Справочник по петрографии Украины

552/083/

Справочник по петрографии Украины

(магматические и метаморфические породы)

1356

ПОД РЕДАКЦИЕЙ
чл.-кор. АН УССР И. С. УСЕНКО



«НАУКОВА ДУМКА»
КИЕВ — 1975

552(083)
С74

УДК 552

Приводятся сведения о метаморфических и магматических породах Украины — их морфология, структура, текстура, минеральный состав, химизм и геохимические особенности. С максимальной полнотой представлена терминология по петрографии всех известных на территории Украины метаморфических и магматических пород.
Справочник рассчитан на геологов всех специальностей, а также студентов, аспирантов и преподавателей геологических вузов и факультетов.

Авторы

И. С. Усенко, К. Е. Есипчук, И. Л. Личак, В. А. Слипченко, В. А. Цуканов

Рецензенты

д-р геол.-мин. наук *В. П. Петров, Л. С. Галецкий, И. В. Богацкая*

Редакция наук о Земле

С $\frac{20805-400}{M221(04)-75}$ 380—75

© Издательство «Наукова думка», 1975 г.

ПРЕДИСЛОВИЕ

В настоящее время назрела необходимость в обобщении и систематизации сведений о магматических и метаморфических горных породах Украины, накопленных за более чем столетний период их изучения. До сих пор эти сведения были разрозненными и приводились в многочисленных монографиях и журнальных публикациях, посвященных, как правило, только характеристике отдельных магматических или метаморфических комплексов и формаций сравнительно небольших районов. Отсутствие сводки по петрографии всей Украины в значительной степени способствовало усложнению и запутыванию петрографической терминологии. Нередко одна и та же порода получала несколько названий; известны также случаи, когда под одним названием описывались разные по составу и происхождению образования. Существует много местных петрографических терминов, применяемых только на Украине или даже только в отдельных геологически обособленных районах и не всегда ясных геологам, работающим на других регионах. Многие из этих терминов не получили общего признания, в то время как другие, иногда и неоправданно, широко применяются.

Авторы справочника поставили своей целью представить с максимальной полнотой имеющуюся в литературе терминологию по петрографии магматических и метаморфических пород Украины. Читатель найдет здесь краткие сведения о всех разновидностях распространенных на Украине горных пород: о их внешних признаках, минеральном составе, структуре, химизме, физических свойствах и некоторых геохимических особенностях, об условиях залегания, возрасте и генезисе, а также их практическом значении. Все сведения взяты из опубликованных работ и сопровождаются соответствующими ссылками. При освещении некоторых дискуссионных вопросов авторы отдавали предпочтение наиболее достоверным данным.

Справочник является руководством по петрографии Украины для геологов-производственников, выполняющих геологосъемочные, поисково-разведочные, инженерно-изыскательские и гидрогео-

логические работы. Он содержит ценную информацию также для научных работников геологических учреждений УССР и других союзных республик, занимающихся региональными сопоставлениями, формационным анализом, металлогеническими и прогнозными исследованиями. Как вспомогательное руководство, справочник пригодится преподавателям и студентам геологических и горных вузов. В нем найдут полезные сведения инженеры промышленности строительных материалов, инженеры и техники, проектирующие промышленные и гражданские сооружения, выполняющие инженерно-геологические исследования при проектировании и эксплуатации транспортных магистралей, нефтепроводов, плотин, тоннелей и т. п.

Одновременно справочник выполняет и функцию популяризатора петрографии, представляя в этом отношении интерес для преподавателей природоведения, учащихся средних школ и техникумов, руководителей и участников геологических и географических кружков, инструкторов туристских походов и т. д. Они найдут во «Введении» кратко изложенное описание геологического строения тех областей Украины, где широко развиты магматические и метаморфические породы, общие сведения о их составе и строении.

Описание горных пород приводится в порядке, соответствующем общепринятой классификации. Дается краткая характеристика групп и типов пород, затем описываются отдельные разности, выделенные по тем или иным признакам. После названия породы в скобках указываются авторы, выделившие и описавшие ее именно под таким названием; приводятся также синонимы или дублирующие названия, применяемые этими же или другими авторами с соответствующими ссылками.

При пользовании справочником следует иметь в виду, что приводимые названия далеко не всегда являются правильными с позиций принятой классификации и номенклатуры, о чем в каждом конкретном случае делаются оговорки. Например, многие граниты Украинского щита согласно принятой классификации следует считать адамеллитами, однако на Украине их никто так не называл и описание этих пород приводится в разделе «Граниты». Некоторые разности бескварцевых кристаллических сланцев, описываемых раньше как гнейсы, выделены в самостоятельные рубрики, так как термин «кристаллический сланец» в таком смысле последние годы стал применяться довольно широко.

Иногда после названия породы нет ссылки на первоисточник; это значит, что такое название предлагается авторами справочника. Если при описании породного индивида не приводятся сведения о внешнем облике породы, структуре, химическом составе, физических свойствах и т. д., это значит, что таких сведений авторы не

нашли в литературе. То же самое касается количественного минерального состава: если нет точных сведений, дается лишь перечень породообразующих минералов в порядке убывания их содержания в породе.

