического Кв, Сер, Хл, Ка и другие, причем для одного минерала эти элементы являются наложенными, а для других — реликтовыми; 7) утолщение замещающего минерала по сравнению с замещаемым за счет смежных минералов при псевдоморфном замещении; 8) не свойственная данному минералу форма или спайность (см. фото 8); 9) пятнистая окраска и плеохроизм новообразованных минералов с унаследованием оттенков окраски замещаемого минерала — этот критерий особенно хорошо действует совместно с традиционным изучением включений (например, бурая пятнистая окраска Рог, сгущающаяся возле включений высокотитанинистого красного Би, плеохроичные дворники без аксессуаров или желтовато-коричневые пятна бывшей биотитовой окраски в Кор и Пл, — опять-таки синхронно с наличием включений); 10) закономерно ориентированные вроски-включения раннего минерала в более позднем минерале-хозяине (см. фото 20); 11) соответствие микрокритериев полевым взаимоотношениям (например, при определении взаимоотношений Гр и Гип весьма существенно установленные вторичных жил, гнезд, цепочек одного из этих минералов.

Важно подчеркнуть, что макроструктура огибания и будинажа, складчатости и других видов деформации (пункт 2) часто не соответствует массивной микроструктуре составных компонентов, совершенно лишенных признаков какой-либо деформации (фото 34, 35). Это значит, что после дислокаций происходила перекристаллизация, уничтожившая ориентированную микроструктуру и другие признаки деформации внутри отдельных составляющих, но унаследованная макроструктура дислоцированных пород сохранилась [14, фото 4, 5]. Аналогично при чередовании массивных и сландеватых пород часто обнаруживается их разновозрастность. Зерна Гр или Гип, иногда имеющие вид пологих или крутых складок (пункт 5), конечно, являются посткинematическими и унаследуют структуру бывших минералов, ибо при наложенной деформации подобные тугоплавкие, твердые и хрупкие минералы могут только дробиться. Так же следует интерпретировать и другие сложные узоры катакlastического типа, свойственные очень часто гранату. Посткинematические, самые поздние кристаллы граната нередко имеют идиоморфный облик или скелетные очертания [19, 36, 41, 65].

Примерно те же критерии определения разновозрастных генераций одноименных минералов: различное внутреннее строение зон, характер включений, наличие границ между зонами, различные рельеф, окраска, двупреломление и т.п.

В качестве резюме по этой части отметим, что в подавляющем большинстве метаморфических и гранитоидных пород по соотношению с деформационными структурами какой-либо фазы  $D_{1-2}$  можно выделить

три группы минералов, соответствующие в целом равновесным парагенезисам: додеформационные, синдеформационные и постдеформационные, или посткинематические. Реальные ассоциации пород, в том числе описываемые обычно моно- и дивариантные парагенезисы являются неравновесными и включают в себя различные по времени указанные группы минералов. Именно этим объясняется существование многоминеральных парагенезисов, которое не согласуется с правилом фаз и подвижностью компонентов в метаморфических и гранитоидных породах (виницты и др.).

## 2 МИНЕРАЛОГО-ГЕОХИМИЧЕСКИЙ ЦИКЛ

Итак, существует объективный факт многоэтапности деформаций, метаморфизма, гранитизации и других метаморфически-метасоматических процессов. Попытаемся установить какую-либо закономерность в образовании минералов, слагающих ту или иную породу.

Подавляющее большинство пород состоит из меланократовых и лейкократовых минералов. Н.Л.Боуэн [11] еще в 1928 г. установил определенную последовательность в образовании меланократовых и лейкократовых компонентов изверженных горных пород - общеизвестный реакционный ряд Боуэна. В дальнейшем, правда, это направление не получило должного развития. Подобным методом можно изучить и метаморфические горные породы. Если взять самые распространенные биотитовые, биотит-роговообманковые, биотит-пироксеновые, биотит-гранатовые, биотит-кордиеритовые, биотит-силлиманитовые и прочие разновидности гнейсов, то везде в целом проявляется некоторая полярность между меланократовыми и лейкократовыми минералами. Сланцеватость фиксируется обычно по Би, линейность по Рог, а Кв и Пл (КШ для первичных гнейсов не характерен) имеют более-менее изометричные очертания и располагаются прямо на пути удлиненных зерен Би и Рог, замещая их по простиранию, не обнаруживая особых признаков деформаций и действий ориентированного давления (стресса). По этому поводу следует вспомнить, что там, где кислые породы претерпели деформацию, они приобретают гранулитовую текстуру, развальцовываются, рассланцовываются и т.п. Так же, как и в случае чередования сланцеватых и массивных пород вывод должен быть такой: поскольку Би и Рог ориентированы, а Кв и Пл нет, то первые являются синкинематическими, а вторые посткинематическими, т.е. в образовании любого гнейса выделяются две фазы: 1) деформация, обусловившая доступ тем или иным растворам, кристаллизацию и ориентированное расположение Би и Рог; 2) син- и посткинематическая рекристаллизация преимущественно светлых минералов. Первая синкинематическая кристаллизация соответствует ба-

зификации, вторая син- и посткинематическая перекристаллизация - гранитизации. Однако, судя по реликтам катакластического Кв в Пл и наличию в некоторых случаях "слепых" кварцевых и мirmekитовых прожилков, угасающих в порфиробластах Пл или массивных агрегатах зерен Пл, вторая стадия формирования породы также состоит из двух фаз: а) деформации, дробления и синкинематической кристаллизации Кв; б) посткинематической кристаллизации Пл. В частности, при неравномерном распространении второй фазы, по-видимому, и возникают различные морфологические разности плагиопегматитов.

Таким образом, элементарный цикл формирования простейшей метаморфической породы типа биотитового гнейса выглядит следующим образом:  $D_1 \rightarrow M_1 \rightarrow D_2 \rightarrow \gamma_1$ . Реакционный ряд минералов: Би  $\rightarrow$  (Пл+Кв). Если в породе есть Рог, то в первую фазу добавляется син- и посткинематическая кристаллизация Рог, развивающейся по Би и обычно с реликтовыми включениями последнего. Если гнейс биотит-гранатовый, то во время посткинематической стадии фазы  $D_1-M_1$  образуется Гр с включениями Би. Реакционный ряд биотит-роговообманкового гнейса: Би  $\rightarrow$  Рог  $\rightarrow$  (Кв+Пл); гранат-биотитового гнейса: Би  $\rightarrow$  Гр  $\rightarrow$  (Пл+Кв). Место Гип в этом ряду после Рог в породах основного ряда и после Би в породах, бедных Са (Би-Рог-Гип-(Пл+Кв), Би-Гип-(Пл+Кв)). В биотит-гранат-гиперстеновых гнейсах Гр и Гип находятся обычно в реакционных взаимоотношениях: либо Гр замещает Гип, либо наоборот, т.е. в этом случае минералообразование не укладывается в простейший цикл, - к нему добавляется фаза  $\gamma_2$  ( $D_1-M_1-D_2-\gamma_1-D_3-\gamma_2$ ), что соответствует ряду Би<sup>1</sup>-Гип-(Кв+Пл)-Би<sup>2</sup>-Гр или  $M_{1,2}^2$  ( $D_1^1-M_1^1-D_2^1-\gamma_1^1-D_2^2-M_2^2-M_2^2$ ) что соответствует полициклическому ряду Би<sup>1</sup>-Гр-Кв-Пл-Би<sup>2</sup>-Гип, в котором Би и Гип связаны уже с фазой базификации II цикла). В любом случае посткинематической кристаллизации Гип или Гр предшествует синкинематическая кристаллизация Би. При максимально полной посткинематической перекристаллизации биотит исчезает совсем и гнейсы превращаются в чисто гиперстеновые, чисто гранатовые или чисто роговообманковые. Впрочем это бывает крайне редко, биотит хотя бы в виде единичных реликтовых включений присутствует почти всегда. Кристаллизация биотит-гранатовых, биотит-гиперстеновых или гиперстеновых плагиогнейсов во время элементарного цикла обусловлена исходным составом пород и общим соотношением кислотности-основности в метаморфизирующем флюиде.

В породах основного ряда в условиях гранулитовой фации обычно наблюдаются кроме Рог два пироксена. В этом случае схема цикла будет  $D_1-M_1-M_2-D_2-\gamma_1$ , что соответствует минералогическому ряду Би-Рог-Мп-Рп-Кв-Пл. Кварц может отсутствовать при далеко зашедшем про-

цессе образования Пл. Биотит в амфиболитах обычно присутствует в виде редких реликтовых включений. Вполне определенное место занимают и акцессорные минералы; Цр по структурно-метаморфическим признакам связан с разложением Би и Рог во время фазы  $D_2 - J_1$  или  $D_3 - J_{25}$ ; Ап синхронен Пл - увеличению активности и привносу  $CaO$ ; Мт следует непосредственно за Цр, что нередко фиксируется каемками Мт по Цр, образуемому при дроблении и замещении биотита кварцем и плагиоклазом или Кв и КШШ.

В массивных гранитоидах можно проследить ту же картину, только реликтовая ориентировка плоскостей скольжения выражается не в виде равномерной сланцеватости, а в виде разорванных и ориентированных друг к другу под углом плоскостей Бл и Рс. Правда, до деформации видимо уже существовали зерна Пл, которые часто обтекаются плоскостями Рс (см. фото 1, 24), т.е. схема элементарного цикла прежняя, но так как гранитоиды  $J_2$  образуются в гнейсо-мигматитовой раме  $M_1 - J_1$  и содержат ее ксенолиты, то нумерация фаз другая:  $D_3 - J_{2a} (M_3) - D_4 - J_{2b}$ . Реакционный ряд биотитового гранита:  $Пл^1 - Би - Кв - (Пл^2 \pm КШШ)$ ; биотит-роговообманкового гранита:  $Пл^1 \pm Кв^1 - Би - Рог - Кв^2 - (Пл^2 \pm КШШ)$ ; биотит-гранатового гранита:  $(Пл^1 + Кв^1) - Би - (Гр \pm Кор \pm Шп) - (Пл^2 + Кв^2 \pm КШШ)$ ; чарнокита:  $(Пл^1 + Кв^1) - Би - Гип - (Кв^2 + Пл^2 \pm КШШ)$ ; гранатового чарнокита:  $(Пл^1 + Кв^1) - Би - (Гип + Гр) - (Кв^2 + Пл^2 \pm КШШ)$ ; чарнокита, обогащенного Са:  $(Пл^1 + Кв^1) - Би - (\pm Рог) - (\pm МП) - Гип - (Кв^2 + Пл^2 \pm КШШ)$ .

Формация позднеорогенных лейкогранитов отличается уже только кислотным преобразованием по схеме  $D_{4-5} - J_3$ ; реакционные ряды характеризуются отсутствием стадии базификации. Плоскости blastsмилонитизации, возникающие во время фазы деформаций  $D_{4-5}$ , контролируют образование синкинематических мелко- и тонкозернистого катакlastического Кв, к которому иногда добавляются Сил или Мт. При посткинематическом преобразовании происходит дальнейший вынос темноцветных компонентов. В остаточных релитовых выделениях концентрируются слабые основания  $Fe^{2+}$ ,  $Fe^{3+}$  и даже Al, образуя посткинематические кристаллы Гр и Кор, ассоциирующие обычно с неориентированными, тоже посткинематическими, зернами и порфиробластами КШШ, реже Пл. Би отсутствует вообще или представлен редкими реликтовыми включениями в Гр и Кор. Последний чаще всего замещен агрегатом вторичных слюдястых минералов - Мус, Сп, Хл, пинита и Кор. Реакционный ряд гранатового гранита:  $(Пл^2 + Кв^2 + Би) - (Кв \pm Сил) - (КШШ + Гр \pm Пл^3)$ . В породах нормального ряда вместо Гр часто присутствует Мт. Иногда Гр замещается Мт. Граниты формации  $J_3$  легко диагностируются в случае контрастных жил- и гнездообразующих выделений лейкократового состава. Но вероятно, эта фаза имеет место и в теневой гранитиза-

ции вмещающих сиенитогенных гранитоидов. Поэтому непонятно, является фаза  $\mathcal{P}_2$  самостоятельной или отражением фазы  $\mathcal{P}_3$  во вмещающих гранитоидах.

Итак, в каждой породе фиксируется одновременность и реакционные соотношения между темными и светлыми минералами. Если сравнить их формульный состав, то сразу видно, что первые обогащены основаниями, вторые — кислотными и амфотерными оксидами. Особенно четко это выражено на диаграммах кислотности—основности  $S-A$ . Полярность и одновременность образования этих двух групп минералов обусловлена их различным кислотно—основным или термодинамическим потенциалом. Темноцветные минералы, богатые основаниями, образуются в одном геохимическом режиме (ближе к нейтральной среде), в котором неустойчивы светлые минералы, пересыщенные  $SiO_2$ . Последние, наоборот, устойчивы при кислотном геохимическом режиме, сопровождающемся выносом оснований. Смена декораций происходит во время деформации и проникновения новой порции растворов. Процесс чаще всего не доходит до конца. Приближение к равновесию наступает раньше, чем выносятся все темноцветные минералы. Влияние геохимической среды на парагенезис иллюстрируется табл. 2, 9.

Таким образом, указанный минералогический цикл обусловлен импульсивно меняющимся геохимическим режимом, поэтому может быть назван минерало—геохимическим циклом. В приведенной последовательности образования минералов (реакционных рядах) обнаруживается прогрессивная направленность метаморфически—метасоматических преобразований — серия реакций дегидратации\*, т.е. прогрессивный метаморфизм широко распространен, что несколько не согласуется с общепринятым мнением о плохой сохранности низкотемпературных минералов при прогрессивных изменениях и большей распространенности диафорических явлений. Обычно считается, что биотит развивается по гиперстену, а не наоборот. Как было показано выше, встречаются в общем и те, и другие реакции, но закономерными в моноциклическом комплексе являются прогрессивные изменения, хотя на первый взгляд кажется, наоборот [14, 75]. Подобное обманчивое впечатление связано с особенностями морфологии и ориентировки биотита, роговой обманки и пироксенов.

#### СТРУКТУРНО—ФОРМАЦИОННЫЙ ЦИКЛ

В течение одного элементарного минерало—геохимического цикла образуется одна метаморфическая порода, или ассоциация метаморфических

\*В общем случае, реакции гидратации—дегидратации обусловлены не только  $P-T$ -режимом, но и изменением баланса основных и кислотных оксидов, а также условиями кристаллизации (син- и посткинematическими).

пород, свойственная определенному тектоническому, термодинамическому и геохимическому режимам с присущими им определенными этапами эволюции и характерными признаками минерало- и породообразования. Именно такое понимание целесообразно вкладывать в термин "формация" при изучении глубоко метаморфизованных и дислоцированных толщ докембрия, в которых полностью утеряны признаки их первичного образования (при "снятии" метаморфизма одного этапа обнаруживается другой метаморфически-метасоматический парагенезис, которому предшествует третий и т.д.). Формации или простейшие элементарные циклы образуются в моноциклическом комплексе в определенной последовательности от  $M_1$  до  $M_3$ , о чем уже говорилось в гл. 1. Этот вопрос является наиболее разработанным [69]. Малые циклы складываются в большой структурно-формационный цикл с общей схемой преобразования от кислых пород  $M_1$  к основным  $M_2$ , затем опять к кислым -  $M_1, M_2, M_3$ . Общая схема полного структурно-формационного или тектоно-метаморфического цикла:  $(D_1 - M_1 - M_2 - D_2 - M_1) - (D_3 - M_2 - M_1 - D_4 - M_3 - M_2)$ .

В формацию  $M_1^1$  входят биотитовые или биотит-гранатовые плагиогнейсы. При этом Гр с включениями Би возможно следует относить уже к формации  $M_2$  посткинematической кристаллизации. Группа формаций  $M_2$  самая разнообразная по составу. В зависимости от исходных пород и геохимического режима в ней можно выделить три подформации  $M_2^1$ : биотит-гиперстеновых гнейсов  $M_{2a}$ ; пород основного ряда -  $M_{2b}$ ; силикатно-карбонатных пород -  $M_{2c}$ . Временные соотношения между этими подформациями еще требуют уточнения, хотя подформация  $M_{2c}$ , как правило более поздняя по отношению к  $M_{2a}$  и  $M_{2b}$ . Вся эта группа в ее современном залегании является метаморфически-метасоматической формацией пород основного состава, образовавшейся вследствие син- и посткинematической перекристаллизации в твердом состоянии, отчетливо контролируемой деформациями (фото 36, 37). В частности, плоскости Рс вероятно реализуются иногда в диабазовой структуре, зафиксированной в типичных метаморфических породах (фото 38). Изначально возможно дроблению подвергались и магматические базиты, но это уже область предположений. Синхронно с образованием самостоятельных тел  $M_{2c}$  во вмещающих породах наблюдается ореол базификации или своего рода контактовый метаморфизм с формированием зоны гиперстенизации  $M_{2a}$  в кислых или глиноземистых породах (например, фото 1; табл. 1, обр. 1, 2, 17 и т.п.). В сущности нет четких границ между метаморфическими, метасоматическими, гранитоидными и магматическими породами. Где-то соприкасаются и определения "контактовый метаморфизм", "метаморфическая зональность", "ореол базификации", "гранитизация" и т.п. Возможно и не следует требовать излишне чет-

ких определений. Размытая нечеткая граница наблюдается также между гнейсами формации  $M_1$  и плагиомигматитами  $J_7$ . Схема цикла и в тех, и в других одинакова. Мигматитоподобные породы могут быть и результатом неравномерно проявленной фазы  $J_7$  (в гнейсах она равномерная), и неравномерного наложения фазы  $D_1^2 - M_1^2$  на кислые породы предыдущего цикла  $J_1 - J_3$ . Подобное явление конвергенции наблюдается постоянно.

Наиболее интересные результаты получены при изучении формации синорогенных гранитоидов  $J_2$ . Уже раньше многие обращали внимание, что чудново-бердичевские граниты, виннициты и другие гранитоиды по химическому составу не кислее, чем содержащиеся в них ксенолиты плагиогнейсов [87, 129, 131]. Это и послужило основанием для интерпретации чудново-бердичевских гранитов как метаморфических пород [90]. При детальном структурно-метаморфическом исследовании выяснилось, что в более-менее крупном массиве гранитоидов всегда есть и более меланократовые, и более лейкократовые разности. Более меланократовые разности обычно представляют собой деформированные и расстрескавшиеся средне- и крупнозернистые породы, в которых трещины или плоскости Рс и Бл выполнены Би, иногда напоминая цемент в брекчии (см. фото 30). К выделениям Би приурочены более поздние выделения Гр, Кор, Шп и Сил. Такие породы с реликтовыми плоскостями и зонами Бл дают переходы и к совсем меланократовым бескварцевым глиноземистым метасоматитам (см. рис. 3, 6, табл. 1, 10, 25-28, табл. 6, обр. 47, 48, 69, 70) с Шп и Сил. Подобные меланократовые базификации  $M_3 - J_{2a}$  подвергаются новой деформации и дроблению с синкинематической кристаллизацией уже Кв+Сил и следующей за ней посткинематической кристаллизацией Пл<sup>2</sup>+КШл. Окончательный облик гранитоидов сформирован, следовательно, в три этапа: исходная кислая среднезернистая порода - базификация - гранитизация.

Отмеченная закономерность хорошо выражается на диаграмме  $S-A$  (см. рис. 17, 18). Фигуративные точки состава синорогенных гранитоидов на первой стадии  $J_{2a}$  выстраиваются линиями от исходных плагиогнейсов в сторону Гр, Би и Кор, и если продолжить эту линию дальше, то до пересечения с точкой Шк на стороне  $S-A$  (шпинельный тип базификации). Заметим, кстати, что во время раннеорогенной базификации  $M_{2a, \delta}^2$  точки выстраиваются в направлении Гип и Рог и еще дальше к Дол (доломитовый тип базификации), а в подформации  $M_{2b}$  к МП и далее к Ка (кальцитовый тип базификации). Во время второй стадии  $J_{2b}$  точки располагаются в направлении кварц-полевошпатовой "эвтектики". Область состава, близкого к эвтектике, наиболее термодинамически выгодна (экстремальна) и в метаморфически-метасоматических породах.

Формация же позднеорогенных гранитоидов характеризуется четко

выраженной кварцевой специализацией — точки выстраиваются вдоль линий, направленных в сторону  $SiO_2$  на диаграмме  $S-A$ . Общий характер эволюции в течение структурно-формационного цикла от кислых пород к основным и опять к кислым представлен на рис. 1, 17, 18 и др.

В типичном структурно-метаморфическом комплексе, включающем  $M_1$ ,  $M_2$ ,  $T_{1-3}$ , наиболее многоминеральными и полиметаморфическими являются мигматиты и синорожденные гранитоиды. В них как бы отражаются в той или иной степени многие этапы и фазы структурно-формационного цикла, в то время как в формациях  $M_1$ ,  $M_2$  и  $T_3$  сильнее проявились отдельные этапы этой эволюции, вследствие чего, они более индивидуализированы в соответствии с этими этапами. Например, во время перекристаллизации  $M_2$  в полимигматитах рамы могут быть зачатки гиперстенизации, а в линзах и полосах формации  $M_{2a}$  уже готовый продукт — гиперстеновые гнейсы.