Еще раз подчеркиваем, что настоящий справочник не дает рекомендаций по петрографической терминологии, а лишь знакомит с терминами, существующими в украинской геологической литературе. Вместе с тем систематизация большого петрографического материала и некоторые замечания о рациональности применяемых терминов, сделанные авторами, будут способствовать разработке унифицированной петрографической терминологии и номенклатуры магматических и метаморфических горных пород.

СОКРАЩЕНИЯ И УСЛОВНЫЕ ОБОЗНАЧЕНИЯ

ДДВ	— Днепровско-Донецкая впадина
УЩ	— Украинский щит
Мин. состав	— минеральный состав (объемные содержания в процентах)
Р. з.	— размер зерен
Син.	— синоним
Синг.	— сингония
Сп.	— спайность
Тв.	— твердость
Физ. свойства	— физические свойства
σ	— плотность горной породы (г/см^3)
$\varkappa$	— магнитная восприимчивость (10^{-6} CGSM)
I_r	— остаточная намагниченность (10^{-6} CGSM)
I_n	— естественная остаточная намагниченность (10^{-6} CGSM)
V_P	— скорость в горной породе продольных волн (м/сек)
V_S	— скорость поперечных волн (м/сек)
V_R	— скорость релеевских волн (м/сек)
	При указании физических свойств первая и вторая цифры — минимальное и максимальное значения, в скобках — среднее арифметическое.
Хим. состав	— химический состав (весовые содержания в процентах)

ВВЕДЕНИЕ

ОБЩИЕ СВЕДЕНИЯ О ГОРНЫХ ПОРОДАХ

Горные породы представляют собой естественные минеральные агрегаты определенного состава и строения (иногда с нераскристаллизованным вулканическим стеклом), образующие самостоятельные тела в земной коре.

А. Н. Заварицкий (1956) предлагает называть горными породами только те минеральные агрегаты, которые состоят преимущественно из петрогенных элементов, составляющих более 99% земной коры, что не позволяет рассматривать в качестве горных пород многие минеральные скопления, образующие рудные и некоторые нерудные месторождения полезных ископаемых.

Каждая горная порода — это продукт определенных геологических процессов, происходящих в земной коре и на ее поверхности. Разнообразие этих процессов, способов их сочетания и последовательности проявляется в обилии разновидностей горных пород, различающихся внешними признаками (цветом, зернистостью, сложением), физическими свойствами, минеральным и химическим составами, формой образуемых ими тел, их пространственным положением и взаимоотношениями с окружающими породами.

По условиям образования различают следующие три типа горных пород: магматические (или изверженные), осадочные и метаморфические.

Магматические горные породы образуются в результате застывания магмы — расплавленной массы сложного силикатного состава, образующейся в глубинах Земли (в земной коре или в мантии). Магма, изливающаяся на земную поверхность из вулканов, называется лавой; при ее застывании образуются эффузивные (син. — вулканические, излившиеся) горные породы, которые тоже иногда называются лавами. При медленной кристаллизации магмы в земной коре под большим давлением образуются интрузивные горные породы, которые делятся

на глубинные (син.— абиссальные) и среднеглубинные (син.— гипабиссальные).

Осадочные породы являются продуктами диагенеза осадков, образующихся на земной поверхности в пределах так называемой ландшафтной сферы в результате процессов физического и химического выветривания, переноса и осаждения дезинтегрированных минеральных частиц в водной и воздушной среде, выпадения вещества из растворов, жизнедеятельности организмов и т. п.

Метаморфические горные породы формируются в земной коре ниже зоны диагенеза в результате глубинной переработки магматических и осадочных пород. Метаморфизм заключается в перекристаллизации первичных пород и их химическом изменении в твердом состоянии. В определенных условиях метаморфизм может сопровождаться частичным плавлением.

Настоящий справочник обобщает сведения только по магматическим и метаморфическим горным породам Украины.

МИНЕРАЛЬНЫЙ СОСТАВ ГОРНЫХ ПОРОД

В качестве породообразующих выступает весьма незначительное количество минералов — всего лишь около ста, что составляет примерно тридцатую часть известных к настоящему времени минеральных видов. Почти все эти минералы встречаются в характеризуемых горных породах Украины.

В зависимости от содержания в породе среди породообразующих минералов принято различать главные, второстепенные и акцессорные. Главные минералы составляют основную часть горной породы и определяют ее классификационное положение, второстепенные содержатся в незначительном количестве (1—5% общего объема). Акцессорными называются минералы, составляющие обычно меньше 1%, но характерные для определенных типов пород и поэтому имеющие корреляционное значение.

По происхождению породообразующие минералы делятся на первичные и вторичные. Первичные минералы либо кристаллизуются непосредственно из расплава (в магматических породах), либо образуются при достижении предельных термодинамических условий, соот-

ветствующих главной стадии формирования данной породы (в метаморфических породах). Вторичные минералы являются продуктами изменения первичных и появляются в результате перемены термодинамических условий часто под действием гидротерм и гипергенных факторов.

По химическому составу среди породообразующих минералов принято выделять салические и фемические. Салические минералы (полевые шпаты, фельдшпатоиды, кварц) обычно светлоокрашенные, а для большинства фемических характерна темная окраска (темноцветные минералы). Иногда в особую группу выделяются рудные минералы, представленные главным образом окислами и сульфидами металлов (магнетит, пирит и др.).

Ниже приводится краткая характеристика наиболее распространенных породообразующих минералов. Более подробное их описание с указанием всех диагностических признаков, методов определения, особенностей состава и структуры можно найти в специальных руководствах (Бетехтин, 1952; Лучицкий, 1948; Е. К. Лазаренко, 1968; Дир и др., 1965; и др.). Формулы минералов приведены по Х. Штрунцу (Hugo Strunz, 1970).

Минералы, наиболее часто выступающие в роли главных породообразующих

Подавляющее большинство наиболее распространенных главных породообразующих минералов магматических и метаморфических горных пород — это силикаты щелочных и щелочноземельных металлов, кварц, а в некоторых метаморфических породах — карбонаты.

При описании минералы расположены с учетом их распространенности и кристаллохимических особенностей. Так, первыми описываются наиболее распространенные в горных породах полевые шпаты и кристаллохимически близкие к ним фельдшпатоиды, а также минералы группы кремнезема. Остальные силикаты, относительную распространенность которых оценить трудно, располагаются в порядке возрастания сложности их состава и структуры (ортосиликаты, метасиликаты с цепочечным, ленточным и слоистым строением).

В кристаллохимическом отношении полевые шпаты — это каркасные алюмосиликаты с трехмерным сочленением тетраэдров $(Si, Al)O_4$. Катионы представлены Ca^{2+}, Na^{+}, K^{+}, Ba^{+2}, изредка Cs^{+} и Rb^{+}. Выделяются две наиболее распространенные группы полевых шпатов: кальций-натриевые (плагиоклазы) и калий-натриевые (щелочные). Все они обладают некоторыми общими признаками: короткопризматической или таблитчатой формой кристаллов, стеклянным блеском, довольно высокой твердостью (6—6,5), совершенной спайностью, способностью образовывать простые и сложные двойники.

Полевые шпаты Украины изучались с позиций выяснения их внутреннего строения, степени упорядоченности структуры в зависимости от условий образования Д. П. Бобровником (1952), А. А. Марфуниным (1962), С. А. Руденко (1962 и др.), Н. К. Крамаренко (1972) и др.

Плагиоклазы (табл. 1) представляют собой твердый раствор (изоморфную смесь) алюмосиликатов натрия

Таблица 1

Классификация плагиоклазов

Плагиоклаз	Содержание, %		Номер	Тип
	$Na[AlSi_3O_8]$	$Ca[Al_2Si_2O_8]$		
Альбит	100—90	0—10	0—10	Кислый
Олигоклаз	90—70	10—30	10—30	»
Андезин	70—50	30—50	30—50	Средний
Лабрадор	50—30	50—70	50—70	»
Битовнит	30—10	70—90	70—90	Основный
Анортит	10—0	90—100	90—100	»

($Na[AlSi_3O_8]$) и кальция ($Ca[Al_2Si_2O_8]$). Синг. триклинная. Цвет преимущественно белый, иногда с зеленоватым, синеватым, реже розовым оттенком. Характерны полисинтетические двойники, различимые часто даже невооруженным глазом на изломе кристаллов. В некоторых разновидностях полевых шпатов наблюдается красивый переливчатый отсвет в синих и зеленых тонах (иризация).

Плагиоклазы встречаются в составе большинства магматических (граниты, диориты, габбро, их жильные и эффузивные аналоги) и метаморфических (гнейсы, амфиболиты, кристаллические сланцы) пород. Богатые натрием плагиоклазы характерны для кислых, а кальцием — для основных разновидностей. На Украине известны мономинеральные плагиоклазовые породы — анортозиты, лабрадориты, олигоклазиты, альбититы.

Микроклин K $[AlSi_3O_8]$. Синг. меняется от триклинной (максимальный микроклин) до почти моноклинной. Степень триклинности уменьшается с увеличением температуры образования и примеси альбитового компонента. Микроклин чаще, чем плагиоклазы, имеет розовую с буроватым оттенком окраску. В шлифах наблюдается решетчатое двойниковое строение.

Характерен для гранитов, щелочных пород, многих гнейсов. В пегматитах Волыни, Приазовья и других районов образует очень крупные кристаллы. На северо-западе УЩ встречаются почти мономинеральные микроклиновые породы — пертозиты (микроклиниты).

Ортоклаз K $[AlSi_3O_8]$. Синг. моноклинная. Представляет собой высокотемпературную модификацию калиевого полевого шпата, характерную для некоторых гранитоидов и гнейсов гранулитовой фации (Побужье).

Калишпат с микроскопическими выделениями плагиоклаза различной формы называется пертитом. Антипертит — плагиоклаз с врастками ортоклаза или микроклина.

Санидин — наиболее высокотемпературная модификация калиевого полевого шпата (синг. моноклинная). От ортоклаза отличается некоторыми оптическими константами.