### ДЕФОРМАЦИОННЫЙ ЦИКЛ

В литературе неоднократно обсуждалась цикличность в характере деформации [34, 76, 77, 110]. В самом общем виде цикличность в отношении тектоники и деформаций заключается в смене опускания подъемом, пликтивных дислокаций — дизъюнктивными [7, 123, 128]. Однако при детальных структурно-петрологических исследованиях кристаллических пород выясняется, что пликтивные деформации в чистом виде не наблюдаются. Даже в исходной формации плагиогнейсов  $M_1$  обнаружены следы дробления, растрескивания и смещения отдельных обломков граната (см. фото 15). Складки (тесно сжатые, асимметричные, изоклинальные) обычно сопряжены с мигматитами, в которых также можно найти следы хрупких деформаций. В синорожденных гранитоидах регионально развиты структуры брекчирования, дробления и растрескивания (см. фото 30, 33), обломки-ксенолиты (фото 5, 12), но отмечаются и скиалиты складчатой структуры (фото 31). Таким образом, поляриность между складчатыми и разрывными, пластичными и хрупкими деформациями хотя и имеется, но не такая сильная, как предполагалось. Сланцеватость в ксенолитах иногда концентрическая, т.е. то, что принимают вначале за складку, ничего общего со складчатостью не имеет (псевдоскладки). Во всяком случае складки изгиба видимо имеют ограниченное распространение [77], и истинный механизм складкообразования в гранулитовой фации во многом еще не ясен.

Тем не менее, можно наметить некоторые закономерности в прохождении деформаций в течение тектоно-метаморфического или структурно-формационного цикла (см. рис. 1). Для начальных стадий (формация  $M_1$ ) характерно густое равномерное расположение плоскостей

скольжения, что и создает сланцеватую текстуру этих пород. Вязе плаггиомигматитов  $D_2 - \delta_1$  свойственно уже более неравномерное расположение  $\delta$ , но еще сохраняется ориентировка ее в одном направлении, — в результате возникают полосчатые текстуры. В синорогенных гранитоидах  $\delta_2$  явно преобладают плоскости  $P_c$ , ориентированные примерно по диагональным направлениям скалывания и расположены реже и неравномернее, чем в мигматитах  $\delta_1$ . И, наконец, позднеорогенные гранитоиды контролируются резко выделяющимися в раме разрывными нарушениями. Следовательно, от начала к концу цикла объем деформированных пород уменьшается, а деформации становятся все более хрупкими (рама соответственно все жестче), т.е. наблюдается нисходящий структурный ряд [77, 110].

#### ЗНАЧЕНИЕ ПОЛИМЕТАМОРФИЗМА И ПОЛИЦИКЛИЧНОСТИ ПРИ ВЫДЕЛЕНИИ ФАЦИЙ, СУБФАЦИЙ И ФАЦИАЛЬНЫХ СЕРИЙ

##### Породы, бедные кальцием

При корреляции разных петрогенетических реакций, особенно в разных группах пород (метапелитах, метабазах и т.п.), существуют определенные трудности. Обнаруживаются расхождения в определении типа фациальной серии по индексо-минералам (Сил, Ки, Анд), парагенезисам (Гип+Сил, Ди+Гр и пр.) и по железистости граната в дивариантных ассоциациях метапелитов. В одних и тех же иммерсионных жидкостях в одно и то же время были замерены показатели преломления гранатов в дивариантных парагенезисах Ал+Кор+Би+КПШ+Кв, Ал+Гип+Би+КПШ+Кв и Ал+Би+Сил+КПШ+Кв из разных регионов. Оказалось, что при сходной железистости граната, соответствующей  $n = 1,785-1,789$ , по другим критическим парагенезисам устанавливаются разные фациальные серии, а именно: в Приднестровье — фациальная серия  $A_2$  по В.А. Глебовицкому [25], в Среднем Побужье —  $AB$  или  $A_1$ , в Енисейском крае и Юго-Западном Памире —  $B_2$ . В докембрии Енисейского края минимальная железистость граната ( $n = 1,779-1,787$ ;  $F = 56-63$ ) наблюдается не только в гиперстен-силлиманитовых и шпинель-кварцевых ассоциациях, но и в богунитах (Гр+Би+Гип<sub>ред</sub>+Пл+КПШ+Кв+Мт<sub>вт</sub>). Довольно низкая железистость граната ( $n = 1,787-1,790$ ) свойственна некоторым гранат-биотит-силлиманитовым гнейсам Юго-Западного Памира, ассоциирующим с биотит-роговообманковыми гнейсами и гранатовыми амфиболитами, в то время как в парагенезисе Гр+Ки+Би+Пл+КПШ+Кв железистость его зачастую значительно выше ( $n = 1,807-1,811$ ).

Из приведенных данных о наличии полиметаморфических гнейсов с неравновесным нахождением минералов и их разновозрастных генераций,

связанных с различными этапами (циклами) эволюции, следует, что формальная идентификация фаций и фацциальных серий по реальному набору минералов и железистости граната в соответствующих "парагенезисах" дает лишь грубое приближение и нередко не отвечает действительности. Подобные сопоставления должны выполняться только на основании детального структурно-метаморфического анализа с выделением групп минералов, образующихся в один этап метаморфизма, с установлением до-, син- и посткинematических ассоциаций и генераций минералов. Сходная железистость граната в разных парагенезисах изотермобарического сечения свидетельствует о том, что этот параметр определяется в основном внешними условиями (геохимическим и термодинамическим режимами) и мало зависит от особенностей среды.

Биотит-силлиманитовые гнейсы (+Al или Кор), которые обычно относятся к амфиболитовой фации [32, 71, 120], на одних участках перемежаются и ассоциируют с биотит-роговообманковыми гнейсами и монопироксеновыми амфиболитами (Приднестровье, г. Каменка; Юго-Западный Памир, р. Шахдара), на других - с двупироксеновыми гранулитами (+Pog) (Гайворон-Завальевский блок на Побужье). На последнем участке отмечается минимальная железистость граната ( $F = 56-60$ ) для юго-западной части Ущ, - меньше, чем в гиперстен-кордиеритовых и гранат-кордиеритовых парагенезисах. Эти расхождения можно объяснить широким полем устойчивости биотит-силлиманитовых гнейсов, разным геотермическим градиентом и разными вариантами полиметаморфизма.

Многие равновесия, используемые при построении петрогенетической сетки и считающиеся ди- или моновариантными, на самом деле являются комбинацией нескольких субэкстремальных и (или) гетерохимических реакций. Расшифровка отдельных фаз интересна не только для характеристики геологического развития того или иного района, но и для интерпретации и определения  $P/T$ -условий некоторых общепринятых фаций и субфаций. Так гиперстен-силлиманитовая фация, которая в настоящее время считается индикатором сверхвысоких давлений и фацциальных серий с пониженным геотермическим градиентом [25, 32, 120], может быть следствием наложения биотит-силлиманитовой субфации на гиперстен-кордиеритовую или гиперстенизации биотит-силлиманитовых гнейсов при переменном соотношении температуры и давления. Первый вариант (наложение низкоградиентного метаморфизма на высокоградиентный) зафиксирован, например, на Украинском щите в районе Завалья (фото 39) и на Балтийском щите в районе Порьей Губы. Второй вариант (наложение высокоградиентного метаморфизма на низкоградиентный) наблюдался в экзоконтакте дайки метагаббро-диабазов на Верхнем Побужье (фото 27; табл. 6, обр. 121) и Енисейском крае [15]. При нало-

жении биотит-силлиманитовой субфации на гиперстен-кордиеритовую выпадает, таким образом, промежуточная биотит-гранат-кордиерит-калшпатовая субфация. При соответствующих условиях следует ожидать неравновесное замещение гиперстеновых парагенезисов биотит-андалузитовыми и появления так называемой гиперстен-андалузитовой субфации. Совместное нахождение Гип и Анд указывалось, в частности И.Б.Щербаковым [131].

Метаморфическая зональность андалузит-силлиманитового и дистен-силлиманитового типов или другие прогрессивные серии метаморфических пород при более детальном исследовании нередко оказываются результатом неравномерного диафореза. Более высокотемпературные ассоциации находятся в реликтовых блоках, слабо затронутых наложенными деформациями и метаморфизмом. Тип метаморфизма или фациальной серии, который определяется по высокоглиноземистым минералам (Сил, Анд, Ки) и по специфическим парагенезисам, характеризует только конечную, чаще всего средне- или низкотемпературную фазу полиметаморфизма и обычно не соответствует ранним фазам или циклам. Геотермический градиент в одном и том же районе нередко изменяется от цикла к циклу. Андалузит-силлиманитовая и кианит-силлиманитовая зональность могут быть отражением изменения  $P/T$ -условий во времени, а не в пространстве (в одну фазу устойчив Анд, в другую - Сил). Распространенность реакционных структур при малом количестве минералов (см. фото 17, 23) свидетельствует о неизохимичности метаморфизма и широком развитии экстремальных равновесий. Повторный метаморфизм каждого цикла неоднородный в пространстве, что обуславливает появление метаморфической псевдозональности и различных "фаций глубинности". Структурная перестройка (скалчатость, гнейсирование, рассланцевание и т.п.) обычно опережает метаморфические преобразования, но бывает и наоборот (фото 34, 35).

#### Породы основного ряда

Парагенезисы и метаморфические реакции в породах основного ряда являются определяющими при установлении фаций и фациальных серий. Рассмотрим, например, реакцию, разграничивающую гранулитовую и амфиболитовую фации. Записывается она по-разному:  $Pn+Mn+Pl = Gr+Pog+Kv$  [71];  $Pn+Mn+Pl+Gr = Pog+Kv$  [32];  $Pn+Mn+Gr+Mt = Pog+Kv$  [49];  $Pn+Mn+Pl+Mt = Pog+Gr+Kv$  [67]. Б.Г.Лутц [67], исключая  $Na_2O$  из числа компонентов, приводит еще пять вариантов. Положение Gr в правой или левой частях реакции обусловлено, по литературным данным, соотношением состава минералов и переходом через экстремальные состояния  $Gип+Ди+Pl+Mt = Pog+Kv$ . В большинстве случаев авторы оперировали некоторыми усредненными (теоретическими) составами минералов, приближаю-



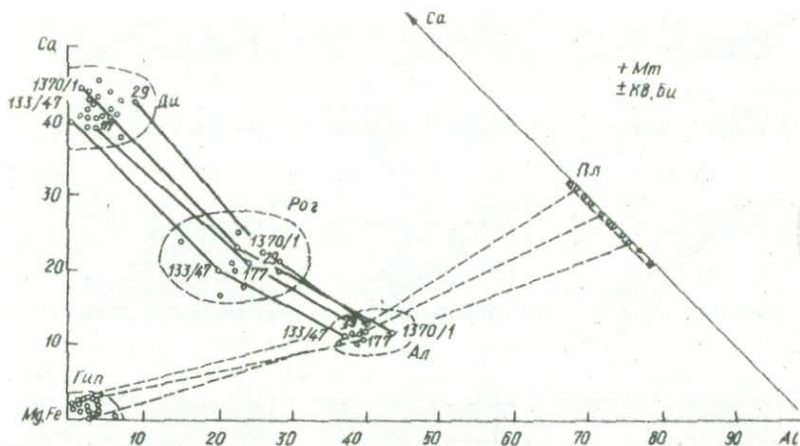


Рис. 42. Субэкстремальные соотношения состава минералов в "эклогитоподобных" породах на диаграмме Ca - (Mg, Fe) - Al

ся Gr, в других - Rog. Весьма разнообразны также реакционные взаимоотношения граната и пироксенов [67, 70].

В разных районах (например, Гайворон-Завальевский и Первомайск-Голованевский блоки) предел железистости, при котором в основных породах появляется Gr или исчезает Rog, различен. Так, в Гайворон-Завальевском блоке гранат приурочен к метабазитам с  $f = 51-68$ , в Первомайском блоке и Приднестровье, для которых в целом основные породы с гранатом не характерны, он появляется только при  $f_{\text{по}} > 63-65$  [14]. Это связано по всей видимости с различным режимом давления при примерно одинаковой степени метаморфизма (температуре). В Завальевском блоке по широкому распространению гранатовых амфиболитов и по минимальной железистости граната ( $f = 54-55$ ) в кварцсодержащих породах, бедных кальцием, устанавливается максимальное давление на УЩ (сутамская субфация глубинности А.А.Маракушева или фациальная серия А<sub>3</sub> или АБ, по В.А.Глебовицкому). В Первомайском блоке, судя по слабому развитию гранатосодержащих основных пород и по более высокому нижнему пределу железистости граната в метapelитах ( $f = 69-70$ ), устанавливается соответствие алданской, а в диафорированных разностях - ханкайской субфациям глубинности А.А.Маракушева или фациальной серии А<sub>2</sub>, по В.А.Глебовицкому. Следовательно, минимальный предел железистости, при котором в эклогитоподобных породах исчезает роговая обманка (различный в кварцсодержащих и бескварцевых породах) может быть своеобразным геобарометром или индикатором фаци-

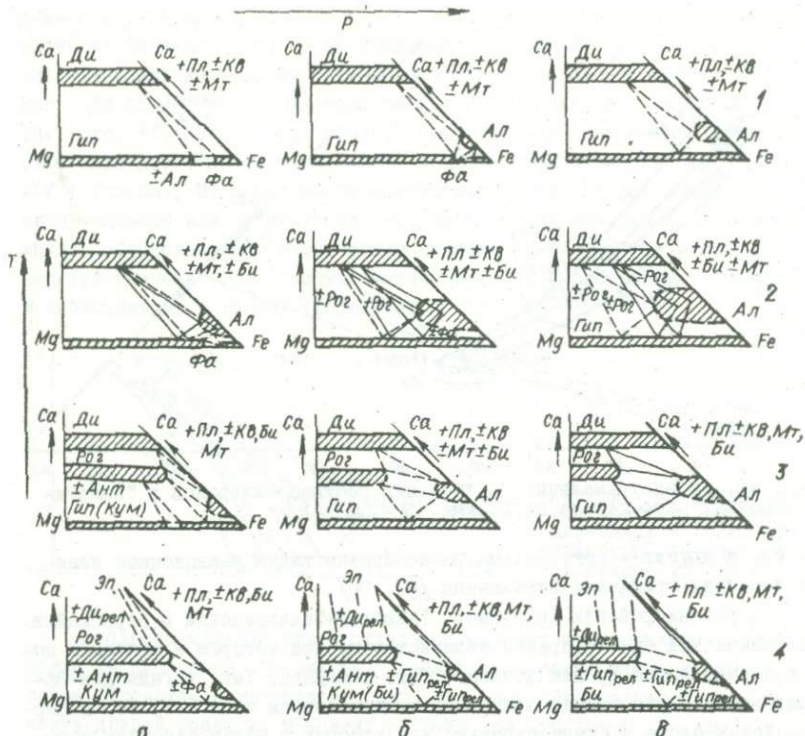


Рис. 43. Схема изменения парагенезисов основного ряда в разных фа-  
циальных сериях в процессе полиметаморфизма:

Регион: а - (по вертикали) - Приднестровье; б - Гайворон - За-  
вальевский блок (Среднее Побужье); в - Енисейский кряж. Фашии (по  
горизонтали): 1 - двупироксен-гранулитовая; 2 - роговообманко-двупи-  
роксен-гранулитовая; 3 - монопироксеновая амфиболитовая; 4 - безпи-  
роксеновая амфиболитовая. Сплошными линиями показаны реальные пара-  
генезисы, штриховыми - предполагаемые

альной серии (рис. 43). Согласно В.С.Соболеву и В.В.Хлестову [82],  
по минимальным значениям железистости минералов и основности пла-  
гиоклаза в безроговообманковых эклогитоподобных гранат-двупироксен-  
плагиоклазовых породах может оцениваться нижний предел температуры.  
К.А.Жук-Почекутов [43] установил, что минимальный предел железисто-  
сти метабазитов, при котором появляется гранат, зависит главным об-  
разом от температуры, на основании чего в амфиболитовой фации мож-  
но выделить высоко-, средне- и низкотемпературную субфации. В общем  
случае состав минералов в парагенезисе  $Мп+Рп+Пл+Рог+Гр+Кв$  изменяет-  
ся в зависимости и от температуры, и от давления [71].

Практически все исследователи отмечают полиметаморфический характер эклогитов и эклогитоподобных пород. Обычно описывают не менее трех этапов их формирования. При этом сама эклогитизация как правило вторична по отношению к двупироксеновым гранулитам. На примере Украинского щита видно, что появление граната в двупироксеновых гнейсах и кристаллосланцах связано не с повышением давления по сравнению с гранулитовой фацией, а с региональными диафторезом в условиях роговообманко-гранулитовой субфации и амфиболитовой фации при определенных соотношениях температуры и давления и в благоприятных по исходному составу породах. Аналогичные наблюдения получены и по другим регионам [54, 86]. Если отбросить колебания  $P_{H_2O}$  ("мокрые" и "сухие" условия метаморфизма), то в фациальных сериях пониженных давлений диафторические изменения выражаются в амфиболитизации и только в области сильно железистого состава появляется гранат (например, Приднестровье). В фациальных сериях повышенных давлений расширяется область устойчивости граната, т.е. диафторез осуществляется путем двух независимых реакций амфиболитизации и гранатизации (см. рис. 41, 42), а безгранатовые амфиболиты образуются только в области существенно магниального состава [54, 91]. В этом смысле никакой специфичности в эклогитовом парагенезисе нет. Гранат такой же "диафторический" минерал, как роговая обманка и биотит, и устойчив в широком интервале  $P-T$ -условий — от зеленосланцевой и глаукофансланцевой до роговообманко-гранулитовой. "Секущее" положение эклогитов и эклогитоподобных пород по отношению ко всем остальным фациям объясняется их приуроченностью к поздним тектоническим нарушениям.

Рассмотрим несколько подробнее безгранатовые породы основного ряда ( $МП+РП+Пл+Рог+Мт+Кв$ ), которые распространены гораздо шире, чем гранатсодержащие метасоматиты. Согласно экспериментам Р.Биняса [137] в смеси, близкой к природному метабазиту (амфиболиту), получена реакция  $Рог_1+Кв = Рог_2+РП+МП+Пл+H_2O$ . Равновесие отвечает условиям  $T = 460^\circ C$  и  $P_{H_2O} = 1 \cdot 10^8$  Па;  $T = 780^\circ C$  и  $P_S = 2,7 \cdot 10^8$  Па. Уменьшение  $P_{H_2O}$  по отношению к  $P_S$  несколько снижает температуру реакции. Изменение железистости не приводится.

Эмпирические петрографические наблюдения показывают, что в данном парагенезисе часто отмечаются реакционные взаимоотношения между минералами, т.е. реакции амфиболитизации, несмотря на большое количество компонентов и недостаточное количество фаз (поливариантность), в этих породах имеют региональное распространение. Прохождение подобных реакций кроме возможного привноса-выноса некоторых компонентов обусловлено экстремальным или субэкстремальным составом фаз (по же-

железистости -  $Pt+Pog+Mt$ , по щелочности -  $Pog+Pl$ ). Субэкстремальные или экстремальные соотношения минералов по железистости отмечались в литературе [28, 57, 70] и отражены, в частности, на диаграмме  $Ca-Mg-Fe$  (см. рис. 41). Поскольку число факторов равновесия больше 2, возможно множество экстремумов [32, 55]. Различные выводы при расчете реакций смещенного равновесия [57, 70] вероятно обусловлены различным направлением выпуклости треугольника  $Pt-Pog-Mt$  (разложение или накопление  $Mt$ ). В большинстве природных минеральных ассоциаций наблюдается небольшая выпуклость этого треугольника в сторону железа, что, по-видимому, связано с участием в реакции магнетита (возможен также некоторый привнос  $FeO$ ), т.е. реакция выглядит следующим образом:  $Pt+Mt+Pl+Mt \rightleftharpoons Pog+Kv$ . Тем не менее реальные и другие соотношения [91, рис. 4]:  $Pt+Mt+Pl \rightleftharpoons Pog+Kv$  (экстремальная) и  $Pt+Mt+Pl \rightleftharpoons Pog+Kv+Mt$ .

В общем случае четко выражена корреляция железистости темноцветных минералов с железистостью пород [91], что может быть следствием как исходного состава породы, так и различного геохимического режима. Характерно, что повышение железистости пород на некотором этапе приводит не к повышению железистости  $Mt$ ,  $Pt$  и  $Pog$ , а к обогащению их  $Mt$ . Увеличение  $f_{пор}$  часто коррелируется с гранитизацией или чарнокитизацией, которая сопровождается вытеснением роговой обманки гиперстеном (см. фото 7). При этом при сравнении ксенолитов амфиболитов и вмещающих чарнокитов (см. табл. 1, обр. 11 и 29) бросается в глаза несоизмеримо малое повышение железистости  $Pog$  и  $Gtp$  по отношению к железистости породы, изменение которой связано, главным образом, с возрастанием количества  $Mt$ . Следовательно, образование  $Mt$  в данном случае относится к другому этапу эволюции, т.е. при увеличении кислотности происходит обогащение  $Gtp$  и  $Mt$  при разложении  $Pog$ . Происходит реакция деамфиболитизации:  $Pog+Kv = Gtp+Pl+Klш+Mt$ , причем  $Pog$  и  $Mt$  расположены в разных частях уравнения, что подтверждает выводы, сделанные на основании конфигурации треугольника  $Pt-Pog-Mt$  (см. рис. 41) при рассмотренных ранее реакциях амфиболитизации.

Роль основности  $Pl$  в указанных парагенезисах освещена в работах А.А.Маракушева [70, 71], Н.Л.Добрецова, В.С.Соболева, В.В.Хлестова [32]. Самый благоприятный, экстремальный состав  $Pl$  - 45-55 %  $An$ . Породы с таким  $Pl$  в наибольшей степени подвержены амфиболитизации.

Большой интерес представляет рассмотрение диаграммы кислотности - основности - щелочности  $S-A$  (см. рис. 17-19 и др.), которые подтверждают значительную распространенность минерало- и пороодообразующих реакций с экстремальными соотношениями компонентов.