Анортоклаз (K, Na) $[AlSi_3O_8]$. Синг. триклинная. Как и санидин, совершенно прозрачен. Оба минерала встречаются в кислых излившихся и полуглубинных породах Карпат и Крыма.

Фельдшпатоиды

Минералы этой группы представляют собой каркасные алюмосиликаты щелочных металлов, недосыщенные кремнекислотой по сравнению с полевыми шпатами. Иногда к молекуле фельдшпатоида присоединяются

молекулы других солей ($CaCO_3$, NaCl), образуя более сложные соединения.

Фельдшпатоиды входят в состав щелочных пород Восточного Приазовья и Среднего Приднепровья. Они описаны в работах И. Д. Царовского (1939, 1958, 1960 и др.), Н. А. Елисеева и др. (1965).

Нефелин $KNa_3[AlSiO_4]_4$. Синг. гексагональная. Облик кристаллов призматический, короткостолбчатый. В породах обычно образует неправильные зерна сероватобелого или серого цвета с желтоватым, буроватым, красноватым или зеленоватым оттенком, реже бесцветные. Блеск на гранях кристалла стеклянный, в изломе жирный. Тв. 5,5—6. Сп. несовершенная. На выветрелых поверхностях пород образует углубления с характерной матовой пленкой или корочкой.

Существенный минерал интрузивных щелочных пород (нефелиновых сиенитов, или фойяитов, мариуполитов, малиньитов, микролаурдалитов, мариуполитовых пегматитов).

Канкринит $Na_6Ca\,[CO_3|(AlSiO_4)_6]\cdot 2H_2O$. Синг. гексагональная. Облик кристаллов призматически-дипирамидальный. Наблюдается в виде сплошных зернистых масс белого или желтоватого цвета, образует каемки вокруг зерен нефелина и выполняет трещинки в нем. Сп. весьма совершенная по $\{10\bar{1}0\}$ и несовершенная по {0001}. Тв. 5—6. Встречается преимущественно в мариуполитах.

Содалит $Na_8[Cl_2|(AlSiO_4)_6]$. Синг. кубическая. Облик кристаллов ромбододекаэдрический. Цвет синий или серый с голубым оттенком. Блеск стеклянный, в изломе жирный. Тв. 5,5. Сп. несовершенная. В шлифе резко выражена шагреневая поверхность с отрицательным рельефом.

В ассоциации с нефелином и канкринитом встречается преимущественно в мариуполитах и мариуполитовых пегматитах.

Минералы группы кремнезема

Встречается SiO_2 в магматических и метаморфических породах в виде нескольких модификаций, из которых наиболее распространенной является кварц. Тридимит и кристобалит наблюдаются только в кислых

и средних излившихся породах (риолитах, андезитах, обсидианах). Опал и халцедон образуются преимущественно в экзогенных условиях, поэтому характерны в основном для осадочных образований и лишь иногда выполняют миндалины в вулканитах; в Закарпатье известны мономинеральные низкотемпературные метасоматиты — опалолиты.

Кварц. Синг. гексагональная (α-кварц) или тригональная (β-кварц). Форма кристаллов призматически-дипирамидальная. В породах образует зерна неправильной формы, чаще бесцветные или молочно-белые, реже светло-серые (сахаровидный кварц пержанских гранитов), серые или даже черные (в гранитах коростенского комплекса, верблюжских, боковянских и др.). Для чарнокитов Побужья и метасоматически измененных гранитов осницкого и пержанского комплексов характерен серовато-голубой или серовато-лиловый кварц. Блеск стеклянный. Тв. 7. Сп. нет. Излом раковистый.

Наряду с полевыми шпатами принадлежит к числу наиболее распространенных салических минералов. Главный породообразующий минерал гранитов, пегматитов, гранодиоритов, кварцевых диоритов, липаритов, дацитов и др. К кварцсодержащим метаморфическим породам относятся большинство гнейсов и сланцев, кварциты, джеспилиты, роговики и др.

Оливины

К группе оливинов относятся ортосиликаты, кристаллическая структура которых характеризуется наличием обособленных тетраэдрических анионов $[SiO_4]^{4-}$, катионы Mg^{2+} и Fe^{2+} изоморфно замещают друг друга. Ряд оливинов (табл. 2) представляет собой твердые растворы двух конечных членов: магнезиального (форстерит) и железистого (фаялит). Кристаллизуются оливины в ромбической сингонии. Форма кристаллов короткопризматическая или слегка уплощенная. Тв. 6—7. Сп. ясная.

Форстерит $Mg_2[SiO_4]$. Имеет характерный желтоватый или зеленоватый цвет, реже бывает белым или бесцветным. Блеск стеклянный, сильный, почти алмазный. Постоянно встречается в кристаллических известняках и кальцифирах Побужья, Приазовья и Волыни.

Таблица 2

Классификация оливинов

Минерал	Содержание, %	
	$Fe_2[SiO_4]$	$Mg_2[SiO_4]$
Форстерит	0—10	100—90
Оливин (хризолит)	10—30	90—70
Гиалосидерит	30—50	70—50
Гортонолит	50—70	50—30
Феррогортонолит	70—90	30—10
Фаялит	90—100	10—0

Оливин (хризолит) $(Mg, Fe)_2[SiO_4]$. Цвет зеленый, при изменениях становится желтым, буроватым или красноватым. Особенно интенсивно разрушается оливин с периферии зерен и по трещинам, замещаясь хризолитом, антигоритом, серпофитом, иддингситом, тальком. Блеск стеклянный.