Минералы или крайние миналы изоморфных смесей выстраиваются на этих диаграммах по определенным линиям. Наиболее четкие из них: 1) Аб (КШШ) - Ан(РП) - Ск - Рог - Дол; 2) МП - Рог - Гр(Би); 3) Сил - Би(Гр) - Ол - Ка; 4) Шп - Кор - Кв; 5) Би(Гр) - Пл - Кв; 6) Мп - Ол - Шп; 7) РП - Гр(Би) - ШП. Подобные линии отражают направления кислотно-основного взаимодействия, в результате чего и возникают минералы - продукты этого взаимодействия. В некоторых случаях линии, соединяющие глиноземистые минералы в породах, бедных Са, например, Сил - Би(Гр) следуют в направлении Ка или Дол, указывая на присутствие  $CaO$ ,  $MgO$  и  $CO_2$  в составе исходных пород или метаморфизующих растворов. Возможно этим объясняются многочисленные включения Ка в Гр и Пл. Линии кислотно-основного взаимодействия, по которым выстраиваются минералы и петрохимические серии пород в конкретных обнажениях, указывают на взаимозаменения различных петрохимических групп пород (бедных Са, основных, ультраосновных, силикатно-карбонатных и т.п.), т.е. на широкое распространение разнообразных реакций с привнесом-выносом в процессе гетерохимического метаморфизма. Таким образом, стирается грань между метаморфическими и метасоматическими процессами [70, 71, 92].

Соответственно прохождению реакций амфиболизации и деамфиболизации в гранулитовой фации следует выделять дупироксен-гранулитовую и роговообманко-гранулитовую (роговообманко-дупироксеновую) субфации [114], а в амфиболитовой - монопироксеновую и безпироксеновую субфации (см. рис. 43).

#### Гранитоиды

Согласно модели равновесного парагенетического анализа количество фаз в гранитоидах должно уменьшаться по сравнению с метаморфическими породами в связи с подвижностью щелочей [56, 71]. Однако реальные мигматиты, гранитоиды и ассоциирующие с ними метасоматиты нередко характеризуются максимальным количеством минералов вплоть до наличия отрицательных степеней свободы (см. табл. 1, обр. 20, 25, 29, 30, 106; табл. 4, обр. 17, 26 и др.). К подобным гранитоидам относятся, в частности, широко распространенные в западной части Ущ винницкого и чудново-бердичевские граниты (см. табл. 6, обр. 23, 26-30, 47, 48, 95-100). Различные минералы и ассоциации минералов имеют разные соотношения с деформационными структурами. Например, по отношению к одним и тем же плоскостям  $S_1^2$  они могут быть до-, син- и постклянематическими. Следовательно, гранитоиды этого типа можно рассматривать как сочетание разновозрастных парагенезисов, возникших в результате нескольких реакций, т.е. формально записанные моновариантные реакции с большим количеством минера-

лов зачастую не соответствуют действительности. К подобному выводу о полихронности природных ассоциаций минералов пришел и Ю.П. Миронов [78] на основании рассмотрения фанерозойских маломинеральных гранитоидов (!). В синорогенных гранитоидах типа винницитов и чудново-бердичевских гранитов обычно наблюдаются одна или две реликтовых системы бластомилонитизации или растрескивания: а) контролирующее образование Би, т.е. деформации, сопровождающиеся базификацией; б) контролирующее кристаллизацию Кв+Сил, или деформации с геохимическим режимом гранитизации. Соответственно количество последовательно формирующихся парагенезисов колеблется от 3 до 6. Количество фаз в конечной полиминеральной комбинации еще больше увеличивается за счет сонахождения различных генераций минералов, — в первую очередь Гр — минерала с наиболее прочными химическими связями. В винницитах ( $J_2^2$ ) довольно обычно наличие двух генераций Гр: Гр<sup>1</sup> — докинематический, более магнезиальный, с включениями Кв и Пл; Гр<sup>2</sup> — посткинематический, более железистый с включениями красного Би и Грф (+Шп) (см. табл. 1, обр. 25–27, 64; табл. 6, обр. 14, 15; фото 11 и пр.).

Вместо указания общепринятого аморфного парагенезиса минералов конечную полиминеральную совокупность удобно изображать в виде структурно-метаморфической схемы, показывающей последовательное формирование парагенезисов во времени. Так, для винницитов можно записать следующий ряд процессов и парагенезисов:  $J_2^1$  (Пл<sup>1</sup>+Гр<sup>1</sup>+КШ<sup>1</sup>)<sub>рел</sub> →  $D_1^2$  -  $M_1^2$  (Би+Грф) →  $M_2^2$  (Гр<sup>2</sup>+Кор+Шп) →  $D_2^2$  -  $J_{1a}^2$  (Кв) →  $J_{2f}^2$  (Пл<sup>2</sup>) →  $D_3^2$  -  $J_{2a}^2$  (Кв+Сил) →  $J_{2f}^2$  (КШ<sup>2</sup>)<sub>вт</sub>. Можно использовать и сокращенную форму записи, но с обязательным употреблением индексов рел, вт, нал и других, показывающих отношение минерала к главному, наиболее равносному парагенезису: например, (Пл<sup>1</sup>+Гр<sup>1</sup>+КШ<sup>1</sup>)<sub>рел</sub>+Би+Грф+Гр<sup>2</sup>+Кор+Шп+Пл<sup>2</sup>+Кв+КШ<sup>2</sup><sub>вт</sub>+Сил. Схема эволюции чудново-бердичевских гранитоидов (см. табл. 6, обр. 99) следующая:  $J_2^2$  (Гр<sup>1</sup>+Пл<sup>1</sup>)<sub>рел</sub> →  $D_1^3$  -  $M_1^3$  (Би) →  $M_2^3$  (Кор) →  $D_2^3$  -  $J_{1a}^3$  (Кв) →  $J_{2f}^3$  (Пл<sup>2</sup>) →  $D_3^3$  -  $J_{2a}^3$  (Кв+Сил) →  $J_{2f}^3$  (КШ<sup>2</sup>+Гр<sup>2</sup>)<sub>вт</sub> →  $D_1^4$  -  $M_1^4$  (Анд<sub>вт</sub>+Мус<sub>вт</sub>). Первая и последняя составная части этой схемы нередко отсутствуют. Гр<sup>1</sup> замещается Кор (в обнажении видны каемки продуктов разрушения Кор вокруг Гр), Гр<sup>2</sup> связан с позднеорогенной калишпатизацией (секущие жилы и пр.). Гранитоиды, таким образом, могут быть так же, как и метаморфические породы не только полиметаморфическими, но и полициклическими. Наличие реликтовых и наложенных деформационных плоскостей, сопровождающихся перекристаллизацией и само по себе является доказательством неоднократных метаморфически-метасо-

\* Нумерация фаз деформации-перекристаллизации в каждой конкретной породе своя и может не совпадать с общей нумерацией в пределах всего цикла.

матических преобразований гранитоидов, которые и обуславливают их полиминеральность. В отдельных образцах обнаружены три генерации Гр (см. табл. 6, обр. 82), подтвержденные колориметрическими параметрами и показателями преломления, до трех генераций Цр (см. фото 19), две генерации Гип (см. табл. 4, обр. 11, 12, 17), две-три генерации Би (см. табл. 4, обр. 15, 17, 26, 29, 34), две генерации Сил (см. табл. 6, обр. 23).

Большие колебания железистости граната в гранат-кордиеритовых парагенезисах, в частности в глиноземистых мигматитах и гранитоидах Подолии обычно объясняют глубиной эрозионного среза [33, 71]. К этому следует добавить, что подобные колебания обусловлены не только латеральной изменчивостью  $P\bar{T}$ -условий, но и, главным образом, принадлежностью к разным тектоно-метаморфическим циклам, которые естественно отличались и по глубинности. Так, гнейсо-гранодиориты или гранатовые мигматиты Винницкого блока (Соломирский карьер, с. Каменногорка и пр.) относятся к I-II циклам и отличаются пониженной железистостью граната (60-70%), а массивные чудново-бердичевские гранитоиды (Железевский карьер) в основном формируются в III цикле и характеризуются более железистым гранатом ( $F = 75-85$ ). Чтобы убедиться в этом, достаточно взглянуть на зарисовки шлифов с микроскопическими данными (см. рис. 22 и 36). О существенном различии гранатовых мигматитов Подолии и чудново-бердичевских гранитов писал еще Н.И. Безбородко [4].

Относительно маломинеральный парагенезис эндербитов и чарнокитов (Гип+Би+Пл+КШШ+Кв) также является полиметаморфическим. Эндербитизация исходных пород контролируется деформациями, в частности, появляются полосчатость и складчатость, которых обычно нет в первичных гиперстеновых плагиогнейсах и кристаллосланцах, имеющих чаще всего массивную текстуру. В выделениях лейкосомы ( $\gamma_1$ ) обнаруживаются реликты катакlastического Кв; Пл - постдеформационный и представлен антипертитом или мирмекитом (Пл<sup>2</sup>). В палеосоме наблюдается додеформационный Пл<sup>1</sup> без вростков Кв и КШШ и более основной по составу. Подобные взаимоотношения соответствуют схеме:  $M_1$  (Гип+Пл<sup>1</sup> ± Би<sup>рел</sup>) →  $D_1 - \delta_{1a}$  (Кв) →  $\gamma_{1b}$  (Пл<sup>2</sup>+КШШ)<sub>вт</sub>. В чарнокитах, свойственных формации  $\gamma_2$ , отмечаются следующие соотношения:  $M_1$  (Гип<sup>1</sup>+Пл<sup>1</sup>)<sub>рел</sub> →  $D_1 - M_2$  (Би+Грф) →  $M_3$  (Гип<sup>2</sup>) →  $D_2 - \delta_{1a}$  (Кв+Пл) →  $\gamma_{1b}$  (КШШ)<sub>вт</sub>. Приведенные данные свидетельствуют о полярности лейко- и меланократовых минералов, расположенных в разных частях уравнений реакций гранитизации.

Парагенезис Гип+Гр+Би+Пл+КШШ+Кв при подвижности  $K_2O$  обычно рассматривается как моновариантный (считается, что  $K_2O$  и  $CaO$  входят только в одну фазу - Пл и в других реакциях не участвуют). Рас-

чет реакции по методу определителей соответствует уравнению: Гип+КШ+ $(H_2O)$  = Би+Гр+Кв+ $(K_2O)$  [78]. Однако реальные структурно-метаморфические взаимоотношения минералов и пород показывают, что эта реакция является комбинацией нескольких разновозрастных реакций кислотности-основности, с участием Пл, причем обычно Гип парагенетически связан с Пл, а Гр с КШ. Существует некоторый антагонизм между гиперстен- и гранатсодержащими ассоциациями, - обычно наблюдаются либо те, либо другие. Если же Гип, Гр и Би встречаются совместно, то между ними отмечаются реакционные взаимоотношения (исключения оговорены ниже). Кроме гранатовых чарнокитов на отдельных участках развиты гранатовые эндробиты, в которых КШ наблюдается только в виде антипертитовых вростков. В целом можно выделить пять типов соотношений:

1. Жило- и гнездообразные выделения гранатовых чарнокитов среди гиперстеновых плаггиогнейсов. Би и Гр в чарнокитах распространены неравномерно, в шлифах обычно видно замещение гиперстена гранатом, а плаггиоклаза - калиевым полевым шпатом (см. табл. 4, обр. 18-20, [14, табл. 11, обр. 140/17]). Структурно-метаморфическая схема:  $M_7$  (Гип+Пл<sup>1</sup>+Би<sub>ред</sub>)  $\rightarrow D_1$  -  $\gamma_{1a}$  (Кв+Пл<sup>2</sup>)  $\rightarrow \gamma_{1b}$  (КШ+Гр)<sub>вт</sub>.

2. Секущие жилы, жило- и гнездообразные выделения гранатовых эндробитов среди гиперстеновых плаггиогнейсов и эндробит-мигматитов. Под микроскопом наблюдаются вторичные постдеформационные порфиробласты Анп(Пл<sup>2</sup>) и Гр (см. табл. 1, обр. 14, 16, 20 и др.). Структурно-метаморфическая схема:  $M_1$  (Гип<sup>1</sup>+Пл<sup>1</sup>)  $\rightarrow D_1$  -  $\gamma_{1a}$  (Кв)  $\rightarrow \gamma_{1b}$  (Пл<sup>2</sup>+Гр)<sub>вт</sub>.

3. Отдельные темные полосы и участки гранатовых чарнокитов в синорогенной формации  $\gamma_2$ . Если вмещающими породами являются безгранатовые чарнокиты с ксенолитами гиперстеновых плаггиогнейсов, то есть признаки вторичного происхождения гранатовых чарнокитов (предположительно жилообразные выделения) (см. табл. 1, обр. 80, 81). Если вмещающими являются гранат-биотитовые ( $\pm$ Кор) гранитоиды типа винницитов, то подобные темные обособления следует считать реликтовыми (см. табл. 6, обр. 5, 6, 42, 43 и соответствующие объяснения в тексте). Структурно-метаморфическая схема:  $M_1$  (Гип<sup>1</sup>+Пл<sup>1</sup>) ксенолиты  $\rightarrow D_1$  -  $M_2$  (Би+Гр<sup>1</sup>)  $\rightarrow M_3$  (Гип<sup>2</sup>+Гр)  $\rightarrow D_2$  -  $\gamma_{1a}$  (Кв+Пл<sup>2</sup>)  $\rightarrow \gamma_{1b}$  (КШ)<sub>вт</sub>.

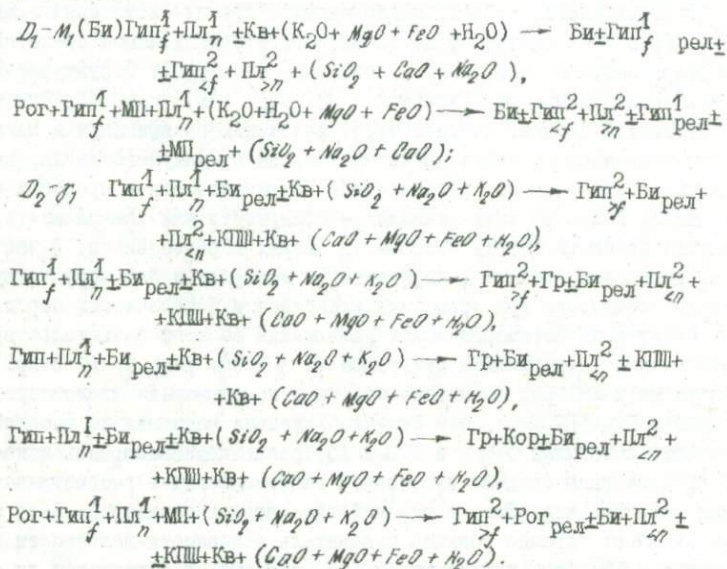
4. Биотит-гранат-гиперстеновые гнейсы и плаггиогнейсы, залегающие в виде останцов и ксенолитов среди гранатовых и безгранатовых чарнокитов и гранат-биотитовых гранитоидов. Обычно сложные реакционные взаимоотношения и зональные гранаты. Гр<sup>1</sup> содержит включения Кв и обгибается  $S_1$  с Би<sup>1</sup> и Гип, а Гр<sup>2</sup> - постдеформационный, разви-

ваются по Гип, нередко характеризуется идиоморфным обликом и включениями Би<sup>1</sup>, Гр<sup>ф</sup> и Мт, причем Гип замещается на последней стадии зеленым биотитом (Би<sup>2</sup>) (см. табл. 1, обр. 4; фото 6; табл. 4, обр. 6, 7; [14, табл. 11, обр. 136/1]). Структурно-метаморфическая схема:  $\text{Гр}^1 + \text{Кв} + \text{Пл}^1 + \text{КШ}^1 \xrightarrow{\text{реал}} \text{Д}_2 \text{М}_2 (\text{Би} + \text{Гр}^{\text{ф}}) \rightarrow \text{М}_2 (\text{Гип} + \text{Пл}^2) \rightarrow \text{Д}_2 \text{Гр}^2 (\text{Кв}) \rightarrow \text{Гр}^2 (\text{Пл}^3 + \text{КШ}^2 + \text{Гр}^2)$ .

5. Оторочки биотит-гранат-гиперстенового состава в ксенолитах гиперстеновых плагиогнейсов, заключенных в гранат-биотитовых гранитоидах. Гр в этом случае представлен постдеформационными скелетными порфиробластами (см. табл. 4, обр. 15, 17 и пр.). Структурно-метаморфическая схема:  $\text{М}_2 (\text{Гип} + \text{Пл}^1) \rightarrow \text{Д}_2 \text{Гр}^2 (\text{Кв}) \rightarrow \text{Гр}^2 (\text{Гр} + \text{Пл}^2 + \text{КШ})$ .

Четвертый вариант соответствует наложению базификации и мигматизации последующего цикла на кислые породы предыдущего цикла, все остальные соответствуют прогрессивной направленности в пределах одного цикла. Общее во всех реакциях — полярность или замещаемость, временная преемственность основных и кислых парагенезисов. В частности, появлению граната в чарнокитах и эндербитах благоприятствует снижение основности при повышении кислотности и щелочности пород. Кроме структурно-метаморфических наблюдений об этом свидетельствуют и вариационные диаграммы и диаграммы S-A (см. рис. 5, 17 и др.). Несмотря на некоторое повышение щелочности, суммарная кислотность ассоциации Гип+КШ выше, чем Гип+Пл. Учитывая максимально высокий химический потенциал SiO<sub>2</sub> в КШ и Аб, фельдшпатизацию, альбитизацию, гранитизацию средних и основных гнейсов следует рассматривать не как действие щелочных, а как действие кислых растворов. В то же время Би имеет гораздо больший показатель основности-щелочности по сравнению с КШ (см. диаграмму S-A), поэтому Би образуется на стадии базификации, а КШ — на стадии гранитизации, хотя казалось бы они оба идентифицируют повышение щелочности. Гранат может возникнуть и при базификации, и при гранитизации. При гранитизации радикал сильной кислоты  $[\text{AlSi}_3\text{O}_8]^{4-}$  соединяется с самыми сильными катионами — К и Na. КШ и кислый Пл в соответствии с принципом полярности связи комбинируются с солями слабых оснований ( $\text{Fe}^{2+}$ ,  $\text{Fe}^{3+}$ , Al) и слабых кислот ( $[\text{SiO}_4]^{4-}$ ,  $[\text{Si}_5\text{AlO}_{19}]^{13}$  и др.) в виде Гр, Кор, Сил, Мт, Шп и других, в то время как промежуточные основания (Ca и Mg) выносятся. В частности, при гранитизации всегда понижается основность Пл, т.е. происходит вынос CaO. Следовательно, источником Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub> для образования Гр в гранатовых чарнокитах служит деанортитизация Пл. При этом, если привнос щелочей конденсирует возникновение изобиточного глинозема, то формируются чарнокиты без Гр (устойчива ассоциация Гип<sup>2</sup>+КШ).

В целом, возникновение разных петрографических типов гранитоидов можно показать в виде ряда тех или иных реакций смещенного равновесия, отличающихся по отношению к фазам деформаций и реализующихся по-разному в зависимости от геохимического режима, обуславливающего определенные соотношения привноса щелочей и выноса  $CaO$ ,  $MgO$ ,  $FeO$  и  $Al_2O_3$  в течение элементарного минералого-геохимического цикла, а именно:



В случае раннеорогенной мигматизации и гранитизации  $D_1$  первая фаза  $D_1 - M_1$  отсутствует,  $Kш$  обычно наблюдается только в виде антипертитовых вростков.

Принципиально иное образование ассоциации  $\text{Гип} + \text{Гр} + \text{Кш}$  зафиксировано при десиликации в контактовой оторочке ксенолита гиперстеновых плагиогнейсов в гранат-биотитовых гранитоидах  $D_2^2$  (см. рис. 7).

Полиметаморфическими являются и другие полиминеральные парагенезис гнейсов, гранитоидов и метасоматитов. Так, вместе теоретически рассчитанной реакции  $\text{Кор} + \text{Гип} + \text{Орт} = \text{Би} + \text{Гр} + \text{Кв}$  по данным структурно-метаморфического анализа имеют место одновременные реакции базификации-гранитизации: 1)  $\text{Пл}^1 + \text{Кш}^1 + \text{Кв} \pm \text{Гр}^1 \rightarrow \text{Би} + \text{Гип} + \text{Пл}_{zn}^2 \pm \text{Гр} \text{ рел}$ ; 2)  $\text{Би} + \text{Гип}^{1-2} + (SiO_2 + K_2O \pm Na_2O) \rightarrow \text{Кш} + \text{Кв} + \text{Кор} + \text{Пл}_{zn}^3 \pm \text{Гр}^1 \text{ рел} \pm \text{Би} + \text{Гип} + \text{Гр}^k$ . Более подробно эти породы рассмотрены в гл. 3 (табл. 1, обр. 106-119; рис. 14-17; табл. 4, обр. 17). Две фазы развития обнаруживают также гиперстен-кордиеритовые гранитоиды, вскрытые скважиной у

с. Кузьмин [14, табл. 7, обр. С-6/17]. Здесь впервые для Приднестровья установлен сафирин, развивающийся с голубым Би по Кор (третья фаза развития).