Главный породообразующий минерал многих ультраосновных пород (дунитов и перидотитов Побужья); встречается также в габбро, габбро-диабазах, диабазах и базальтах Волыни, а также в кристаллических известняках и кальцифирах.

Фаялит $Fe_2[SiO_4]$. Цвет зеленовато-желтый, при окислении становится красновато-бурым, почти черным. Блеск стеклянный, сильный, близкий к алмазному. Характерный минерал высокожелезистых кристаллических сланцев высоких ступеней метаморфизма (Володарский и Правобережный районы, Приазовье, Побужье).

Оливин, близкий по составу к гортонолиту, встречается в габбро-сиенитах, сиенитах, камптонитах и мончикитах Приазовья; в монцонитах, гранитах рапакиви (Коростенский и Корсунь-Новомиргородский плутоны).

Граниты

Магний-железистые (пиральспиты) или кальций-железистые (уграндиты) ортосиликаты с радикалом $[SiO_4]_3^{4-}$. Синг. кубическая. Наиболее обычная форма — ромбический додекаэдр. Цвет розовый, красный, бурый, зеленый. Блеск жирный или стеклянный, иногда близкий к алмазному. Тв. 6,5—7,5. Сп. обычно нет. Основные минеральные

виды: **пироп** — $Mg_3Al_2[SiO_4]_3$, **альмандин** — $Fe_3Al_2[SiO_4]_3$, **спессартин** — $Mn_3Al_2[SiO_4]_3$, **андрадит** — $Ca_3Fe_2[SiO_4]_3$, **гроссуляр** — $Ca_3Al_2[SiO_4]_3$. Обычно образуют изоморфные смеси с преобладанием альмандина и пиропа или гроссуляра и андрадита.

Характеристике породообразующих гранатов Украины посвящена довольно обширная литература (Гнатив, 1960; Сидоренко, 1960; Хмарук, 1963, 1972; Щербаков, 1963; Марченко и Чашка, 1968; и др.).

Пироп-альмандиновые гранаты являются главными породообразующими минералами многих метаморфических сланцев, гнейсов, мигматитов и некоторых амфиболитов. Реже встречаются в гранитоидах (бердичевские граниты). Существенно альмандиновый гранат входит в состав высокожелезистых кристаллических сланцев Приазовья, Володарского и Правобережного районов.

Гранаты гроссуляр-андрадитового состава широко распространены в известково-силикатных сланцах и апокарбонатных скарнах Побужья, Приазовья и Волыни. Обогащенный марганцем гранат встречается в пегматитах.

Минералы группы дистена

К этой группе относятся разные структурные модификации ортосиликата алюминия, имеющего состав $Al_2[O|SiO_4]$.

Дистен (кианит). Синг. триклинная. Образует столбчатые и удлиненные плитчатые кристаллы, а также сноповидные агрегаты голубого, синего, зеленого, светло-серого и желтого цвета, иногда пятнистые. Блеск стеклянный, на плоскостях спайности перламутровый. Тв. изменяется в разных направлениях от 5,5 до 7. Сп. совершенная.

Характерный минерал высокоглиноземистых метаморфических пород высоких давлений; встречается в сланцах и кварцитах в Криворожском и Сущано-Пержанском районах.

Андалузит. Синг. ромбическая. Кристаллы удлиненно-призматические, столбчатые. Образует также лучисто-шестоватые и зернистые агрегаты. Цвет серый, желтый, красноватый, розоватый, зеленоватый. Блеск стеклянный. Тв. 6,5—7. Сп. совершенная. Излом неровный, занози-

стый. Встречается в контактно измененных глинистых и углисто-глинистых сланцах, в эффузивных породах Карпат и Крыма, а также в высокоглиноземистых слюдяных сланцах и гнейсах Приазовья, Чертомлыкско-Соленовского, Конкского и Сущано-Пержанского районов.

Силлиманит. Синг. ромбическая. Облик кристаллов игольчатый. Часто образует плотные лучистые или волокнистые агрегаты (фибролит) белого или светло-серого цвета. Тв. 6,5—7,5. Сп. совершенная. Блеск стеклянный. Характерен для обогащенных глиноземом гнейсов и сланцев (Побужье, Приазовье, Волынь и др.). Нередко замещает кордиерит и развивается по биотиту (фибролит).

Минералы группы ставролита

Тоже представлены ортосиликатами, близкими по структуре и свойствам к минералам предыдущей группы. В качестве главного породообразующего минерала встречается только ставролит.

Ставролит. $AlFe_2O_3(OH) \cdot 4Al_2[O|SiO_4]$. Синг. моноклинная, псевдоромбическая.

Кристаллы имеют вид коротких призм. Характерны двойники в виде прямоугольного и косого креста. Цвет темный от красновато-бурого до буровато-черного. В шлифе плеохроирует в желтых тонах. Блеск стеклянный. Тв. 7—7,5. Сп. средняя. Излом неровный.

Встречается в кристаллических сланцах и гнейсах Криворожско-Кременчугского района, Приазовья и Карпат.

Пироксены

Метасиликаты цепочечного строения с радикалом $[Si_2O_6]^{4-}$ и катионами Fe^{2+}, Mg^{2+}, Ca^{2+}, реже Na^+ и Fe^{3+}.

По кристаллографическим признакам различают две группы пироксенов: ромбические, или ортопироксены (энстатит, бронзит, гиперстен) и моноклинные, или клинопироксены (диопсид, геденбергит, авгит, эгирин). Для всех пироксенов характерен стеклянный блеск. Тв. 5—6. Все они имеют совершенную спайность по двум направлениям, образующим в поперечных разрезах кристаллов почти прямоугольную сетку трещин.

Особенности состава и свойств пироксенов из метаморфических пород УЩ описаны в публикациях О. И. Слензака (1960), М. М. Кононовой (1966, 1967 и др.), Т. Г. Хмарук и И. Б. Щербакова (1963, 1965 и др.), Г. Л. Кравченко (1971), Е. Б. Глевасского и др. (1973).

Ромбические пироксены образуют изоморфный ряд, крайние члены которого представлены энстатитом ($Mg_2[Si_2O_6]$) и ферросилитом ($Fe_2[Si_2O_6]$). Разновидности, содержащие более 55—60% $FeSiO_3$, в природе не встречаются. Ромбические пироксены имеют призматическую, реже таблитчатую форму кристаллов. В горных породах образуют несколько удлиненные зерна.

Энстатит $Mg_2[Si_2O_6]$. Бесцветный, серовато-белый или слегка зеленоватый. Типичный минерал многих ультраосновных и основных изверженных пород (перидотитов, габбро-норитов, базальтов).

Гиперстен $(Fe, Mg)_2[Si_2O_6]$. Серовато-зеленый, буровато-зеленый до темно-бурого. Часто плеохроирует в зеленых и розовых тонах. В зоне выветривания сравнительно легко разрушается, замещаясь серпентином, тальком или нонтронитом; при этом иногда выделяются сульфиды (Побужье). Распространен в кристаллических сланцах и гнейсах высоких ступеней метаморфизма (гранулитовая фация). Особенно характерен для пород чарнокитовой серии Побужья, Приднестровья и Приазовья. Часто встречается в железистых кварцитах. Входит также в состав ультрабазитов и габбро-норитов Коростенского и Корсунь-Новомиргородского плутонов, некоторых гранитоидов и щелочных пород (Приазовье, Корсунь-Новомиргородский район, северо-запад УЩ).

Моноклинные пироксены. **Диопсид** $CaMg[Si_2O_6]$ (с незначительной примесью железа). Образует короткопризматические кристаллы, в поперечном разрезе почти квадратные или восьмиугольные. Окрашен в бледные оттенки грязно-зеленого цвета, иногда желтовато-зеленый. Входит в состав основных и средних изверженных пород (габбро, диоритов, базальтов, андезитов, диабазов). Обычный минерал в высокотемпературных метаморфических образованиях, обогащенных кальцием (кристаллических известняках, кальцифирах, гнейсах, кристаллических сланцах, амфиболитах).

Геденбергит $CaFe[Si_2O_6]$ (с примесью магния). От диопсида отличается более темным зеленым цветом. Ха-

1356

Библиотека

рактерен для высокожелезистых метаморфических пород (железистых кварцитов, а также ассоциирующих с ними кристаллических сланцев, гнейсов, амфиболитов).

Диопсид и геденбергит — крайние члены непрерывного изоморфного ряда.

Салитом называется пироксен, по составу промежуточный между диопсидом и геденбергитом.

Авгит (Ca, Mg, Fe^{2+}, Fe^{3+}, Ti, Al)$_2$ [(Si, Al)$_2O_6$]. Разность с листоватой отдельностью называется *диаллагом.* Облик кристаллов короткостолбчатый, таблитчатый, реже изометричный. Цвет темно-зеленый или черный.

Наиболее распространен в основных эффузивах Карпат и Крыма (андезитах, базальтах и др.). Встречается также в щелочных породах Приазовья, монцонитах Корсунь-Новомиргородского и Коростенского плутонов, перидотитах Побужья и др.

Эгирин $NaFe[Si_2O_6]$. Облик кристаллов удлиненно-призматический, столбчатый или игольчатый. Образует шестоватые, радиально-лучистые и звездчатые агрегаты. Цвет зеленовато-черный, темно-зеленый, иногда бурый или красновато-бурый. Типичный породообразующий минерал многих щелочных изверженных пород Октябрьского, Корсунь-Новомиргородского и Коростенского массивов (эгириновых и нефелиновых сиенитов, мариуполитов, малиньитов, ювитов и др.). Широко распространен также в натриевых метасоматитах Криворожья, Среднего Приднепровья и Приазовья.