Аналогичные примеры можно найти и в гранитоидах основного ряда. Теоретическая диаграмма  $\mu_{\text{H}_2\text{O}} - \mu_{\text{K}_2\text{O}}$ , рассчитанная Д.С. Коржинским [56], объясняет лишь общие особенности гранитообразования. Она может быть конкретизирована структурно-метаморфическим анализом. Так, в парагенезисе Гип+РП+Рог+Би+Пл+КШ+Кв+Мт установлены следующие взаимоотношения (см. табл. 1, обр. 29, 30; фото 7):  $M_1$  (Рог+МП+Гип<sup>1</sup>+Пл)  $\rightarrow D_2 - M_2$  (Би)  $\rightarrow M_3$  (Гип)  $\rightarrow D_2 - \gamma_{10}$  (Кв+Пл)  $\rightarrow \gamma_{10}$  (КШ+Гип<sup>2</sup>)  $\rightarrow M_4$  (Би<sup>2</sup>+Рог<sup>2</sup>). В биотит-двупроксеновом чарноките [14] вместо реакции Гип+Пл+КШ  $\rightarrow$  Би+МП+Кв, следующей из расчета определителей, имеет место реакция: Гип<sup>1</sup>+Пл<sup>1</sup>+Кв  $\rightarrow$  Би+МП+Пл<sup>2</sup>; Би+МП+Пл<sup>2</sup>  $\rightarrow$  Кв+Пл<sup>3</sup>+КШ+Гип<sup>2</sup>. При этом не учитываются син- и постдеформационные стадии каждой из фаз. Различные фазы замещения зафиксированы на фото 10, 17, 21, 23.

Расшировка полиметаморфического и полициклического характера природных сочетаний минералов имеет большое значение в нескольких аспектах: во-первых, позволяет установить реальные парагенезисы, которые часто не совпадают с рассчитанными мультисистемами и экспериментальными данными; во-вторых, выясняется их отношение к деформациям; в-третьих, можно определить тип и направленность природных реакций (изохимические, тетерохимические, прогрессивные, регрессивные, базификации, гранитизации и т.п.); в-четвертых, выявляется степень отклонения пород от равновесия, условия сонахождения различных генераций минералов и диапазоны изменчивости их состава, откуда конкретный выход в область геотермобарометрии; в-пятых, можно проследить изменчивость геохимического и термодинамического режимов во времени (например, вместо промежуточного андалузит-силлиманитового режима обнаруживается нередко последовательная смена низко- и высокоградиентных режимов); в-шестых, можно сделать некоторые выводы о возрастных соотношениях геологических комплексов, стратиграфических серий и толщ; в-седьмых, позволяет увязать акцессорную минерализацию с определенными фазами деформаций и перекристаллизаций породообразующих минералов, что особенно важно для интерпретации и корреляции геохронологических данных.

Изучая ассоциации пород и минералов, мы имеем дело с совокупным результатом тектонических процессов, изменением геохимического и термодинамического режимов. Анализ изложенного материала позволяет отметить некоторые общие закономерности, присущие каждому тектоно-метаморфическому циклу (см. гл. 4) и установить индивидуальные особенности циклов, обусловленные необратимостью геологического развития.

#### ПЕТРОХИМИЯ И ПАРАГЕНЕЗИС МИНЕРАЛОВ

Самые древние реликты I тектоно-метаморфического цикла представлены породами основного ряда метагабброидного облика - роговообманко-двупироксеновыми гнейсами и кристаллосланцами с реакционным рядом типа Би-Рог-МП-(РП+Пл)-Мт. Структура их напоминает сотовую и приближается к равновесной. Би имеет коричнево-красную окраску; Рог - зеленовато-бурую (см. табл. 1, обр. 12; табл. 6, обр. 7-10 и др.). По метабазитам развиваются все остальные формации -  $f_1$ ,  $f_2$  и  $f_3$ , причем для всех характерна принадлежность к нормальному ряду. Типичный минерал гранитоидов  $f_2$  - Гип. Геохимическая и парагенетическая эволюция отражена на рис. 5, 17, 37. Проявления кислых пород отмечаются только в виде микробудин и останцов размерами не более нескольких метров (см. фото 1; табл. 1, обр. 1-4). Эти кислые породы представлены биотитовыми blastsмилонитами и существенно кварцевыми породами с Гр и Сил, например, гранат-силлиманитовые гранулиты в окрестностях г. Гайворон. Не совсем понятно место гранатовых чарнокитов

$\gamma_2^1$  в I цикле (см. табл. 1, обр. 14-16): относятся ли они к I циклу или же связаны с наложением II цикла с ярко выраженной гранатовой специализацией. Характерной чертой структурно-метаморфических комплексов I цикла является довольно широкое распространение кварцевых жил, окварцованных пород и поздняя бластомилонитизация  $\gamma_2^1$  или  $M_1^2$  с выделением Мт+Ил по трещинам раскола. Спорадически наблюдаются выделения полиметаморфических глиноземистых метасоматитов (см. табл. 1, обр. 25-27).

II тектоно-метаморфический цикл проявился наиболее сильно в кристаллических породах Уш. Кроме области самостоятельного прогрессивного развития (?) он зачастую нацело переработал структуры и парагенезисы I цикла. В то же время последующие циклы на большей части территории не смогли уничтожить структурно-метаморфические комплексы II цикла. Их характерные черты следующие: 1) общий глиноземистый состав и крайне ограниченное проявление пород основного ряда  $M_{об}$ ; если они есть, то представлены оригинальными меланократовыми амфиболитами жильного облика с явно неравновесными соотношениями минералов - метасоматитами основного состава или базификации (табл. 1, обр. 56-58 и др.); 2) наличие в большинстве формаций вкрапленности Гр и Грф<sup>1</sup>; последний ассоциирует с коричнево-красным Би и отчетливо контролируется плоскостями Бл  $S_2^2$ , которые иногда огибает остатки минералов и пород I цикла - чаще всего раздробленные и корродированные кристаллы Гр с включениями Кв; 3) разнообразные комбинации гиперстеновых и клинопироксеновых гнейсов с ограниченным развитием двупироксеновых гнейсов (последние если есть, то с реакционными соотношениями орто- и клинопироксена); 4) контрастное чередование гиперстеновых, клинопироксеновых и гиперстен-гранат-биотитовых гнейсов с реакционными соотношениями Гр и Гип (табл. 1, обр. 46-49, 50-51 и др.) - типичная схема взаимоотношений: Гр<sup>1</sup> - (Би+Грф) - Гип - Гр<sup>2</sup>; 5) широкое распространение синорогенных гранитоидов  $\gamma_2^2$ , которые вследствие реликтовых и наложенных зон Бл имеют часто сланцевато-полосчатое строение и получили названия гранатовых мигматитов или винницитов, хотя и содержат различно ориентированные ксенолиты формаций  $M_1^2$  и  $M_2^2$  (см. рис. 10, 20); 6) большое разнообразие многоминеральных ассоциаций глиноземистого ряда, свойственных формации  $\gamma_2^2$ , а именно: Гр<sub>±</sub> Кор<sub>±</sub> Би<sub>±</sub> Пл<sub>±</sub> КШ<sub>±</sub> Кв, Гр<sub>±</sub> Кор<sub>±</sub> Би<sub>±</sub> Шл<sub>±</sub> Сил<sub>±</sub> КШ<sub>±</sub> Пл<sub>±</sub> рел, Гип<sub>±</sub> Кор<sub>±</sub> Пл<sub>±</sub> Би<sub>±</sub> Кв<sub>±</sub> КШ<sub>±</sub> Гр, Гип<sub>±</sub> Гр<sub>±</sub> Би<sub>±</sub> Пл<sub>±</sub> КШ<sub>±</sub> Кв<sub>±</sub> Мт, Гр<sub>±</sub> Би<sub>±</sub> Сил<sub>±</sub> КШ<sub>±</sub> Пл<sub>±</sub> Кв (см. табл. 1, 4 и 6); 7) значительное распространение полициклических формаций I-II циклов.

III тектоно-метаморфический цикл характеризуется дальнейшей дифференциацией формаций и парагенезисов с широким развитием полицикли-

ческих комплексов в силу сохранения останцов, фрагментов, реликтовых полос и будин II цикла. Более-менее отчетливо выделяются области прогрессивного развития и зоны бластомилонитизации-диафтореза (например, участки Жезелев и Широкая Гребля). В областях первого типа типоморфным парагенезисом является Би+Гр+Кор+Пл+КШ+Кв и местами наблюдается кордиеритизация граната, в зонах второго типа - Би+Сил+Пл+Кв+КШ и силлиманитизация биотита. В то же время есть отдельные маломощные зоны с гиперстен-кордиеритовым парагенезисом, приуроченные к долгоживущим разломам (см. например, рис. 12). Наблюдается также довольно резкая дифференциация по геохимическому режиму - одни районы сложены глиноземистыми сериями, другие - метабазит-лептинитовыми [18]. Последние слагают большую часть площади Среднего Побужья и юго-восточную половину Приднестровья (на ЮВ от р. Мурафа). Еще больше дифференцируются формации группы  $M_2$ : наряду с биотит-гиперстеновыми гнейсами формации  $M_{2a}$  в отдельных районах образуются мощные тела роговообманко-двупироксеновых кристаллосланцев и амфиболитов (р. Днестр, с. Пороги и др.) и впервые появляются тела известковых скарноидов и кальцифиров (более законченная, чем во II цикле, базификация  $M_{2b}$ ). Критический парагенезис скарноидов и скарнов: Ск+Вол+Ди. Примечательно исчезновение в ряде случаев Гр и замещение его Мт, Гем и лейкоксеном.

IV тектоно-метаморфический цикл отличается еще большей контрастностью формаций и степенью проявления деформаций и перекристаллизаций. Также выделяются области прогрессивного формирования пород и зоны бластомилонитов - диафторитов. Первым присуще большое разнообразие формаций. Например, отдельными скважинами в Подольской тектонической зоне вскрыты толщи перемежающихся амфиболитов, диопсидовых пород, известково-магнезиальных кальцифиров, магнетитовых, полевошпатовых и силлиманитовых кварцитов [14]. Правда, подобные зоны маломощные и обычно чередуются с полосами резко неравновесных бластомилонитизированных и диафторированных пород фундамента (Гил<sub>ред</sub>+Мус<sub>вт</sub>+Хл<sub>вт</sub>+Пл+Кв и т.п.). Зоны диафторитов по степени метаморфизма колеблются от амфиболитовой до зеленосланцевой фации (амфиболитизированные, актинолитизированные, хлоритизированные, эпидотизированные, серпентинизированные и альбитизированные породы). В глиноземистых породах обнаружены парагенезисы Кор+Би+Сил+Пл+КШ+Кв и Анд+Би+Мус+Пл+Кв (обе ассоциации с Ту). Пограничные зоны фундамента, сложенного полициклическими породами II-III цикла, пересекаются многочисленными плоскостями скольжения с Би, Анд, Фи (+Хл, Гр<sup>2</sup>). Особенно примечательно вторичное обогащение графитом. Аналогичная минерализация встречена и в более мощных зонах Бл. Подобный диафторез (Мус,

Анд, Фи) регионально развит и в областях развития чудново-бердичевских гранитов. В ксенолитах гиперстеновых гнейсов и амфиболитов синхронно развивается куммингтонитизация.

В blastomylonites-диаброзах IV цикла впервые появляются максимально решетчатый Ми, встречающийся обычно в ассоциации с зеленым Би и Мус. На участке "Днепр" широко развиты зоны микроклинизации, которые возможно частично относятся к V циклу, так как в этой же зоне есть массивы рапакививидных гранитов. Самым ярким отличительным признаком IV цикла является резкая дифференциация магнезиальных и железистых пород. Наряду с магнетитовыми кварцитами в прочих породах широко развиты светлый магнезиальный Би, Кум, Сер, Мус, Хл и т.п. Диопсидовые породы в отличие от салитовых гнейсов III цикла, ассоциирующих с известковыми кальцифирами, перемежаются с магнезиальными силикатно-карбонатными породами и идентифицируются низкой магнезиальностью. Как было показано ранее [17] две разные формации силикатно-карбонатных пород резко отличаются по петрохимии и по парагенезисам и разобщены территориально. В результате структурно-метаморфического анализа выяснилось, что они разорваны и во времени, будучи связаны с разными тектоно-метаморфическими циклами.

Характерно, что известковая и известково-магнезиальная формации силикатно-карбонатных пород отличаются разным типом корреляционных зависимостей химических компонентов. На диаграмме  $CaO - SiO_2 - (Mg, Fe)O$  видно, что в известковой группе существует отчетливая отрицательная корреляция  $CaO$  и  $SiO_2$  при индифферентном поведении  $MgO$  и  $FeO$ . В известково-магнезиальной формации выражена обратная зависимость  $CaO + (Mg, Fe)O$  и  $SiO_2$ , т.е. кроме отрицательной корреляции силикатов и карбонатов намечается еще положительная связь  $CaO$  и  $MgO$ . Еще более четко эти зависимости проявились на вариационных диаграммах баланса вещества (см. рис. 39, 5). При этом в некоторых случаях отмечается даже обратная связь между  $CaO$  и  $MgO$ , что еще больше подчеркивает разобщенность этих двух формаций. Закономерность подобного разделения, обусловленного различным геохимическим поведением  $Ca$  и  $Mg$ , показана в работе [17], в которой предложены и петрохимические критерии пород. Геохимическое и парагенетическое своеобразие этих подгрупп хорошо отражается и на диаграмме общей кислотности-основности  $S-A$  (см. рис. 40). Породы известковой формации вытягиваются в направлении Ди-Ка, магнезиальной - вдоль линии Рог-Дол. В первом случае естественная ассоциация пород обусловлена действием кальциево-карбонатных растворов, во втором случае магнезиально-кальциево-карбонатных. Этим объясняются постоянные переходы и реакционные взаимоотношения между клинопироксеновыми гнейсами и известковыми кальцифи-

рами, с одной стороны, и метабазами — ультрабазами — магнезиальными кальцифирами, с другой.

Формации  $\bar{V}$  цикла представлены на площади гранулитовой фации фрагментарно. Основным районом их распространения является область развития тетереvской серии и житомирских гранитов. К прогрессивной серии, по-видимому, относится толща турмалинсодержащих кордирит-силлиманит-биотитовых гнейсов, входящих в состав сорокской серии [14], гранат-биотит-силлиманитовые гнейсы — blastsмилониты; встреченные у с. Широкая Гребля (см. табл. 6, обр. 75-82, 119) и выделения амфиболитов и амфиболизированных куммингтонитовых гнейсов в массивах гранитоидов чудново-бердичевского ( $\bar{r}_2^5$ ) и житомирского ( $\bar{r}_2^5$ ) типов. Свообразными полициклическими образованиями  $\bar{r}_2^5$ - $\bar{r}_3^5$  являются чудновские гранитоиды (имеются в виду гранитоиды, обнажающиеся непосредственно у г. Чуднов). Для формаций  $\bar{V}$  цикла кроме Би+Сил характерен двуслюдяной парагенезис, но взаимоотношения между Би и Мус сложные: с одной стороны Би  $\bar{V}$  цикла замещает Мус  $\bar{IV}$  цикла, с другой стороны вокруг Би в гранитоидах  $\bar{r}_2^5$  наблюдаются отчетливые каемки Мус  $\bar{V}$  цикла, ассоциирующего обычно с посткинematическим решетчатым микроклином ( $\bar{r}_3^5$ ). Прогрессивный метаморфизм фиксируется также по замещению Кум светлой желтовато-зеленой Pog (табл. 6, обр. 115). Весьма примечательно наличие в глиноземистых гнейсах и blastsмилонитах  $\bar{V}$  цикла зеленого Ту ряда дравит — шерл с 40-50 % шерловой молекулы [14].

Следует отметить повышение железистости пород и минералов по сравнению с  $\bar{IV}$  циклом, в частности, появляются более густо окрашенные Би и Pog. Но самое главное — это общее снижение активности оснований в метаморфически-метасоматических флюидах, вследствие чего регионально развиты породы, бедные кальцием, в то время как метабазиты имеют крайне ограниченное распространение. И, наконец, в  $\bar{V}$  цикле отмечены дайки габбро-диабазов с прекрасно выраженными зонами закали и неравномерно проявленной диабазовой структурой (табл. 6, обр. 122). Дайки сопровождаются экзоконтактовыми ореолами базификации и контактового метаморфизма. В частности, непосредственно на контакте дайки встречен уникальный парагенезис: Гип+Сил<sub>ред</sub>+Гр<sub>вт</sub>+Пл+Би+КПШ+Кв (табл. 6, обр. 121). Как и предполагалось ранее [15] этот парагенезис неравновесен и связан с наложением высокоградиентного контактового метаморфизма на сравнительно низкотемпературные гранат-силлиманит-биотитовые blastsмилониты.

$\bar{VI}$  тектоно-метаморфический цикл отличается резким изменением режима кислотности-основности. Отмечается смена преимущественно "метапелитовых" пород "метабазами" — серией биотит-роговообманко-

вых пород, известных в литературе под названием полимиктитов россинско-гичичской серии, собитов, амфиболитов кочеровской свиты, зеленокаменных пород конкско-верховцевской серии и т.п. Большинство из этих пород являются полициклическими (см. табл. 6), т.е. события первой стадии это чарнокиты  $\gamma_2^1 - \gamma_3^1$ , диафорированные в  $\overline{\text{IV}}$  цикле, а биотитизация этих собитов обусловлена наложением процессов  $\overline{\text{VI}}$  цикла.

$\overline{\text{VII}}$  тектоно-метаморфический цикл также представлен, в основном, породами нормального ряда - биотитовыми, биотит-роговообманковыми гнейсами, лептинитами-клевовитами и рапакививидными гранитами. В отдельных случаях встречаются пачки тонкозернистых лептинитов и гнейсов метapelитового типа, -  $\text{Gr} + \text{Би} + \text{Сил} + \text{Пл} + \text{КШ} + \text{Кв}$  (участок "Днестр"). В ксенолитах основных пород рапакививидных гранитов зафиксировано два этапа наложенного метаморфизма: куммингтонитизация и гранатизация. Последовательное проявление куммингтонитовых и гранатовых амфиболитов в целом характерно для  $\overline{\text{VI}}$  цикла, т.е. эволюция комплекса рапакививидных гранитов и ассоциирующих с ними пород также является полициклической. Фаза образования Сил в метapelитах  $\gamma_3^2$ , по-видимому, соответствует гранатизации куммингтонитовых амфиболитов. Геохимический режим гранитизации  $\gamma_{2-3}^2$  отвечает калиевой, микроклиновой специализации фазы кислотного преобразования пород.

#### ТИПОМОРФНЫЕ ОСОБЕННОСТИ МИНЕРАЛОВ

В связи с тем, что в результате структурно-метаморфического анализа выясняется существование маломинеральных равновесных парагенезисов (до-, син- и посткинematических) в рамках обычного многоминерального неравновесного парагенезиса, возрастает роль типоморфных признаков минералов, нередко приобретающих диагностическое значение (идентификация того или иного цикла). Особо важную роль в этом отношении играют Би и Gr. Можно без преувеличения сказать, что в условиях плохой обнаженности Ущ было бы невозможно сопоставлять между собой его отдельные части, если бы Gr и Би не обладали некоторыми особыми специфическими признаками.

Окраска минерала необычайно удобна тем, что она позволяет в первом приближении охватить взором и сравнить между собой весь наблюдаемый объем пород и минералов и без дополнительных кропотливых измерений оценить их взаимоотношения. Кроме того, она дает возможность выбрать наиболее важные участки породы для детального изучения (критерий отбраковки). В этом преимущество окраски перед другими признаками ( $n, \rho, f$  и пр.).

В литературе давно упоминается о том, что часто наблюдается специфический красный оттенок Би гранулитовой фации [31, 118], однако в этой же фации отмечаются коричневые, зеленовато-коричневые и зеленые Би. Кроме того, окраска Би сильно изменяется в зависимости от кристаллографического сечения. Поэтому цвет Би в качестве серьезного критерия при расчленении фаций, формаций и комплексов обычно не применяются.

Благодаря детальному расчленению гранулитовой фации удалось выявить некоторые закономерности в окраске Би. При упоминании того или иного цветового тона в дальнейшем имеется в виду окраска биотита по  $M_9$ , в качестве вспомогательного признака - окраска по  $M_m$  и общий фон. Весьма удобно сравнивать различные биотиты в шлифах на просвет с помощью лупы. Те или иные оттенки окраски Би обычно выдерживаются во всех формациях цикла, и в то же время нередко меняются в разных циклах. Таким образом, окраска и, по-видимому, состав биотита определяются некоторыми внешними причинами (геохимическим и термодинамическим режимами) и мало зависят от исходного состава пород ("метабазиты", "метапелиты", клинопироксеновые гнейсы и т.п., см. например, табл. 1, обр. 46-49, 50, 51).

Это можно объяснить следующим образом. Би кристаллизуется всегда в синкинематических условиях первым из всех остальных минералов прогрессивного ряда, сразу же за дроблением, с первыми же порциями устремляющихся в приоткрывшиеся трещины растворов. Поскольку последние привносятся из некоторого общего подводящего канала или зоны, то Би отличается наиболее универсальными типоморфными признаками, наименее зависящими от местных условий. При этом окраска Би зачастую является более надежным и чувствительным свойством по сравнению с параметрами химического состава. Она отражает некоторые тонкие специфические особенности геохимического и термодинамического режимов, свойственные данному этапу развития земной коры в ее необратимом неповторяющемся развитии.

Биотит является наиболее распространенным и по сути дела сквозным минералом почти во всех формациях тектоно-метаморфических циклов. В виде флогопита окрашенная слюда присутствует даже в магнезиальных кальцифирах.

I и II тектоно-метаморфические циклы характеризуются Би с ярко выраженным красным оттенком (коричнево-красного цвета) с небольшими вариациями от  $M_1$  до  $M_3$ . В самых кислых породах  $M_3$  густота красного оттенка уменьшается и Би становится коричневее. Коричнево-красная окраска обусловлена, главным образом, высоким содержанием  $TiO_2$ .