Амфиболы

Строение кристаллических решеток обусловлено наличием сдвоенных цепочек (лент) кремнекислородных тетраэдров и гидроксильного иона — $[Si_4O_{11}]^{6-} \cdot OH^-$. Катионы представлены Mg^{2+}, Fe^{2+}, Ca^{2+}, Fe^{3+}, Na^+, редко K^+; часть Si^{4+} может замещаться Al^{3+}.

Большинство амфиболов кристаллизуются в моноклинной сингонии. Подгруппу ромбических амфиболов представляет антофиллит. Форма кристаллов обычно призматическая с разной степенью удлинения вплоть до шестоватой и игольчатой. Некоторые амфиболы (тремолит, актинолит, антофиллит) способны образовывать тонковолокнистые агрегаты, известные под названием *асбестов.* Блеск стеклянный. Тв. 5—6. Для всех амфиболов

характерна спайность вдоль призматических граней с углом между трещинами 124°.

Характеристика состава и свойств амфиболов магматических и метаморфических пород Украины приводится в работах И. С. Усенко (1960), В. И. Лебединского (1952), Т. Г. Хмарук (1957), Р. И. Сироштана и Н. И. Половко (1959), Е. В. Шевченко (1965), А. Л. Литвина (1968, 1973) и др.

Моноклинные амфиболы. **Роговая обманка** $(Ca, Na, K)_{2-3}(Mg, Fe^{2+}, Fe^{3+}, Al)_5[(OH, F)(Si, Al)Si_3O_{11}]$. Образует призматические, реже изометричные зерна, окрашенные в темно-зеленый, почти черный, иногда буроватый цвет. Плеохроирует в желтых, зеленых и бурых тонах.

Главный породообразующий минерал многих изверженных пород: диоритов, гранодиоритов, сиенитов, граносиенитов; преимущественно как вторичный минерал встречается в некоторых разновидностях габбро и ультрабазитов. Широко распространена в метаморфических породах (амфиболитах, амфиболовых кристаллических сланцах и гнейсах).

Различают обыкновенную роговую обманку, базальтическую (обогащенную окисным железом и титаном, густо-коричневого цвета) и актинолитовую (малоглиноземистую, светлоокрашенную).

Тарамит — темно-синяя разновидность роговой обманки с повышенным содержанием щелочей и трехвалентного железа; характерен для нефелиновых сиенитов.

Киевит — почти бесцветная роговая обманка, близкая по составу к куммингтониту.

Тремолит $Ca_2Mg_5[(OH, F)|Si_4O_{11}]_2$. Облик кристаллов удлиненно-призматический, шестоватый или игольчатый. Часто образует лучистые или войлокоподобные агрегаты. Цвет белый или серовато-белый. Встречается в гидротермально измененных основных изверженных породах, в кристаллических сланцах, роговиках, а также в кристаллических известняках и кальцифирах. В Западном Приазовье известны почти мономинеральные тремолитовые породы — тремолититы и тремолитовые сланцы.

Актинолит $Ca_2(Mg, Fe)_5[(OH, F)|Si_4O_{11}]_2$. От тремолита отличается зеленой окраской, которая может меняться от светлой зеленовато-серой до темно-зеленой.

Характерный минерал многих метаморфических пород (кристаллических сланцев, амфиболитов, роговиков и др.). Наряду с тремолитом наблюдается в изверженных, преимущественно основных, горных породах, подвергавшихся гидротермальному метаморфизму. В Западном Приазовье и Криворожье встречаются почти мономинеральные актинолититы и актинолитовые сланцы.

Куммингтонит $(Mg, Fe)_7[OH|Si_4O_{11}]_2$. Образует волокнистые или лучистые агрегаты, бурые или буровато-серые. Слабо плеохроирует от буровато-желтого до светлого, едва желтоватого цвета. Главный породообразующий минерал в некоторых разновидностях высокожелезистых кристаллических сланцев (Приазовье, Криворожье).

Грюнерит $(Fe, Mg)_7[OH|Si_4O_{11}]_2$. Образует волокнистые и пластинчатые массы бурого цвета. Характеризуется шелковистым блеском. В шлифе плеохроирует в зеленоватых и буроватых тонах. Встречается в железистых кристаллических сланцах Криворожья и Среднего Приднепровья.

Рибекит $Na_2Fe_3^{2+}Fe_2^{3+}[(OH, F)|Si_4O_{11}]_2$. Облик кристаллов призматический или игольчатый. В породе обычно образует вкрапленники темно-синего или черного цвета. Отчетливо плеохроирует в желтых и зеленовато-синих тонах. Встречается в некоторых разновидностях щелочных сиенитов и в кристаллических сланцах, подвергшихся натриевому щелочному метасоматозу (Приазовье, Среднее Приднепровье и Криворожский район).

Ромбические амфиболы. **Антофиллит** $(Mg, Fe)_7[OH|Si_4O_{11}]_2$. Образует лучистые, шестоватые, нередко волокнистые агрегаты. Цвет буровато- или желтовато-серый, бурый или зеленый. В шлифе бесцветный. Антофиллит с повышенным содержанием Al_2O_3 (до 20%) называется *жедритом*. Встречается в некоторых разновидностях магнезиальных и высокожелезистых кристаллических сланцев главным образом в Западном Приазовье и в Криворожско-Кременчугском районе.