При этом биотиты I цикла, согласно микросондовым данным (табл. 1, обр. 20-22), максимально титанистые (до 7 %  $TiO_2$ ), в биотитах II цикла количество  $TiO_2$  уменьшается до 4-6 %. В формациях III цикла наблюдается устойчивая коричневая окраска биотита. Промежуточные тона между коричневым и коричнево-красным обычно отмечаются в полициклических формациях с различными вариантами наложения процессов II и III циклов. Иногда встречаются обе генерации Би в одном образце или шлифе, причем одна из них как правило докинемагическая, а другая - посткинемагическая и замещает первую (см. фото 22), чем однозначно доказываются приуроченность их к разным фазам. Так, у с. Делитки на р. Кж. Бут син- и посторогенные гранитоиды  $\delta_{2-3}^2$  с коричнево-красным Би пересекаются отдельными зонами и плоскостями бластомилонитизации  $S_1^3$ , контролирующими новообразования коричневого биотита ( $\pm$ Сил), (см. табл. 6, обр. 73-76). В этом случае чаще всего отмечается и неравномерная окраска Би. При продвижении к области развития III цикла плоскости  $S_2^3$  с коричневым Би ступают, становятся реликтовыми в  $M_2^3$ ,  $\delta_{2-3}^3$  и  $\delta_1^3$ , а коричнево-красный Би исчезает. Изменение окраски Би в III цикле коррелируется с заметным уменьшением его титанистости - до 3-4 %  $TiO_2$  (см. рис. 35-36). Изменение железистости Би менее закономерно. В целом при довольно большом и расплывчатом разбросе фигуративных точек выявляются две преимущественные тенденции [64]: а) повышение магнезиальности при небольшом изменении титанистости; б) заметное уменьшение титанистости при почти постоянной магнезиальности. Первая вероятно связана с режимом кислотности-основности флюида (отмечается корреляция с интенсивностью мигматизации гранитизации); вторая, по-видимому, отражает, главным образом, понижение температуры. На участке Сайнка (см. рис. 13-16) проявились обе тенденции.

Эволюция состава Би различна при прогрессивном и диафорическом проявлении метаморфизма. Если сравнить прогрессивные этапы петрогенной эволюции, то уменьшение степени метаморфизма в III цикле по сравнению со II коррелируется с понижением магнезиальности. При диафорезе магнезиальность биотита, наоборот, повышается (см. рис. 13). Титанистость биотита при диафорезе отчетливо понижается во всех случаях.

Глиноземистость Би максимальна в породах III цикла и достигает зачастую истонит-сидерофиллитового изоморфного ряда [14]. В породах I и II циклов содержание  $Al_2O_3$  в биотитах в целом ниже, но вариации довольно большие (см. рис. 22). Эти колебания выражены и в остальных типоморфных свойствах. Би IV цикла резко отличается от остальных и по светлой голубовато-зеленой окраске, и по магнезиальному со-

ставу ( $\chi_{Mg}^{Bi}$  по микросондовым данным - 0,75-0,85). Би  $\bar{V}$  цикла свойственна характерная оранжево-коричневая, часто неравномерная окраска, более темная по периферии, т.е. иногда наблюдается зональность по цвету (см. фото 26). По сравнению с похожими на них Би  $\bar{I}$ - $\bar{II}$  циклов они более светлые, менее красные и более оранжевые.

Общее господство оснований в  $\bar{VI}$  цикле сказывается и на окраске Би: по  $M_m$  появляется зеленый оттенок, а по  $M_y$  окраска темная зеленовато-коричневая. Зеленый оттенок Би унаследован от  $Por$ , по которой он развивается, и обусловлен хромофором  $Fe^{2+}$ . Би  $\bar{VII}$  цикла также своеобразны - они отличаются наиболее темной (черной или коричнево-черной по  $M_g$ ) окраской вследствие повышенного содержания хромофора  $Fe^{3+}$ .

### Гранаты

В качестве признаков для корреляции и идентификации различных циклов могут быть использованы железистость (магнезиальность) Гр, особенности морфологии его зерен, колориметрические параметры окраски и ее зрительное восприятие. Четкое разделение Гр по железистости на две группы было отмечено еще ранее [14]. При этом согласно эмпирическим данным железистость и показатель преломления граната не зависят от парагенезиса, хотя согласно теоретическим положениям [56, 70, 71]  $f_{Gr}$  в парагенезисе Би+Гр+Кор должна быть меньше, чем в парагенезисе Би+Гр+Шп. Этот факт наряду с прочими данными (см. рис. 41) говорит о некоторой независимости состава Гр от остальных минералов и одновременном их образовании. Гр "метапелитов"  $\bar{I}$  цикла характеризуются минимальной железистостью ( $f = 60-70$ ), несколько повышаясь в формации  $\mathcal{F}_3^1$  (см. табл. 1, обр. 28). Гр  $\bar{II}$  цикла отличаются большим разнообразием -  $f$  колеблется от 62 до 80, но в среднем 65-75. Сложность расчленения Гр  $\bar{I}$  и  $\bar{II}$  циклов заключается в наличии разных генераций, а силикатные анализы показывают их усредненное содержание. Весьма вероятно, что случаи аномально низких значений железистости граната в породах  $\bar{II}$  цикла связаны с сохранностью граната  $\bar{I}$  цикла. И все же есть достоверные факты образования по плоскостям  $S_{1-3}^2$  удлиненных выделений сильно магнезиального граната  $\mathcal{F}_{2a}^2$  ( $f = 60-65$ ), ассоциирующего с Кор и содержащего включения Гр $\bar{I}$ , Шп, Сил и Мт (участок "Шестаковка"). Кроме железистости большое значение имеет форма зерен граната и его взаимоотношения с деформационными структурами. Гр формации  $M_1$  плагигнейсов - это как правило корродированные, иногда раздробленные зерна с включениями Кв (см. фото 15). Гр синорогенных гранитоидов  $\mathcal{F}_2^2$  чаще всего образует крупные неправильные посткинematические зерна со сложной унаследованной внутренней структурой и включениями Би, Гр $\bar{I}$  ( $\pm$ Сил, Шп) (фото 41, 13).

Гр формации лейкократовых гранитов обычно представлен правильными округлыми или идиоморфными кристаллами с редкими включениями Би и Кв. Особенно сложный и своеобразный облик бывает у Гр I цикла (см. фото 6), нередко подвергающихся гиперстенизации в фазу  $M_2^2$ . Центральная часть подобных сложных кристаллов изобилует включениями Кв и Пл, следующая зона — с включениями Сил, а последняя периферическая зона содержит включения Би и Мт.

Гр III цикла отличаются параметром  $f$  (порядка 75–85). Их более высокая железистость по сравнению с гранатами I–II цикла установлена по показателям преломления в конкретных участках, где определены возрастные соотношения (см. табл. 6, обр. 76–82 и др.) и по статистическим данным при сравнении районов с преобладающим развитием пород II ("Мурафа", Котляжаны", "Винница) и III (Жежелев, Чуднов, Лрбар) циклов. Статистические данные включают массовые замеры  $n_{Dp}$ , силикатные химические анализы [14] и микронзондовые измерения (см. рис. 22, 35, 36). Сходный диапазон железистости имеют и гранаты V и VI циклов.

Окраска Гр чутко реагирует на условия перекристаллизации, причем быстрее чем параметры состава и показатель преломления, с которыми колориметрические параметры не всегда хорошо коррелируют [21]. В целом светлые сиреневые тона свойственны Гр IV–II циклов, а вишневые и темно-красные — поздним Гр III, V и VI циклов, т.е. длина волны  $\lambda_k$  уменьшается с уменьшением степени метаморфизма. Этот сдвиг колориметрических параметров связан с увеличением концентрации центров переноса заряда  $O^{2-} - Fe^{3+}$ .

Согласно микронзондовым данным зерна Гр обладают или неправильной неоднородностью или регрессивной зональностью по магнезиальности, т.е. Mg от центра к краю понижается, причем наиболее резко в контакте с Кор и Би. Содержание MnO и CaO в гранате колеблется незначительно: 1,4–1,7 % MnO и 0,8 % CaO. В одном случае в образцах гиперстен-биотит-гранат-кордиеритовых метасоматитов  $M_3^3$ , залегающих в виде секущей жилы в двупироксеновых кристаллосланцах (р. Кж. Буг, окрестности г. Первомайск), зафиксировано понижение показателей преломления у краев порфиробластов Гр. Прогрессивная зональность Гр следует также из окраски (темно-красное ядро, окруженное сиреневой оболочкой). По-видимому, здесь произошло локальное повышение теплового потока, подобно тому как это наблюдается в дайках базитов (см. табл. 6, обр. 119, 121).

#### Роговые оомамки

Роговая обманка менее надежна в качестве типоморфного минерала, чем Би, вероятно в связи с тем, что в прогрессивном реакционном ряду

она следует за ним. кристаллизуется уже в син- и посткинematических условиях и ее состав больше зависит от местных условий. Тем не менее четко наблюдается приуроченность зеленовато-бурой Рог с красноватым оттенком к формации  $M_2^I$  I цикла (табл. 6, обр. 7-9 и др.). При этом характерен и весь тип эволюции минералообразования: реликтовые включения красного Би в Рог и неравномерная окраска последней, связанная с неполным замещением Би; последовательное замещение Рог  $\rightarrow$  МП  $\rightarrow$  (Гип+Пл) (оторочки гиперстен-плаггиоклазовых симплектитов  $\pm$ Ап, Мт) [75]. Бурая окраска Рог имеет явно унаследованный характер от красного высокотитанистого Би и, следовательно, тоже обусловлена большим содержанием  $TiO_2$ .

Амфиболиты II цикла редки, но довольно характерны (табл. 1, обр. 56-59). Это обычно жильные тела меланократового состава с совсем другим типом реакционного ряда (Би+Грф)  $\rightarrow$  МП  $\rightarrow$  (Гип+Пл)  $\rightarrow$   $\rightarrow$  Рог. Для них типичны непостоянный состав минералов и общая неравновесность (реликты, псевдоморфозы и т.п.). Рог светлая желтовато-зеленая, с включениями Грф. Бурый оттенок сохраняется, но цвет гораздо светлее, чем в I цикле. Весьма характерна также Рог третьего типа: светло-зеленая, с каемками Гип и Пл. Она входит в состав амфиболитов Завалья и иногда приурочена к секущим зонам, пересекающим структурно-метаморфические комплексы I цикла (р. Кж.Бут, с. Кошара). В районе с. Васильковка на р. Волчьа подобные амфиболиты слагают тело двупироксеновых амфиболитов мощностью до 30-40 м, сопровождающееся зонами закалки и пересекающее сложную деформационную структуру комплекса биотит-гранатовых полимигматитов I-II циклов. Контакт резкий, на отдельных участках слабо извилистый и секущий. Везде четко выражен прогрессивный метаморфизм: симплектиты Гип+Пл, замещающие Рог, секущие прожилки гиперстен-плаггиоклаз-кварцевого состава в двупироксеновых амфиболитах. Не совсем ясно к III или V циклу следует относить подобные амфиболиты.

#### Ортопироксены

Некоторое значение при структурно-петрологическом расчленении имеют также железистость, глиноземистость, рельеф, морфология, плеохроизм и двупреломление РП. Эти свойства помогают выявить различные генерации их, однако трудно говорить о преобладающем значении того или иного признака для идентификации соответствующего цикла. Наиболее показательной в этом смысле является глиноземистость Гип. Высокоглиноземистые гиперстены в основном встречаются только в I и II циклах. В то же время в отдельных зонах III цикла в ассоциации с

Кор также отмечается высокоглиноземистый и ярко плеохроирующий Гип (см. табл. 1, обр. 106, 107 и др.). Более информативно совместное рассмотрение глиноземистости Би и Гип, а также диапозона расхождения между ними, который может быть индикатором типа фациальной серии, т.е. своеобразным барометром [75]. Изоморфные замещения  $Fe$ ,  $Mg$ ,  $Mn$ ,  $Ti$ ,  $Cr$  в пироксенах определяются преимущественно составом пород;  $Al$ ,  $Al_{IV}$ ,  $Al_{VI}$ ,  $Ca$ ,  $Na$  — главным образом условиями образования ( $T$ ,  $P$ ,  $pH$ ,  $\mu_{O_2}$ ). По соотношению термодинамических свойств наибольшую чувствительность к температуре следует ожидать при замещении  $Fe_2^{2+} Si_2 = CaAl_2$  (Фс-Чм) или  $Fe_2^{2+} = CaMg$  (Фс-Ди). Потенциальным геобарометром является содержание жадеита или  $Al_{VI}$  [120]. Распределение амфотерных элементов между четверной и шестерной координацией зависит от температуры, давления, щелочности и фугитивности кислорода. Исходя из большого влияния соотношения кислотных и основных оксидов и изменения их активности, информативность любого типоморфного свойства изменяется в зависимости от типа пород и парагенезиса. Так, в породах, богатых  $Ca$  (силикатно-карбонатных, основных) влияние РТ-условий затухевывает локальными вариациями активности  $Ca$ , влияющей на степень вхождения  $Al$  в пироксене. В ультрабазитах большое значение имеют колебания активности  $Mg$ . Следовательно, наиболее благоприятны породы, обедненные сильными двухвалентными основаниями, т.е. насыщенные калием метапелиты. Так, хорошо "работают" гранат-гиперстеновые и гранат-кордиеритовые геотермобарометры и железистость минералов в дивариантных парагенезисах. Особенно показательна железистость  $Gr$ , которая коррелируется с глиноземистостью Гип.

Влияние силы кислотных радикалов на вхождение  $Al$  в  $IV$  или  $VI$  координацию понятно исходя из сравнения позиции  $Al$  в  $KIII$  ( $K[AlSi_3O_9]$ ) и в  $Ki$  или  $And$  ( $Al_2[SiO_4]O$ ). Поэтому, чтобы избавиться от него при использовании тех или иных фаз в целях геотермобарометрии нужно выбирать пары минералов, у которых кислотность радикалов близка. В этом отношении перспективно сопоставление глиноземистости сосуществующих РП и Би (распределение  $Al$  между ними), так как кислотно-основные свойства радикалов у этих минералов примерно одинаковы, а области РТ-устойчивости их различны. Для низкотемпературной или малоглубинной гранулитовой фации характерны мало глиноземистые ортопироксены и обогащенные  $Al$  Би. При повышении давления и температуры происходит сближение глиноземистости указанных минералов, а в гиперстен-силлиманитовой фации наблюдаются даже обратные соотношения [60]. На диаграмме  $Al_{Гип} - Al_{Би}$  [75] по абсолютному содержанию  $Al$  обособились поля биотит-гранат-кордиеритовой, гиперстен-кордиеритовой и гиперстен-

силлиманитовой субфации, а  $K_p$  Гип-Би хорошо коррелируется с типом фациальной серии.

#### Кордиерит

Неоднородность Кор различна в зависимости от минерального окружения. На контакте с гранатом обычно выражена зональность по магнезиальности: в одних случаях прогрессивная, в других – регрессивная. В окружении остальных минералов кордиерит гомогенный или проявляет слабую регрессивную зональность [64]. Разница между центральными частями различных зерен Кор в одном и том же шлифе незначительна (3–4 % по магнезиальности), а между периферическими уже существенна (до 11 %  $K_{Mg}$  в зависимости от минерального окружения). Кор III цикла отличаются более высокой железистостью по сравнению с Кор I–II циклов.

#### Кварц

Окраска Кв так же, как и Би, имеет важное индикаторное значение. Подобно Би он развивается вслед за дроблением в синдеформационных условиях, только в зонах другого типа (Би открывает базификацию, Кв – гранитизацию). Поэтому окраска Кв также отражает некоторые тонкие, но выдержанные особенности геохимического и термодинамического режимов. В частности, для I–II циклов характерен преимущественно серовато-голубой Кв, для III – темно-серый; для IV – светло-серый. Подобные оттенки зависят еще и от состава породы. Впечатления дополняются еще окраской Пл: в чарнокитах I цикла Пл серовато-зеленый; II цикла – серый; в глиноземистых породах III–IV циклов светло-серый или серовато-белый.

#### ТЕРМОДИНАМИЧЕСКИЙ РЕЖИМ

Как известно, в гранулитовой фации установлено большое количество парагенезисов, по которым в различных петрохимических группах пород выделены определенные субфации. Уже при качественном рассмотрении равновесий на диаграммах состав – парагенезис видно разный наклон коннод Би-Гип, Би-Кор, Гип-Кор, Гр-Гип и Би-Гр [91], что указывает на различные соотношения состава минералов и, следовательно, на различный  $K_p$  между "сосуществующими" фазами. В частности, положение коннод отличается в одноименных парагенезисах I–II и III циклов. Соотношения по железистости  $f_{Гр} > f_{Гип} > f_{Би} > f_{Кор}$  в целом выдерживаются. Экстремальный состав минералов не наблюдается. Иногда (см. рис. 13–16) магнезиальность Би равна или даже больше, чем у Кор, но подобное явление обусловлено по всей видимости неравновесным сонахожде-

нием, а не экстремальным составом. Однако как было показано выше (см. гл. 4) "дивергентные" парагенезисы и  $\mathcal{P}$  не всегда определяются  $\mathcal{P}$ -условиями, вернее эта зависимость более сложная, чем следует из теоретической модели. В частности, в одном и том же интервале скважины наблюдаются до- и послеекстремальные соотношения Би и Рог (см. табл. 9). Определение термодинамического режима эндогенных процессов с учетом многоэтапности образования реальных парагенезисов, наличия разных генераций минералов и их неравновесности требует серьезных разработок. Не изучено еще влияние гетерохимичности метаморфизма, кислотности-основности преобразующего флюида на парагенезисы и коэффициент распределения между контактирующими фазами. Так как вероятность неравновесных многоэтапных ассоциаций увеличивается с повышением количества минералов, для целей геотермобарометрии больше подходят обменные равновесия двух фаз, да и то лишь в месте непосредственного контакта по данным микронзондового анализа. Даже в этом случае один и тот же Би может граничить с разными генерациями Гр (см. табл. 1, 4). При наличии двух генераций Гр и двух - Би количество вариантов контакта и  $\mathcal{P}$  увеличивается соответственно до четырех. Поскольку Гр - минерал с особо прочными связями, то он часто сохраняется в породах в виде законсервированного реликта прежних ассоциаций, не приспособляясь в допустимых пределах к новым  $\mathcal{P}$ -условиям. Это подтверждено и экспериментальными данными [10]. Новая генерация Гр<sup>2</sup> прирастает к Гр<sup>1</sup> неравномерно, не образуя зачатую сплошной зоны. Микронзондовые исследования подтверждают выводы структурно-метаморфического анализа [64]. В одном и том же образце может быть получен широкий спектр показаний температуры и давлений в зависимости от того, какие зоны минералов и какие генерации минералов коррелируются. Особенно большой погрешностью отличаются геотермобарометры со "сквозными" минералами с широким полем устойчивости (Би, Пл, КШШ, Гр, Рог и пр.) и без четких признаков, идентифицирующих те или иные генерации минералов. Би и ШШ характеризуются большими колебаниями химического состава в пределах шлифа (см. рис. 13-16), отражая все фазы эндогенной эволюции.

В качестве равновесных пар для геотермобарометрии можно рекомендовать минералы, образующиеся в одну фазу эволюции соответственно их структурно-метаморфической схеме. К таковым, например, относятся Гр и Кор в синорогенных гранитоидах  $\mathcal{P}_2^2$  (см. табл. 4, обр. 26; рис. 22-23). В других случаях та же пара Гр-Кор относится к разным фазам эволюции. Например, структурно-метаморфическая эволюция моновариантного парагенезиса Гр+Кор+Би+Пл+КШШ+Кв+Сил в обр. С-10/1 (табл. 10) следующая:  $\mathcal{P}_3^1$  (Кв+Сил+Гр<sup>1</sup>)  $\rightarrow$   $\mathcal{P}_2^2$  (Гр<sup>2</sup>+Пл)  $\rightarrow$   $\mathcal{P}_3^2$  (Кор+КШШ).

Т а б л и ц а 10. Данные геотермобарометрии по участку "Днестр"

Индекс форма- ция	Номер образца	N <sub>μγ</sub>			γ Кор-Гр,	ρ Кор-Гр,	β Би-Гр,
		Кор	Гр	Би	°C	ρ · 10 <sup>5</sup> Па	°C

## Микрозондовые анализы

J <sub>3</sub> <sup>1-2</sup> J <sub>23</sub>	С-10/1	68,6 <sup>M</sup>	31,8 <sup>II</sup>	-	830	8350	-	
		76,7	27,6	-	640	5550	-	
		71,8 <sup>II</sup>	28,5 <sup>II</sup>	-	720	6700	-	
		78,3	27,2	-	610	5150	-	
		77,9	26,3	-	600	5000	-	
		71,9 <sup>II</sup>	28,2 <sup>II</sup>	-	720	6550	-	
		79,2 <sup>II</sup>	26,7	-	580	4900	-	
		72,2 <sup>II</sup>	31,8 <sup>II</sup>	-	770	7550	-	
		-	22,3	73,7	-	-	-	500
		-	21,3 <sup>II</sup>	74,1 <sup>II</sup>	-	-	-	480
		-	30,6	73,1	-	-	-	570
		-	29,8	72,4	-	-	-	570
		-	76,2	25,3	-	610	5050	-

## Силикатные анализы

J <sub>3</sub> <sup>1-2</sup> M <sub>3</sub> <sup>1-2-3</sup>	С-10/1	66,2	30,0	-	720	9100	-		
		172	65,1	14,6	37,6	590	4500	650	
		M <sub>3</sub> <sup>1-3</sup> J <sub>2</sub> <sup>3</sup> J <sub>2</sub> <sup>3</sup>	172/15	59,4	15,0	40,8	620	4700	640
			172/18	-	11,9	38,5	-	-	620
			175	-	14,7	36,6	-	-	655

Примечание. Обозначения см. в табл. 3. Объяснения к образцам см. в работе /14/. Микрозондовые анализы и их обработка выполнена И.В.Лаврентьевой и Нгуен Вьет И /64/.

В чудново-бердичевских гранитах зафиксированы каемки Кор вокруг Гр<sup>1</sup> и более позднее развитие Гр<sup>2</sup> (см. табл. 6, обр. 99-100). Взаимоотношения Би и Гр разнообразны (см. фото 11, 13, 25), но всегда они разновозрастны, хотя бы незначительно: Би минерал синдеформационный; Гр - до- или постдеформационный; Гр и Гип в большинстве случаев также относятся к разным фазам становления породы (см. фото 9). Довольно устойчивы пары Гип+Пл, Кор+КПШ (вспомним симплектиты этих минералов), но не существует подобных геотермобарометров.

В табл. 3, 5 и 8 для расчета геотермобарометров использовались попарно центральные части зерен, фиксирующие зарождение минералов, и контактирующие каемки, отражающие конец их кристаллизации. Для каждого образца определены все возможные пары и рассчитаны по ним

$P$ T-параметры по уравнениям, указанным в работе [64]. Кроме детально описанных участков "Мурафа", "Котижаны" и "Верхнее Побужье" при анализе  $P$ T-условий в гранулитовой фации использованы данные (табл. 10) по участку "Днестр" (узкая полоса вдоль р. Днестр от г. Могилев-Подольский до с. Болган), на котором также производились структурно-метаморфические исследования. Разброс данных гораздо больше в неупорядоченных полициклических образцах (табл. 3, обр. 106, табл. 10, обр. С-10/1), чем в относительно равновесных моноциклических (табл. 5, обр. 26, табл. 8, обр. 96). Показания гранат-кордиеритового геотермометра во всех анализированных случаях выше в центральных частях зерен, чем в контактирующих. Как и следовало ожидать по структурно-метаморфическим соотношениям, гранат-биотитовый термометр дает несколько заниженные и более неупорядоченные цифры по сравнению с гранат-кордиеритовым. При этом большой разброс данных в гранат-биотитовом термометре зафиксирован и по центральным частям зерен, и по контактирующим участкам. Следовательно, или минералы не полностью приходят в равновесие даже на контакте зерен, или условия равновесия были неравномерными в пределах шлифа, или к неравномерности метаморфизма по площади добавляется еще неравномерное наложение последующих фаз деформации-перекристаллизации.

Первые фазы эволюции в каждом образце (прогрессивный этап) устанавливаются точнее, чем последующие. Данные для одного образца хорошо укладываются в один тренд с общей регрессивной направленностью. При корреляции  $P$ T-параметров разных участков полициклических пород (образцов) следует помнить, что в каждом из них отражена эволюция не одного цикла, а определенной комбинации циклов (I прогрессивного и всех остальных наложенных). Каждый участок (образец) отличается, главным образом, начальными фазами. Промежуточные и конечные фазы эволюции каждого из циклов (по-видимому регрессивные) затуманены наложенными процессами последующих циклов. Кроме того, показания гранат-кордиеритового или любого другого геотермометра или барометра очевидно пригодны только для сравнения одних и тех же парагенезисов, так как в разных минеральных ассоциациях изменяется кислотно-основное взаимодействие, что приводит к различной зависимости  $P$ T от  $P$ T-условий.

Для того чтобы выяснить соотношение неоднородности теплового потока в пространстве и во времени (полиметаморфизм или метаморфическая зональность) и для того чтобы решить вопрос, является ли латеральная неоднородность именно зональностью, а не распределением какого-либо другого типа, очевидно нужно, во-первых, установить детальную структурно-петрологическую возрастную шкалу и, во-вторых,

изучить изменение индикаторов  $P/T$ -условий в пространстве в течение каждой фазы тектоно-метаморфического цикла. В настоящее время это можно сделать лишь фрагментарно. Рассмотрим для примера небольшой участок "Шестаковка" - Ивашковцы", размеры которого не превышают 6х7 км и трудно здесь предположить проявление разных циклов, полиметаморфизма и метаморфической зональности. Однако по данным структурно-петрологического анализа при доминирующих преобразованиях II цикла на этой площади выявлены микроостанцы I цикла и отдельные мало-мощные зоны бластомилонитизации, базификации и гранитизации III цикла. В частности, в полевошпат-кварцевой породе  $\rho_3^3$  из жильнообразного обособления в карьере с. Роскошь впервые для Приднестровья обнаружен ставролит (в ассоциации  $Pl_{\text{рел}} + Gr + Kв + KIII + Xл_{\text{вт}} + Сер_{\text{вт}} + Ст_{\text{вт}}$ ). Ставролит кроме самостоятельных зерен образует каемки вокруг агрегата  $Xл + Сер$ .

Большие вариации  $\rho_p$  и соответственно  $P/T$ -параметров в каждом образце устанавливаются по данным микросондового анализа, однако значительные колебания этих параметров можно зафиксировать и по усредненным силикатным анализам минералов из различных образцов одной и той же формации в одном обнажении и на всем участке (см. табл. 10, 11). Так, в одном и том же парагенезисе формации  $M_{2a}^2$  зафиксированы температуры от 760 до 700 °С по гранат-гиперстеновому геотермометру, а в одном образце У-11/8 формации  $M_2^1 - M_3^2$   $T = 760 - 650$  °С и  $\rho_p = 800 - 640$  МПа по гранат-кордиеритовому геотермобарометру. Если учесть, что почти во всех образцах найдены две генерации Gr, то в каждом случае можно получить две температуры соответственно "равновесиям"  $Gr^1$ -Гип и  $Gr^2$ -Гип, разница между которыми достигает 80-100 °С. Например, в обр. 136/1, в котором зафиксированы неоднородные Gr двух генераций с колебаниями  $\rho$  от 1,784 до 1,795, пара  $Gr^1$ -Гип отвечает  $T = 780$  °С;  $Gr^2$ -Гип - 680 °С. Интересно, что гранат-биотитовый термометр во всех проанализированных парах дает более-менее выдержанное значение порядка 600-630 °С (т.е. заметно ниже, чем в паре Gr-Гип), несмотря на значительные вариации состава каждого из минералов в отдельности. Скорее всего это результат низкой чувствительности, а не воспроизводимости. Следует особенно подчеркнуть, что данные по фазовому соответствию в обр. 136/1, 197/2 и 202/1 (табл. 11) характеризуют один и тот же процесс - базификацию  $M_{2a}^2$ , контролируемую начальными деформациями II цикла  $\rho_{f2}^2$ . Аналогично, соотношение состава минералов в обр. У-11/8 идентифицирует один и тот же син- и постдеформационный парагенезис фазы базификации  $M_3^2$ , предшествующий синорогенному гранитообразованию  $\rho_3^2$ . Таким образом, либо  $P/T$ -параметры колеблются во время прохождения одной и

Т а б л и ц а 11.  $\rho T$ -параметры геологических формаций II цикла на участке "Ивашковцы - Шестаковка" (Приднестровье)

Индекс формации	Номер образца	$N_{Mg}$			$T, ^\circ C$			$P, \text{МПа}$	
		Би	Гр	Гип	Кор	Гр-Кор	Гр-Гип	Гр-Би	Гр-Кор
$M_{2a}^2$	197	69,7	30,9	55,0	-	-	700	610	-
$\gamma_{2-1}^1 - M_{2a}^2$	197/2	68,9	32,3	54,7	-	-	730	625	-
$\gamma_{2-2}^2$	140/1	62,4	25,8	50,6	-	-	680	625	-
$M_{2a}^2$	136/1	62,4	37,6	59,0	-	-	760	670	-
$M_3^2$	$\bar{y}-11/8^*$	$71,6^M$	$38,3^M$	-	$77,6^M$	760	-	620	800
		$72,1^K$	$35,1^K$	-	$76,1^K$	730	-	620	750
		$75,0^K$	$37,0^K$	-	82,4	-	-	-	-
$M_{2a}^2$	$48^{**}$	59,0	26,0	50,7	-	-	700	650	-
$M_3^2$	$51^{**}$	51,2	20,2	-	-	-	-	600	-

\* Микросондовые анализы выполнены И.В.Лаврентьевой в лаборатории ИЗМ; остальные анализы - силикатные, по монофракциям минералов.

\*\* Образцы взяты на соседнем участке "Мурафа" (см. табл. 1).

П р и м е ч а н и е. Циркон: 197 - гиперстен-биотит-гранатовый плагиогнейс (Гр<sup>1-2</sup>, Грф); 197/2 - пегматит из жилообразного выделения (Гр<sup>1</sup>+Пл<sup>1</sup>+Кв+Би+Грф+Гип+КШШ+Гр<sup>2</sup>+Мт); 140/1 - гранатовый чарнокит из жилообразного выделения (Гр<sup>2</sup><sub>вт</sub>+Гип+Би+Грф+Пл+КШШ<sub>вт</sub>+Кв+Мт) (Все эти образцы взяты в одном небольшом карьере, с. Ивашковцы, р. Лозовац.); 136/1 - биотит-гранат-гиперстеновый гнейс (Гр<sup>1-2</sup>, Грф, КШШ, Мт) из линзовидного ксенолита мощностью 20-30 см;  $\bar{y}-11/8$  - вмещающий гранатовый гранитоид с микроостанцами-будинами гранитов I цикла (Гр<sup>1</sup>+Пл<sup>1</sup>+Кв<sup>1</sup>) → (Би+Грф+Гр<sup>2</sup>+Кор+Шп+Сил+Мт) (образцы взяты на южной окраине с. Шестаковка (р. Мурашка) в одном обнажении.).

той же фазы метаморфически-метасоматических процессов, либо данные по распределению Fe и Mg не соответствуют истинному равновесию даже на контактах зерен.

Если сравнить разные формации в пределах одного цикла, то между ними также наблюдается заметная разница в  $\rho T$ -параметрах даже в рамках одного обнажения (см. табл. 11, обр. 140/1 и 197).

Аналогичные выводы можно сделать и при сопоставлении более широкого плана (табл. 12). В регионально развитой и легко диагностируемой формации синорогенных гранитоидов  $\gamma_2^2$  (винницитов), распространенной и в Приднестровье, и в Верхнем Побужье, вариации  $f_p$  и состава минералов "ди- и моновариантных" парагенезисов находятся в тех же пределах (см. табл. 5, 8 и 10). Наиболее достоверны данные по сосуществующим Гр и Кор, образующимся в этой формации главным образом в течение одной фазы деформации-перекристаллизации. Если за

Т а б л и ц а 12. Сводные данные минералогической термо- и барометрии в полициклическом комплексе гранулитовой фации юго-западной части Украинского щита ( $T$  -  $^{\circ}\text{C}$ ;  $P$  -  $10^5$  Па)

Циклы, формации	Индекс формации	Равновесие	Микрозондовые анализы				Силикатные анализы	
			центр. части зерен		контактир. части зерен		$T$	$P$
			$T$	$P$	$T$	$P$		
Синорогенные гранитоиды I цикла	$J_{2-3}^1$	Гр-Гип	670	-	640	-	-	-
		Гр-Би	-	-	530-460	-	730-650	-
		Гр-Кор	-	-	-	-	780-680	7900-8100
Метаморфические породы II цикла	$M_{1-3}^2$	Гр-Гип	-	-	-	-	690-650	-
		Гр-Би	-	-	-	-	625-600	-
Синорогенные гранитоиды II цикла	$J_{2-3}^2$	Гр-Кор	770-720	7550-6500	650-600	5500-5000	720-710	9100-9000
		Гр-Би	720-480	-	620-490	-	680	-
Метаморфические породы III цикла	$M_7^3$	Гр-Кор	-	-	-	-	590	4500
		Гр-Би	-	-	-	-	650	-
Синорогенные гранитоиды III цикла	$J_{2-3}^3$	Гр-Кор	670	5000	480	1500	-	-
		Гр-Би	685-665	-	530-490	-	-	-
Полициклические формации II-III циклов	$J_{2-3}^2$ - $-M_2^3$ - $-J_3^3$	Гр-Кор	750-620	8100-5700	620-540	6100-4700	710	7600
		Гр-Би	730-480	-	710-460	-	670	-
		Гип-Кор	-	7700	-	-	-	-

П р и м е ч а н и е. Микрозондовые анализы см. в табл. 3, 5, 8, 10 и на рис. 13-16, 22, 23, 35, 36; силикатные анализы см. в работе [14]. Структурно-метаморфические взаимоотношения см. в табл. 1, 4 и 6.

основу взять силикатные анализы, то латеральная изменчивость температуры в  $J_2^2$  согласно гранат-кордиеритовому геотермобарометру варьирует от 780 до 650 °С. При этом сохраняется обычная "микросондовая" неравномерность:  $T = 750-650$  °С и  $P = 700-500$  МПа в каждом образце. Реликты подобной формации  $J_2^1$  I цикла по  $P/T$ -параметрам не отличаются (диапазон изменчивости тот же). Зато весьма однозначно устанавливаются более низкие значения  $T$  и  $P$  формаций III цикла по сравнению с формациями I-II циклов, в частности чудново-бердичевских гранитоидов  $J_{2-3}^3$  по сравнению с винницитами  $J_{2-3}^2$ . Так, разница в верхнем пределе температуры равна в среднем 100 °С, давления - 300-400 МПа. В заключительных фазах диафореза  $J_{2-3}^3-M_4^1$  давление падает до 150 МПа (вместо Сил и Фи по  $S_1^4$  развит Анд) и температура опускается до 480 °С (зеленый Би, Мус<sub>ВТ</sub>, Хл<sub>ВТ</sub>, Ка<sub>ВТ</sub> и пр.). В то же время дисперсия  $T$  и  $P$  внутри формации  $J_{2-3}^3$  остается та же.

В качественном виде более детальная и цельная картина эволюции  $P/T$ -режима в гранулитовой фации может быть получена на основании сравнения парагенезисов, индекс-минералов и их структурно-метаморфических взаимоотношений. Прежде всего в каждом цикле следует отметить закономерное чередование признаков, которые принято считать индикаторами прогрессивного и регрессивного метаморфизма. В формации  $M_1$  кислых плаггиогнейсов темноцветные минералы представлены слюдами и гранатом переменной железистости. На границе  $D_1-M_1$  и  $D_2-M_2$  повсеместно наблюдается замещение биотита гиперстеном, но не согласно известной реакции Би+Кв  $\rightarrow$  Гип+КПШ, потому, что КПШ ни в  $M_1$ , ни в  $M_2$  практически нет, а по схеме Би+Кв+(CaO, MgO, FeO  $\rightarrow$  Гип+Пл+Рог+МП+(SiO<sub>2</sub>, H<sub>2</sub>O), отражающей увеличение основности новообразованных парагенезисов (см. фото 1, 23; рис. 17-19 и др.). В сущности, возникновение даек габбро-норитов и габбро-диабазов в кислой раме тоже отвечает подобной схеме (магматическое замещение). При этом зафиксировано максимальное повышение температуры во вмещающих породах в результате контактового метаморфизма вплоть до образования неравновесной ассоциации Гип+Сил (см. табл. 6, обр. 121). На рубеже фаз  $D_2-M_2$  и  $D_3-J_1$  при раннеорогенной мигматизации установлено замещение Рог  $\rightarrow$  Гип+Пл+Кв, указывающее на повышение температуры, сопряженное с увеличением кислотности (см. фото 2, 17; рис. 28, 37 и др.). Остается неясным какой вклад в указанные реакции вносят изменения  $P/T$ -условий и какой - изменение кислотности-основности. На этапе синорогенного гранитообразования  $M_3-J_2$  происходит некоторое понижение  $T$  и повышение  $P$  по сравнению с фазой базификации  $M_2$  и мигматизации  $J_1$  (общее вытеснение Гип гранатом и

биотитом, понижение основности Пл, появление в некоторых случаях ассоциации Би+Сил). В отдельных местах сохраняется устойчивость Гип, вследствие чего образуются гранатовые чарнокиты (фото 20 и др.). И наконец, на заключительной стадии  $J_3$  наблюдается повышение железистости Гр, дальнейшее понижение основности Пл и общее сокращение поля устойчивости минералов с высокой прочностью связей, что указывает на регрессивный характер эндогенных процессов. Начало следующего цикла — blastsмилонитизация  $D_1$  и сопровождающая ее биотитизация  $M_1$  повсеместно выражается в диафорических преобразованиях (см. фото 21).

Теперь попытаемся проследить эволюцию P-T-режима от цикла к циклу. Реликтовые породы I цикла характеризуются относительно высокоградийными высокотемпературными ассоциациями с минимальным содержанием водосодержащих минералов, магнезиальным Гр с включениями Кв и Пл, высокотитанистыми Би и Рог (см. табл. 1, обр. 4, 25-28 и др.). Гр в амфиболитах и основных кристаллосланцах не встречается. Геотермический градиент соответствовал фаціальным сериям умеренных давлений (фация  $U_1$ -Д, по А.А.Маракушеву [71] или  $A_2$ , по В.А.Глебовицкому [257]).

II цикл отличается значительной дифференциацией геохимического и термодинамического режимов при общем сдвиге в сторону фаціальных серий повышенных давлений, о чем свидетельствует резкое расширение поля устойчивости гранатовых пород за счет кордиерит- и гиперстенсодержащих. В полициклических комплексах I-II циклов и на границе с реликтовыми блоками I цикла в формациях  $M_1^2$ ,  $M_3^2$  и  $J_3^2$  установлено замещение Кор и Гип I цикла гранатом II цикла (см. табл. 1, обр. 14, 21; табл. 6, обр. 5, 6 и др.). В мурафской серии в формациях  $M_1^2$  и  $J_2^2$  наблюдаются псевдоморфозы зеленого Би по додеформационным Гип и Кор (см. табл. 1, обл. 44, 75). В отдельных случаях в blastокатаклазитах  $M_1^2$  появляется ассоциация Би+Сил (см. табл. 6, обр. 23). По-видимому, процесс разложения Кор достиг максимального развития в Гайворон-Завальевском блоке Среднего Побужья, где отсутствуют гранат-кордиеритовые породы и, наоборот, широко распространены силлиманит-гранатовые гранулиты и биотит-силлиманит-гранатовые гнейсы. В этих породах встречены, в частности, наиболее магнезиальный для УЩ Гр<sub>54</sub> [131] и реликтовый Гип (см. фото 39). В то же время на отдельных участках в формации  $J_2^2$  развивается равновесная ассоциация Гр+Кор (см. табл. 11, обр. У-11/8; табл. 4, обр. 26; табл. 6, обр. 47-49 и др.). Следовательно, в различных районах УЩ во II цикле реализовались условия фаціальных серий  $A_3$  и АБ, фаций  $U_1$ -Д и  $U_1$ -Е, био-

тит-гранат-кордиеритовой и биотит-силлиманитовой субфации гранулитовой фации.

III цикл знаменуется еще большей дифференциацией метаморфических формаций по составу и термодинамическому режиму. В зонах прогрессивного развития фиксируется сдвиг в сторону высокоградиентных серий пониженных давлений, что в частности отражается на положении трендов II и III циклов [64]. В наложенных зонах бластомилонитизации III цикла отмечены диафторическое образование относительно низкоградиентных биотит-силлиманитовых гнейсов-бластомилонитов (см. табл. 6, обр. 75-82) и отдельные проявления прогрессивного метаморфизма высокоградиентных серий (гиперстен-кордиеритовые породы). В шпинель-биотит-гранат-кордиерит-гиперстеновых метасоматитах  $M_3^3$  у г. Первомайск по показателям преломления зафиксирована также прогрессивная зональность граната ( $Gr^H: n = 1,800; Gr^K: n = 1,788-1,794$ ). Формации III цикла в зоне прогрессивного развития отличаются в целом более низкими  $P$ -параметрами по сравнению с одноименными формациями II цикла (см. табл. 12). Если  $\gamma_2^2$  относятся к алданской субфации глущинности А.А.Маракушева, то  $\gamma_2^3$  - к ханкайской.

IV цикл в области развития гранулитовой фации выражается в зонах наложенных бластомилонитизации и диафтореза с сильным снижением степени метаморфизма до эпидот-амфиболитовой или зеленосланцевой фаций. Переработка обычно не сплошная, а с сохранением в большей или меньшей степени реликтовых минералов II-III циклов (см. участок Верхнее Побужье). Типичное проявление диафтореза IV цикла - замещение Кор голубовато-зелеными и бесцветными слюдами с примесью Анд. Нередко Анд контролируется вторичными плоскостями  $B_1^4$  (см. табл. 6, обр. 101-109). В формации  $M_2^3$  этот процесс выражается в куммингтонитизации (см. табл. 6, обр. 90-93 и др.). Соотношение  $P$  и  $T$  соответствует фациальным сериям  $A_1 - A_2$ . Давление опускается до 150 МПа (см. табл. 6, 12). Формации  $M_2^4$  основного ряда отвечают моно- и би-пироксеновым субфациям амфиболитовой фации (см. табл. 9). В частности, в этих условиях формировались породы прогрессивной серии IV цикла - отдельные участки в Росинско-Тикичском районе. В южном обрамлении росинско-тикичской серии и Среднем Побужье нередко встречаются двупироксеновые амфиболиты  $\gamma_2^{4-5}$  и чарнокиты  $\gamma_2^{4-5}$  с секущими взаимоотношениями (р. Кж.Буг, села Токарево, Зеленая Левада, Кошара и пр.). Для амфиболитов IV цикла во многих случаях характерны магнетитизация и гранатизация, в частности развиты гранатовые амфиболиты (р. Горный Тикич, г. Тальное, р. Кж.Буг, с. Кошара), возможно окварцованные породы с Мт и кварцевые гранатиты (с. Завалье). Таким

образом, в  $\overline{IV}$  цикле спектр  $P_T$ -условий довольно разнообразен; своеобразно и проявление гранитизации — с участием ясно решетчатого максимального микроклина.

Типичные формации  $\overline{V}$  цикла наблюдаются на площади развития теревской серии и житомирских гранитов. Однако отголоски этого цикла выявлены и на площади развития гранулитовой фации (см. участок Верхнее Побужье, табл. 6, обр. 116, 119 и др.). В частности, к полициклическим породам  $\overline{III}$ - $\overline{V}$  циклов относятся гранитоиды в районе пгт Чуднов, гранат-биотитовые мигматиты у с. Широкая Гребля, т.е. участки, обычно картируемые в гранулитовой фации [75]. С формацией  $M_7^5$   $\overline{V}$  цикла можно также сопоставить турмалиносодержащие биотит-силлиманит-кордиеритовые и андалузит-биотит-мусковитовые гнейсы сорочской серии на правом берегу р. Днестр. Чрезвычайно любопытно повышение степени метаморфизма в  $\overline{V}$  цикле по сравнению с  $\overline{IV}$ , выражающееся в замещении Мус биотитом и Кум роговой обманкой (см. табл. 6, обр. 115, 124). Би часто имеют зональную или пятнистую окраску, причем периферическая кайма имеет более густой оранжево-коричневый цвет (см. фото 26). Формации  $M_2^5$  представлены в некоторых случаях уже дайками норитов и габбро-диабазов магматического облика с четко выраженными зонами закалки. В экзоконтакте мощных даек зафиксировано проявление контактового метаморфизма с образованием неравновесной Гип+Би+Сил ассоциации (см. табл. 6, обр. 121-123). Резюмируя можно отметить, что  $P_T$ -условия  $\overline{V}$  цикла колеблются в разных участках от эпидот-амфиболитовой до гранулитовой фации. Геотермический градиент тоже варьирует в широких пределах — от фациальной серии  $A_1$  до  $A_3$ .

В  $\overline{VI}$  цикле  $P_T$ -условия эндогенных процессов не поднимаются выше амфиболитовой фации. Формации этого цикла создают основной фон россинско-гичичской и акульской серий, но иногда встречаются и среди гранулитовой фации (см. табл. 6, обр. 126-128). В амфиболитах кочеровской свиты, также относящейся к этому периоду, начало цикла соответствует фации куммингтонитовых амфиболитов, конец — субфации гранатовых амфиболитов.

Весьма разнообразны взаимоотношения формаций  $\overline{VII}$  цикла с различными структурными этапами фундамента, в том числе с образованиями гранулитовой фации. Один из примеров описан на участке Верхнее Побужье (см. табл. 6, обр. 110-118). Характерные формации  $\overline{VII}$  цикла (клевовиты, лептиниты, рапаквивидные граниты и чарнокиты) встречаются на значительной площади и в Молдавском Приднестровье [42, 68]. Формации  $M_7^2$  соответствуют эпидот-амфиболитовой и амфиболитовой фа-

циям. Во вмещающих диафторитах IV цикла голубовато-зеленые слюды (Би, Сп, Хл,  $\pm$ Ка) вытесняются коричневым Би и Анд. Ассоциации  $M_{28}^Z$  Кум<sub>вт</sub>+Пл+Рог и  $\delta_2^Z$  Рог+Фа+Пл указывают на высокоградиентный режим эндогенных процессов, отвечающий фациальной серии А<sub>1</sub>. И лишь в конце IV цикла, в период позднеорогенного гранитообразования отмечается сдвиг в сторону повышенных давлений или пониженных температур — вместо Анд кристаллизуется Сил, куммингтонитовые амфиболиты сменяются гранатовыми.

Таким образом, комплексное применение структурно-петрологического и парагенетического анализов вместо усредненных фаций и субфаций метаморфизма или отдельных зон метаморфической зональности позволяет выяснить сложную многоэтапную эволюцию метаморфо-метасоматических процессов во времени и неоднородность их в пространстве в течение каждого этапа геологического развития. Только на основе детальной возрастной шкалы можно установить реальные равновесные парагенезисы, по которым реконструируется эволюция геохимического и термодинамического режимов. Индекс-минералы и изограды метаморфизма при таком подходе нередко становятся не только показателями температуры и давления, но и возрастными реперами. Отдельные этапы развития гранулитовых комплексов отвечают не только различным субфациям гранулитовой фации, но и более сильным вариациям *PT*-условий, соответствующих фациям и фациальным сериям.

## ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Проведенными исследованиями установлено проявление от трех до семи тектоно-метаморфических циклов в гранулитовых комплексах, считавшихся ранее моноциклическими, монотонными. Результативность принятой методики структурно-петрологического анализа подтверждает закономерность, положенную в ее основу. Эта закономерность заключается в том, что взаимодействие деформации и кристаллизации в их многоэтапном проявлении – главный механизм минерало- и породообразующих процессов в гранулитовой фации и вообще в метаморфических и ультраметаморфических комплексах. Породы типа бластокатаклазитов, приуроченные к зонам тектоно-метаморфической активизации, имеют региональное развитие. Их структура весьма разнообразна. Кроме складок, частых, взаимно параллельных плоскостей расщепления или бластомилонитизации, нередко встречаются своеобразные структуры растрескивания с диагональным или беспорядочным расположением полостей, к которым приурочены дробление старых и кристаллизация новых минералов, а также структуры – будинаж и брекчиевидные структуры. Примерами последних могут быть псевдоконгломераты и агматиты. При более полной развитой перекристаллизации, которая уничтожает в той или иной мере следы предшествующих деформаций, бластокатаклазиты превращаются в обычные метаморфические породы, с которыми они связаны постепенными переходами. Одним из наиболее ярких доказательств непосредственного контроля метаморфически-метасоматических процессов деформациями являются реликтовые плоскости бластомилонитизации и скольжения. При этом нет принципиальной разницы между метаморфизмом и метасоматозом, так как все реакции осуществляются с заметным изменением первичного состава пород.

К главным эндогенным процессам относятся гранитизация (при низкой степени метаморфизма окварцевание) и базификация, которая по структурно-петрологическим данным и вопреки традиционным представлениям развита в масштабах, сопоставимых с гранитизацией. Микро- и макросоотношения с конкретными фазами деформаций позволят устанавливать более позднюю меланократовую минерализацию почти столь же часто, как и лейкократовую. Так, обычные биотитовые гнейсы могут возникнуть как вследствие гранитизации относительно меланократовых, существенно биотитовых пород, так и в результате базификации лептинитов и лейкократовых гранитов, — расщелачивания, контролирующего кристаллизацию биотита. Подобная конвергенция в целом весьма характерна для различных пород и формаций. Подобно гранитоидным телам нередко обнаруживаются секущие полосы, зоны и жилы меланократовых пород основного, ультраосновного, глиноземистого, силикатно-карбонатного и железистого рядов. Изложенные результаты так же, как и понимание структурно-петрологического анализа близки к концепциям В.В.Иданова с соавторами [Ид].

Так как метаморфические и гранитоидные породы в докембрии неразрывно связаны друг с другом, что особенно отчетливо видно на примере мигматитов, нельзя отрывать серии метаморфид от метасоматических и интрузивных образований, что обычно имеет место в стратиграфических и корреляционных схемах. И метаморфиды, и гранитоиды слагают единые геологические или структурно-петрологические комплексы, отвечающие тем или иным тектоно-метаморфическим циклам и являющиеся наиболее крупными возрастными (а не стратиграфическими) подразделениями. Уже в рамках этих комплексов выделяются формации метаморфически-метасоматических и гранитоидных пород, которые закономерно сменяют друг друга и соответствуют более мелким временным рубежам — дискретным фазам тектоно-метаморфического цикла. Последние отражаются также и на ранее образованных комплексах в виде наложенных зон бластокатаклаза и бластомилонитизации с минерализацией, аналогичной типоморфным минералам данной формации. Вследствие этого образуется большая группа промежуточных полиметаморфических и полициклических формаций, маскирующих геологические взаимоотношения между типичными формациями. На геологических картах структурно-петрологические комплексы можно показывать цветом, а формации, входящие в состав комплекса, — крапом. Применение структурно-минералогических реперов открывает новые перспективы в геоскартировании.

При определении геологических формаций в глубокометаморфизованных комплексах роль актуалистического метода большинством исследователей явно преувеличивается. Реально, после "снятия" метаморфизма

мы опять обнаруживаем метаморфические или метасоматические парагенезисы, т.е. первично-осадочная или первично-магматическая природа пород строго не доказывается. Под природными геологическими формациями в полиметаморфических комплексах следует понимать ассоциации пород, соответствующие определенной комбинации тектонического, геохимического и термодинамического режимов. В частности, в разряд метаморфически-метасоматических формаций попадают метапелиты, метабазиты и прочие петрохимические группы пород, выделяемые при парагенетическом анализе. При этом среди силикатно-карбонатных пород наблюдаются две различные формации: известковая и известково-магнезиальная. Кроме вещественных характеристик формации отличаются определенным типом мега-, мезо- и микроструктуры.

Соответствие пород и формаций определенному геохимическому режиму особенно наглядно проявляется на многокомпонентных петрохимически-парагенетических диаграммах  $S-A$ , построенных по принципу полярности связи соединений при кислотно-основных взаимодействиях.

Цикличность в метаморфических и ультраметаморфических комплексах проявляется в закономерном пространственно-временном чередовании следующего ряда формаций:  $M_1$  - кварцитов и (или) плаггиогнейсов;  $M_2$  - основных пород;  $P_1$  - раннеорогенных плаггиомигматитов и гранитов;  $P_2$  - синорогенных дуполовошпатовых гранитоидов;  $P_3$  - позднеорогенных лейкократовых калишпатовых гранитов и окварцованных пород. Этот цикл в общих чертах совпадает с классическим геосинклинальным циклом Штилле - Билибина для фанерозойских комплексов, циклом магматических формаций, установленным для докембрия [69, 96].

Необратимость развития земной коры отражается в индивидуальных особенностях тектоно-метаморфических циклов. Так, на Украинском щите выделено, например, 10 тектоно-метаморфических циклов [20] и каждый из них характеризуется своеобразным набором формаций и некоторыми специфическими признаками геохимического и термодинамического режимов, парагенезисов и типоморфных особенностей минералов, что позволяет на базе опорных участков с установленными взаимоотношениями коррелировать и сопоставлять разобщенные метаморфически-метасоматические комплексы, а это, в свою очередь, можно использовать при составлении возрастных схем докембрия. Разные районы УЩ отличаются не столько совокупностью тех или иных тектоно-метаморфических циклов, сколько степенью их проявления. В качестве иллюстрации можно привести Приднестровье, где преобладающий облик формаций создан II-III циклами, но в то же время обнаружены реликтовые парагенезисы I цикла и наложенные зоны деформации-перекристаллизации IV-VIII циклов, несмотря на то, что главные области развития этих циклов (по

рекам Тетерев, Случь, Днепр, Ингул и др.) расположены далеко от этого района.

Незавершенность метаморфически-метасоматических реакций вследствие недостаточных нарушения сплошности пород и проникновения растворов обуславливает полихронность и полигенность минералов в парагенезисах, считающихся обычно равновесными. Неравновесность минеральных ассоциаций является скорее правилом, чем исключением.

Об этом свидетельствует повсеместное нахождение реликтовых (докинематических) и новообразованных (посткинематических) минералов и генераций одноименных минералов, большие колебания химизма, кристаллооптических, спектроскопических, люминесцентных свойств минералов в одном образце или шлифе, симплектиты, псевдоморфозы и множество других признаков. Поэтому большое количество "парагенезисов", принятых в качестве типоморфных для тех или иных фаций, субфаций и фацциальных серий регионального метаморфизма, является следствием различных вариантов полиметаморфизма - дискретной смены разных фаций, а не одной какой-либо фации, - при этом одна фаза полиметаморфизма может быть в архее, а другая в протерозое, т.е. ничего общего между ними нет. Так, силлиманит-гиперстеноний "парагенезис" обнаружен в экзоконтакте дайки метадиабазов, секущей силлиманит-биотит-гранатовые плаггиогнейсы. Сами плаггиогнейсы по своей природе являются полиметаморфическими бластомилонитами ( $Bi+Gr^1+Pl+Kv^1$  - одна фаза деформации-перекристаллизации,  $Sil+KPl+Gr^2$  - другая).

Акцессорные и рудные минералы занимают вполне определенное место в общей эволюции моно- и полициклических метаморфически-метасоматических комплексов. Например, циркон образуется в процессе гранитизации  $\gamma_{1-3}$  при замещении докинематических основных темноцветных минералов ( $Bi, Pog$ ) посткинематическими кремнекислотными ( $Pl, KPl, Kv$ ). Так же, как и гранат, циркон - минерал довольно устойчивый и может сохраняться от самых ранних фаз формирования породы, в то время как остальные минералы возникли уже в более поздние фазы. Это является одной из причин нередко встречающейся противоречивости структурно-петрологических и геохронологических данных о последовательности возникновения различных формаций и комплексов. Столь же уверенно намечается связь накопления и разрушения  $Mt, Ap, Grf, Pir$  и других рудных минералов с определенными фазами определенных тектоно-метаморфических циклов. В частности, приуроченность железистых кварцитов к тектоническим зонам, контролирующим проявление метаморфически-метасоматических процессов, неоднократно отмечалась в литературе. Для выяснения возрастного положения рудных формаций

важно синхронизировать образование индекс-минералов в прогрессивной серии пород и возникновение рассеянной минерализации такого же типа во вмещающей раме. Так, в полициклическом фундаменте, вмещающем криворожскую железорудную толщу, установлены секущие зоны blastsомилонитов-диафоритов и отдельные плоскости скольжения, в которых минерализация и ориентировка структурных форм соответствуют таковым в криворожской серии. В метаморфических комплексах железорудные минералы образуются преимущественно в начальные фазы тектоно-метаморфических циклов, соответствующие формированию основных пород, но этот процесс в большинстве случаев не доходит до возникновения месторождений в силу кристаллизации силикатных минералов. Например, в истории геологического развития Украинского щита можно выделить 5 эпох образования железорудных формаций и рудопроявлений, соответствующих различным тектоно-метаморфическим циклам.

Таким образом, применение структурно-петрологического анализа на основе взаимосвязи деформации-кристаллизации и расшифровка цикличности геологических процессов в метаморфически-метасоматических комплексах открывает новые перспективы в познании земной коры и установлении закономерностей образования пород и минералов.

### СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Бакиров А. Тектоническая позиция метаморфических комплексов Тянь-Шаня. - Фрунзе : Илим, 1978. - 261 с.
2. Бакиров А., Добрецов Н.Л. Метаморфические комплексы восточной части Средней Азии. - Фрунзе : Илим, 1972. - 137 с.
3. Барт Т.Ф. Пересчет анализов горных пород. - Новости зарубеж. геологии, 1958, вып. 91, с. 60-83.
4. Безбородько Н.И. Гранатовые мигматиты Подолии и гибрилизированные граниты юга Волини. - Зап. Киев. о-ва испытателей природы, 1928, вып. 3, с. 78-118.
5. Безбородько Н.И. К петрогенезису темноцветных пород Подолии и соседних районов. - В кн.: Тр. Минерал. ин-та АН УССР, 1931, 1, с. 96-115.
6. Белевцев Р.Я. Проблемы метаморфической зональности докембрия. - Киев : Наук. думка, 1975. - 229 с.
7. Белоусов В.В. Основные вопросы геотектоники. - М. : Госгеолтехиздат, 1962. - 608 с.
8. Бережной А.С. Многокомпонентные системы окислов. - Киев : Наук. думка, 1970. - 546 с.
9. Билибин Ю.А. Избранные труды : В 3-х т. - М. : Изд-во АН СССР, 1961. - Т. 3. 518 с.
10. Биотит-гранат-кордиеритовые равновесия и эволюция метаморфизма / Л.Л. Перчук, И.В. Лаврентьева, Л.Я. Аранович и др. - М. : Наука, 1983. - 198 с.
11. Бозун Н.И. Эволюция изверженных пород. - М. : ОНТИ: НКТП СССР, 1934. - 324 с.
12. Великославинский Д.А., Елисеев Э.Н., Кратц К.О. Вариационный анализ магматических систем. - Л. : Наука, 1984. - 280 с.
13. Венидиктов В.М. О полиметаморфизме в кристаллическом фундаменте Приднестровья. - В кн.: Геология, петрология и металлогения кристаллических образований Русской платформы. М. : Недра, 1976, т. 2, с. 177-182.
14. Венидиктов В.М. Докембрий Приднестровья и некоторые вопросы геологии Украинского щита. - Киев : Наук. думка, 1978. - 162 с.
15. Венидиктов В.М. Полициклическое развитие Енисейского кряжа в раннем докембрии. - В кн.: Вопросы генезиса и рудоносности гранитоидных комплексов. Элиста : Изд-во Калмыцкого ун-та, 1979, с. 88-101.
16. Венидиктов В.М. Эффективность структурно-метаморфического ана-

- лиза при решении геологических и петрологических задач. - Вестн. Киев. ун-та. Прикладная геохимия и петрофизика, 1983, вып. 10, с. 73-82.
17. Венидиктов В.М. К систематике силикатно-карбонатных пород. Обоснование и применение. - Геол. журн., 1985, 45, № 2, с. 52-58.
18. Венидиктов В.М. Кислые кварц-полевошпатовые породы (лептиниты). - В кн.: Гранулитовая фация Украинского щита. Киев : Наук. думка, 1985, с. 150-172.
19. Венидиктов В.М. Структурно-метаморфический анализ. - В кн.: Временные методические указания по изучению складчатых и разрывных структур раннего докембрия УЩ (для целей геокристаллизации). Киев : Изд-во геолого-картографической партии ЦТЗ МГ УССР, 1986.
20. Венидиктов В.М. Цикличность геологических формаций и стратиграфия Украинского щита по структурно-метаморфическим данным. - Геол. журн., 1986, 46, № 2.
21. Венидиктов В.М., Шацко С.С. Состав и окраска гранатов как индикатор бластомилонитизации и перекристаллизации. - Минерал. сб. Львовск. геол. о-ва, 1986.
22. Винклер Г. Генезис метаморфических пород. - М. : Недра, 1979. - 327 с.
23. Геология и петрология архейского гранито-зеленокаменного комплекса Центральной Карелии / Отв. ред. К.О.Кратц. - Л. : Наука, 1978. - 262 с.
24. Геохронология докембрия Украины / Отв. ред. Н.П.Семенов. - Киев : Наук. думка, 1965. - 262 с.
25. Глебовицкий В.А. Проблемы эволюции метаморфических процессов в подвижных областях. - Л. : Наука, 1973. - 128 с.
26. Глебовицкий В.А., Другова Г.М. Геология и термодинамические режимы формирования гранулитовых комплексов. - В кн.: Региональный метаморфизм и метаморфогенное рудообразование (г. Винница, май 1982 г.) : тез. докл. Винница, 1982, с. 71-72.
27. Горощенко Я.Г. Массцентрический метод изображения многокомпонентных систем. - Киев : Наук. думка, 1982. - 264 с.
28. Гранулитовая фация метаморфизма / Г.М.Другова, В.А.Глебовицкий, Л.П.Никитина и др. - Л. : Наука, 1972. - 256 с.
29. Григорьев Д.П., Жабин А.Г. Онтогенез минералов. Индивиду. - М. : Наука, 1975. - 339 с.
30. Делицин И.С. Развитие термодинамически устойчивых структур метаморфических горных пород (по экспериментальным данным). - Изв. АН СССР Сер. геол., 1973, № 1, с. 126-130.
31. Дир У.А., Хауи Р.А., Зусман Дж. Породообразующие минералы : В 5-ти т. - М. : Мир, 1966. - Т. У. 480 с.
32. Добрецов Н.Л., Соболев В.С., Хлестов В.В. Фашии регионально-го метаморфизма умеренных давлений. - М. : Недра, 1972. - 286 с.
33. Добрецов С.М. Парагенетический анализ гранитоидных пород Верхнего Побужья. - В кн.: Минералы и парагенезисы минералов горных пород и руд. Л. : Наука, 1979, с. 49-53.
34. Дук В.Л., Салье М.Е., Байкова В.С. Структурно-метаморфическая эволюция и флюопитонность гранулитов Алдана. - Л. : Наука, 1975. - 227 с.
35. Елисеев Н.А. Структурная петрология. - Л. : Изд-во Ленинград. ун-та, 1963. - 309 с.
36. Елисеев Н.А. Основы структурной петрологии. - Л. : наука, 1967. - 258 с.
37. Елисеев Э.Н. Вариационный анализ процессов кристаллизации многокомпонентных систем. - Л. : Наука, 1971. - 128 с.
38. Елисеев Э.Н. Структуры развития сложных систем. - Л. : Наука, 1983. - 283 с.
39. Жабин А.Г. Онтогенез минералов. Агрегаты. - М. : наука, 1979. - 276 с.
40. Жариков В.А. Геология и метасоматические явления скарново-

- полиметаллических месторождений Западного Карамазара. - М. : Изд-во АН СССР, 1956. - 371 с.
41. Шариков В.А., Омеляненко Б.И. Классификация метасоматитов. - В кн.: Метасоматизм и рудообразование. М. : Наука, 1976, с. 9-26.
- 41а. Жданов В.В., Дуденко Л.Н., Жуков Р.А. Метаморфо-метасоматическая зональность и принципы ее картирования. - В кн.: Методика картирования метаморфических комплексов. Новосибирск : Наука, 1980, с. 58-68.
42. Жеру М.И. Докембрий Молдавии. - Кишинев : Штиинца, 1972. - 164 с.
43. Жук-Почекутов К.А. О возможности подразделения амфиболитовой фации регионального метаморфизма по породам основного ряда (амфиболитам). - Сов. геология, 1974, № 12, с. 105-117.
44. Заварицкий А.Н. Введение в петрохимию изверженных горных пород. - М.; Л. : Изд-во АН СССР, 1950. - 400 с.
45. Зотов И.А. Региональный диафторез в метаморфических комплексах. - В кн.: Метасоматиты и оруденение. М. : Наука, 1975, с. 247-288.
46. Иванушко А.С. Особенности складчатой структуры нижнего докембрия Украинского щита. - Киев : Наук. думка, 1980. - 152 с.
47. Казаков А.Н. Деформации и наложенная складчатость в метаморфических комплексах. - Л. : Наука, 1976. - 238 с.
48. Каталог изотопных дат Украинского щита / Н.П.Щербак, В.Г.Злобенко, Г.В.Жуков и др. - Киев : Наук. думка, 1978. - 224 с.
49. Кишул В.И., Шкодинский В.С., Зедгенизов А.П. Физико-химический анализ условий образования граната в основных кристаллических сланцах гранулитовой фации. - В кн.: Петрология гранулитовой фации Алданского щита. М. : Наука, 1973, с. 4-28.
50. Коваль В.Б. Полиметаморфизм и некоторые вопросы металлогении докембрийской толщи между речья Синицы и Сяюхи. - Автореф. дис. ... канд. геол.-минерал. наук. - Киев, 1964. - 27 с.
51. Когарко Л.Н. Принцип полярности химической связи и его значение в геохимии магматизма. - Геохимия, 1980, № 9, с. 1289-1297.
52. Кожевников В.Н. Структурная эволюция метаморфических комплексов Костомужского железорудного района. - Автореф. дис. ... канд. геол.-минерал. наук. - Л., 1979. - 26 с.
53. Коржинский Д.С. Факторы минеральных равновесий и минералогические фации глубинности. - В кн.: Тр. ИГиН АН СССР, вып. 12, Петрограф. серия (№ 5), 1940, с. 1-100.
54. Коржинский Д.С. Закономерности ассоциаций минералов в породах архея Восточной Сибири. - В кн.: Тр. ИГиН АН СССР, вып. 61, Петрограф. серия (№ 21), 1945, с. 3-123.
55. Коржинский Д.С. Теория экстремальных состояний и их значение для минеральных систем. - В кн.: Химия земной коры. М. : Изд-во АН СССР, 1963, т. 1, с. 63-85.
56. Коржинский Д.С. Теоретические основы анализа парагенезисов минералов. - М. : Наука, 1973. - 288 с.
57. Кориковский С.П. Метаморфизм, гранитизация и постмагматические процессы в докембрии Удокано-Становой зоны. - М. : Наука, 1967. - 298 с.
58. Костюк В.П. Парагенетический анализ кристаллических пород Подолии в районе г. Винница. - Киев : Изд-во АН УССР, 1955. - 112 с.
59. Кравченко Г.Л., Яковлев Б.Г. Об условиях метаморфизма Кукунгурского железорудного месторождения (Западное Приазовье). - Геол. журн., 1976, 36, № 2, с. 21-37.
60. Крылова Н.Д., Прияткина Л.А. Гиперстен-силлиманитовые ассоциации в гранулитовом комплексе Порей губы (юго-запад Кольского п-ова). - ДАН СССР, 1976, 226, № 3, с. 661-664.
61. Кузнецов Ю.А. Петрология докембрия Енисейского края. - Материалы по геол. Зап. Сибири, 1941, № 15(57). - 178 с.

62. Кузнецов Ю.А. Главные типы магматических формаций. - М. : Недра, 1964. - 387 с.
63. Курнаков Н.С. Введение в физико-химический анализ. - М.; Л. : Изд-во АН СССР, 1940. - 562 с.
64. Лаврентьева И.В., Нгуен Вьет И, Венидиктов В.М. Микрозондовые исследования минеральных парагенезисов полициклического гранулитового комплекса Украинского щита. - Минерал. журн., 1986, В. 5.
65. Лазарев Ю.И. Изучение взаимоотношений складчатости и метаморфизма. Стадийность метаморфизма. - В кн.: Методические указания по геологической съемке м-ба 1:50 000. Вып. 4. Геологическая съемка в области развития метаморфических образований. Л. : Недра, 1972, с. 282-298.
66. Лесная И.М., Елисеева Т.Д., Лукашук А.В. Изотопный возраст цирконов из эндробитов Верхнего Побужья. - Геол. журн., 1983, 49, № 5, с. 44-50.
67. Лутц Б.Г. Петрология глубинных зон континентальной коры и верхней мантии. - М. : Наука, 1975. - 304 с.
68. Львина Д.А. Докембрийские кристаллические породы фундамента Молдавского Приднестровья. - В кн.: Платформенные структуры обрамления Украинского щита и их металлоносность. Киев : Наук. думка, 1972, с. 153-157.
69. Магматические формации раннего докембрия СССР : В 3-х т. / К.А.Шуркин, Ф.П.Митрофанов, В.М.Шемякин и др. - М. : Недра, 1980. - Т. 1. 269 с.
70. Маракушев А.А. Проблемы минеральных фаций метаморфических и метасоматических горных пород. - М. : Наука, 1965. - 322 с.
71. Маракушев А.А. Петрология метаморфических горных пород. - М. : Изд-во МГУ, 1973. - 321 с.
72. Маракушев А.А. Основность минералов, горных пород и минеральных равновесий. - Изв. АН СССР. Сер. геол., 1979, № 1, с. 30-46.
73. Маракушев А.А. Кислотно-щелочные свойства химических элементов и их экстремумы. - В кн.: Кислотно-основные свойства химических элементов, минералов, горных пород и природных растворов. М. : Наука, 1982, с. 5-40.
74. Мельник Ю.П. Физико-химические условия образования докембрийских железистых кварцитов. - Киев : Наук. думка, 1973. - 287 с.
75. Метаморфизм Украинского щита / И.С.Усенко, Р.И.Сироштан, И.Б.Шербаков и др. - Киев : Наук. думка, 1982. - 301 с.
76. Миллер Ю.В. Некоторые общие закономерности структурной эволюции регионально-метаморфизованных комплексов. - Геотектоника, 1973, № 5, с. 83-94.
77. Миллер Ю.В. Тектоно-метаморфические циклы. - Л. : Наука, 1982. - 160 с.
78. Митронов Ю.П. Теоретико-множественные модели гранитоидов. - М. : Наука, 1975. - 227 с.
79. Михайлов Д.А. Магнезиально-кальциевые рудоносные метасоматиты докембрия. - Л. : Наука, 1973. - 140 с.
80. Миясиро А. Метаморфизм и метаморфические пояса. - М. : Мир, 1976. - 535 с.
81. Москвиченко Н.И., Турченко С.И. Метаморфизм кианит-силлиманитового типа и сульфидное оруденение. - Л. : Наука, 1975. - 139 с.
82. Нижний докембрий западной части Украинского щита / Е.И.Лазько, В.П.Кирилук, А.А.Сиворонов и др. - Львов : Вища шк., 1975. - 238 с.
83. Николаев В.А. О некоторых особенностях реакций метаморфизма с участием воды и углекислоты. - Изв. АН СССР. Сер. геол., 1947, № 4, с. 3-30.
84. Остапенко Г.Т. Термодинамика негидростатических систем и ее применение в теории метаморфизма. - Киев : Наук. думка, 1977. - 240 с.

85. Перельман Ф.М. Методы изображения многокомпонентных систем. - М. : Изд-во АН СССР, 1959. - 135 с.
86. Перцев Н.Н. Высокотемпературный метаморфизм и метасоматизм карбонатных пород. - М. : Наука, 1977. - 265 с.
87. Перчук Л.Л. Равновесия породообразующих минералов. - М. : Наука, 1970. - 392 с.
88. Перчук Л.Л., Летников Ф.А. Генезис эклогитов Кокчетавской глыбы. - ДАН СССР, 1964, 186, № 2, с. 441-444.
89. Полканов А.А. Основные положения генетической систематики интрузивных тел. - Изв. АН СССР. Сер. геол., 1945, № 5, с. 65-72.
90. Половинкина Ю.Ир. О происхождении кордильеритовых гранитов - бердичевский "гранит" Украины. - Петрографич. сб. ВСЕГЕИ, 1963, № 5, с. 15-32.
91. Пороодообразующие пироксены Украинского щита / В.М.Венидиктов, Е.Б.Глевасский, Е.Н.Голуб и др. - Киев : Наук. думка, 1979. - 225 с.
92. Поспелов Г.Л. Парадоксы, геолого-геофизическая сущность и механизмы метасоматоза. - Новосибирск : Наука, 1973. - 355 с.
93. Принципы и методы изучения структурной эволюции метаморфических комплексов / Ред. К.О.Кратц и А.Н.Казаков. - Л. : Наука, 1978. - 246 с.
94. Прияткина Л.А., Шарков Е.В. Геология Лапландского глубинного разлома. - Л. : Наука, 1979. - 127 с.
95. Пушкарев Ю.Д., Шуркин К.А. Особенности строения зоны сочленения беломорид и карелид и морфологические типы blastsмилонитов. - В кн.: Деформация и структуры докембрийских толщ. Л. : Наука, 1967, с. 74-85.
96. Раннедокембрийские гранитоидные формации / Ф.П.Митрофанов, Е.И.Кравцова, М.М.Мануилова и др. - Л. : Наука, 1975. - 292 с.
97. Раст Н. Образование центров кристаллизации и рост метаморфических минералов. - В кн.: Природа метаморфизма. М. : Мир, 1967, с. 182-203.
98. Розенбуш Г. Описательная петрография. - Л.; М. : Госгеолнефтиздат, 1934. - 720 с.
99. Рокачук Т.А., Венидиктов В.М. Люминесцентные свойства полевых шпатов гнейсо-гранитных комплексов. - Минерал. журн., 1984, № 5, с. 46-55.
100. Свириденко Л.П. Гранитообразование и проблемы формирования докембрийской земной коры. - Л. : Наука, 1980. - 216 с.
101. Семененко Н.П. Структура рудных полей криворожских железорудных месторождений : В 2-х т. - Киев : Изд-во АН УССР, 1946. - Т. 1, 264 с.
102. Семененко Н.П. Метаморфизм подвижных зон. - Киев : Наук. думка, 1966. - 298 с.
103. Серенко В.П. Особенности метаморфизма пород Ангаро-Канского горста Енисейского кряжа. - В кн.: Термодинамический режим метаморфизма. Л. : Наука, 1976, с. 273-278.
104. Де Ситтер Л.У. Структурная геология. - М. : Изд-во иностр. литературы, 1960. - 473 с.
105. Скрейнмакерс Ф.А. Нонвариантные, моновариантные и дивариантные равновесия. - М. : Изд-во иностр. литературы, 1948. - 210 с.
106. Слензак О.И. Чарнокиты Приднестровья и некоторые общие вопросы петрологии. - Киев : Наук. думка, 1960. - 212 с.
107. Слензак О.И. Про структуру Українського докембрію. - К. : Наук. думка, 1965. - 138 с.
108. Соболев В.С. Энергия кристаллической решетки и закон распределения ионов в минералах. - Минер. сб. Львовск. геол. о-ва, 1948, вып. 25, № 2, с. 25-52.
109. Ставрогин А.Н. О влиянии деформаций на проницаемость горных пород. - В кн.: Физико-механические свойства горных пород верхней части земной коры. М. : Наука, 1968, с. 156-160.

110. Структурная эволюция метаморфических комплексов / А.Н.Казаков, Ю.В.Миллер, В.Л.Дук и др. - Л. : Наука, 1977. - 159 с.
111. Судовиков Н.Г. Тектоника, метаморфизм, мигматизация и гранитизация пород ладожской формации. - Тр. ЛАГЕД АН СССР, М.; Л. : Изд-во АН СССР, 1954, вып. 4. - 198 с.
112. Судовиков Н.Г. Региональный метаморфизм и некоторые проблемы петрологии. - Л. : Изд-во ЛГУ, 1964. - 550 с.
113. Сыстра Ю.И. Структурная эволюция беломорид Западного Беломорья. - Л. : Наука, 1978. - 167 с.
114. Тернер Ф., Ферхуген Дж. Петрология изверженных и метаморфических пород. - М. : Изд-во иностр. литературы, 1961. - 592 с.
115. Тяпкин К.Ф., Кивеллик Т.Т. Изучение разломных структур геолого-геофизическими методами. - М. : Наука, 1982. - 238 с.
116. Усенко И.С., Белевцев Р.Я., Бернадская Л.Г. и др. Классификация геологических формаций. - Геол. журн., 1974, 34, вып. 1, с. 3-15.
117. Усенко И.С., Шербаков И.Б. Об экологизированных основных породах Украинского щита. - В кн. : Петрография докембрия Русской платформы. Киев : Наук. думка, 1970, с. 199-208.
118. Усенко И.С., Шербаков И.Б., Заяц А.П. Биотиты докембрия. - Киев : Наук. думка, 1972. - 206 с.
119. Ушакова О.Н. Парагенетичний аналіз кристалічних вапняків - с. Завалля на Середньому Побужжі. - Допов. та повідомл. Льв. ун-ту, 1959, вип. 8, ч. 2, с. 158-170.
120. Фашии метаморфизма / Н.Д.Добрецов, В.С.Соболев, В.В.Хлестов и др. - М. : Недра, 1970. - 432 с.
121. Федоров Е.С. Химический тетраэдр в петрографии. - Изв. Рос. Акад. наук. 1917, 6, № 12, с. 680-705.
122. Федоров Е.С. Графические операции с четырьмя независимыми переменными. - Изв. Рос. Акад. наук, 1918, 12, № 7, с. 615-648.
123. Хаин В.Е. Общая геотектоника. - М. : Недра, 1964. - 478 с.
124. Хлестов В.В. Метасоматоз без вполне подвижных компонентов. - В кн. : Замещение и вхождение при магматизме и рудообразовании. Новосибирск : Наука, 1976, с. 5-27. (Тр. ИГ и ГСО АН СССР, Вып. 180).
125. Цикличность и направленность процессов регионального метаморфизма / В.А.Глебовицкий, Г.М.Другова, Н.И.Московченко и др. - Л. : Наука, 1977. - 288 с.
126. Четвериков С.Д. Руководство к петрохимическим пересчетам. - М. : Госнаучтехиздат, 1956. - 246 с.
127. Шемякин В.М. Чарнокитоиды раннего докембрия. - Л. : Наука, 1976. - 197 с.
128. Штилле Г. Избранные труды. - М. : Мир, 1964. - 887 с.
129. Шербак Н.П. Петрология и геохронология докембрия западной части Украинского щита. - Киев : Наук. думка, 1975. - 269 с.
130. Шербаков И.Б. Вапняки Середнього Побужжя : (Матеріали з петрографії та мінералогії Укр. крист. щита). Київ : Вид-во АН УРСР, 1963. - 28 с.
131. Шербаков И.Б. Петрография докембрийских пород центральной части Украинского щита. - Киев : Наук. думка, 1975. - 279 с.
132. Эволюция метаморфических поясов альпийского типа (Центральный Памир) / В.А.Глебовицкий, И.С.Седова, М.С.Дюфур и др. - Л. : Наука, 1981. - 304 с.
133. Эз В.В. Особенности структуры метаморфических толщ. - В кн. : Очерки структурной геологии сложно дислоцированных толщ. М. : Недра, 1970, с. 192-256.
134. Эз В.В. Тектоника глубинных зон континентальной земной коры. - М. : Наука, 1976. - 168 с.
135. Эйноор О.Л., Есичук К.Е., Цуканов В.А. Докембрий Западного Приазовья. - Киев : Изд-во Киевск. ун-та, 1971. - 183 с.

136. Этнигоф И.М., Соловицкий В.Н., Есипчук К.Е. и др. Стратиграфическая схема докембрия Ущ (предлагаемый вариант). - В кн.: Стратиграфия докембрийских образований Ущ (г. Днепропетровск, сент., 1983 г.): Тез. докл. Киев: Наук. думка, 1983, с. 96-100.
137. Binns R.A. Stability of amphiboles. - Geol. Soc. Austral. Spec. Publ., 1969, N 50, N 2, p. 103-124.
138. Boecke H.E. Eine Anwendung mehrdimensionaler Geometrie auf chemisch mineralogische Fragen. - N.J. Mineral., 1916, 2, N 11, s. 109-148.
139. Eskola P. Granitentstehung bei Orgenese und Epirogenese. - Geol. Rdsch., 1960, 50, N 2, s. 56-79.
140. Gayer R.A., Powell D.B., Rhodes S., Deformation against metadolerite dykes in the caledonides of Finnmark. "Tectonophysics", 1978, 46, N 1-2, p. 99-115.
141. Heckingbottom R. Consideration of the criteria for ordered growth. - J. Cryst. Growth, 1975, 28, N 2, p. 271-272.
142. Marmo V. On the emplacement of granites. - Amer. J. Sci., 1956, 54, N 8, p. 479-491.
143. Ramberg H. Origin of the metamorphic and metasomatic rocks. - Chicago: University of Chicago press., 1952. - 346 p.
144. Roper P.I., Dunn D.E. Superposed deformation and polymetamorphism, brevard zone, South Carolina. - Bull. geol. Soc. Amer., 1973, 84, N 10, p. 3373-3385.
145. Winchester J.A. The zonal pattern of regional metamorphism in the Scottish Caledonides. - J. Geol. Soc., 1974, 130, N 6, p. 509-524.

## ОГЛАВЛЕНИЕ

Предисловие . . . . .	3
Символы минералов и принятые обозначения. . . . .	5
Введение. . . . .	7
ГЛАВА 1. РАЗВИТИЕ ПРЕДСТАВЛЕНИЙ О ЦИКЛИЧНОСТИ В ГРАНИТОИДНО-МЕТАМОРФИЧЕСКИХ КОМПЛЕКСАХ . . . . .	10
ГЛАВА 2. ОСОБЕННОСТИ ПРИМЕНЯЕМОЙ МЕТОДИКИ СТРУКТУРНО-ПЕТРОЛОГИЧЕСКОГО АНАЛИЗА . . . . .	13
ГЛАВА 3. ПОЛИЦИКЛИЧЕСКИЕ КОМПЛЕКСЫ ГРАНУЛИТОВОЙ ФАЦИИ . . . . .	29
Приднестровье . . . . .	30
Участок "Мурафа" . . . . .	30
Формации I тектоно-метаморфического цикла. . . . .	32
Формации II тектоно-метаморфического цикла. . . . .	68
Формации III тектоно-метаморфического цикла. . . . .	83
Особенности геохимической и термодинамической эволюции	93
Участок "Котляжаны" . . . . .	101
Формации II тектоно-метаморфического цикла. . . . .	102
Формации III тектоно-метаморфического цикла. . . . .	122
Особенности геохимической и термодинамической эволюции	126
Общая характеристика полицикличности Приднестровья . . . . .	131
Верхнее Побужье . . . . .	134
Формации I тектоно-метаморфического цикла. . . . .	134
Полиметаморфические формации I-II циклов. . . . .	156
Формации II тектоно-метаморфического цикла. . . . .	157
Полиметаморфические формации II-III циклов. . . . .	164
Формации III тектоно-метаморфического цикла. . . . .	168

Формации <u>IY</u> тектоно-метаморфического цикла . . . . .	175
Формации <u>Y</u> тектоно-метаморфического цикла . . . . .	177
Формации <u>UI</u> тектоно-метаморфического цикла . . . . .	177
Формации <u>UII</u> тектоно-метаморфического цикла . . . . .	183
Особенности геохимической, термодинамической и структурной эволюции Верхнего Побужья . . . . .	189
ГЛАВА 4. ОБЩИЕ ЗАКОНОМЕРНОСТИ ЦИКЛИЧНОСТИ ГЕОЛОГИЧЕСКИХ ПРОЦЕССОВ . . . . .	199
Неравновесность и полиметаморфизм гранулитовой фации . . . . .	199
Связь минерало- и породообразующих процессов с деформациями . . . . .	203
Структурно-метаморфические критерии неравновесности минералов и полиметаморфизма . . . . .	206
Минералого-геохимический цикл . . . . .	208
Структурно-формационный цикл . . . . .	211
Деформационный цикл . . . . .	214
Значение полиметаморфизма и полицикличности при выделении фаций, субфаций и фацциальных серий . . . . .	215
Породы, бедные кальцием . . . . .	215
Породы основного ряда . . . . .	217
Гранитоиды . . . . .	223
ГЛАВА 5. ЭВОЛЮЦИЯ ТЕКТОНО-МЕТАМОРФИЧЕСКИХ ЦИКЛОВ . . . . .	230
Петрохимия и парагенезис минералов . . . . .	230
Типоморфные особенности минералов . . . . .	235
Биотиты . . . . .	236
Гранаты . . . . .	238
Роговые обманки . . . . .	239
Ортопироксены . . . . .	240
Кордиерит . . . . .	242
Кварц . . . . .	242
Термодинамический режим . . . . .	242
Заключение . . . . .	254
Список литературы . . . . .	259

Виктор Михайлович Вендиктов

ПОЛИЦИКЛИЧЕСКОЕ РАЗВИТИЕ ГРАНУЛИТОВОЙ ФАЦИИ

Утверждено к печати ученым советом  
Института геохимии и физики минералов АН УССР

Редактор Л.Н.Полетаева  
Оформление художника С.В.Назарова  
Художественный редактор И.П.Савицкая  
Технический редактор Т.М.Зубрицкая  
Корректоры Л.В.Сивай, С.И.Колесник

Иб № 7415

---

Подп. в печ. 11.07.86. БФ 01600. Формат 60x84/16. Бум. офс. № 1.  
Офс. печ. Усл. печ. л. 16,74. Усл. кр.-отт. 17,09. Уч.-изд.л. 17,81.  
Тираж 540 экз. Заказ 6-108. Цена 2 р. 70 к.

---

Издательство "Наукова думка". 252601 Киев 4, ул. Репина, 3.  
Киевская книжная типография научной книги. 252004 Киев 4, ул. Репина, 4.

2р.70к.

5061

НАУКОВА ДУМКА