Слюды

Алюмосиликаты слоистого строения с радикалом $[(Al, Si)_4O_{10}]^{5-}$ и гидроксильной группой OH^- (или F^-). Преобладающие катионы — K^+, Mg^{2+}, Fe^{2+}, Fe^{3+}, Al^{3+}. Для слюд характерен очень сложный, нередко гетеровалент-

ный изоморфизм. Кристаллизуются в моноклинной сингонии. Тв. 2—3. Сп. весьма совершенная. Легко расщепляются на тончайшие листочки с сильным перламутровым блеском.

Флогопит $KMg_3[(F, OH)_2|AlSi_3O_{10}]$. Светлый желтовато- или красновато-бурый, реже серый с зеленоватым оттенком; бывает бесцветным. Окрашенные разности в шлифе плеохроируют. Часто встречается в метасоматически измененных изверженных и метаморфических породах магнезиального состава; характерен также для кристаллических известняков и кальцифиров.

Биотит $K(Mg, Fe, Mn)_3[(OH, F)_2|AlSi_3O_{10}]$. Цвет черный, бурый, иногда с оранжевым, красноватым или зеленоватым оттенком. Отчетливо плеохроирует в желтых, бурых и зеленоватых тонах. Один из наиболее распространенных темноцветных минералов изверженных (гранитов, гранодиоритов, сиенитов и др.) и метаморфических (гнейсов, слюдяных сланцев) пород.

Характеристике биотитов из различных пород Украинского щита посвящена монография И. С. Усенко и др. (1972а).

Мусковит $KAl_2[(OH, F)_2|AlSi_3O_{10}]$. В тонких листочках бесцветен, а в сплошных листоватых массах желтоватый, сероватый, зеленоватый, иногда красноватый. Ярко-зеленая хромсодержащая слюда называется *фукситом*, скрыточешуйчатые массы мусковита с шелковистым блеском — *серицитом*.

Мусковит характерен для некоторых разновидностей гранитов и продуктов их гидротермального изменения (грейзенов). В виде очень крупных кристаллов встречается в пегматитах (Западное Приазовье, Волынь). Особенно широко распространен в метаморфических породах (слюдяные и серицитовые сланцы, филлиты и др.).

Хлориты

Минералы этой группы во многих отношениях напоминают слюды. Синг. моноклинная. Тв. 2—2,5. Сп. весьма совершенная (легко расщепляются на тонкие листочки с перламутровым блеском). Для большинства хлоритов характерна зеленая или зеленовато-серая окраска.

Все хлориты представляют собой изоморфные смеси следующих крайних членов: **антигорита** — $Mg_6[(OH)_8|$

$|Si_4O_{10}]$; **амезита** — $Mg_{3,2}Fe_{0,8}Al_2[(OH)_8|Al_2Si_2O_{10}]$; **ферроантигорита** — $Fe_6[(OH)_8|Si_4O_{10}]$ и **дафнита** — $(Fe, Al)_3[(OH)_2|Al_{1,2-1,5}Si_{2,8-2,5}O_{10}]Fe_3(OH)_6$. Наиболее распространенные минеральные разности — **клинохлор, прохлорит, пеннин, тюрингит, шамозит, стильпномелан.** Хлориты характерны для многих сланцев района Большого Кривого Рога и Карпат. В качестве вторичного минерала, замещающего слюды, амфиболы или пироксены, встречаются почти повсеместно.

Эпидоты

Минералы этой группы представляют собой изоморфную смесь алюминиевого (цоизит) и железистого компонентов.

Цоизит $Ca_2Al_3[O|OH|SiO_4|Si_2O_7]$. Сингония ромбическая. Облик кристаллов призматический. Образует агрегаты шестоватого и зернистого строения, серого, зеленоватого или бурого цвета. В шлифе бесцветный. Блеск стеклянный. Тв. 6. Сп. совершенная. Встречается в основных изверженных породах как продукт изменения плагиоклазов и в некоторых разностях кристаллических сланцев низких ступеней метаморфизма.

Клиноцоизит — моноклинная разность цоизита.

Эпидот $Ca_2(Fe, Al)Al_2[O|OH|SiO_4|Si_2O_7]$. Сингония моноклинная. Облик кристаллов призматический. Цвет зеленый или желтовато-зеленый. Плеохроирует в желтых, зеленоватых и розовых тонах. Часто встречается в изверженных породах как продукт изменения других минералов. Характерен для регионально метаморфизованных основных пород (гнейсов и кристаллических сланцев зеленосланцевой и эпидот-амфиболитовой фаций), развитых в средней части УЩ. Встречается в некоторых метасоматических породах (эпидозитах, пропиллитах и др.).

Ниже приведена характеристика некоторых других породообразующих минералов из класса силикатов, довольно широко распространенных на Украине.

Кордиерит $Mg_2[Al_4Si_5O_{18}]$. Сингония ромбическая. Неясно призматические кристаллы встречаются редко; обычно наблюдается в виде вкрапленных зерен неправильной формы, бесцветных, желтовато-белых, светло- и темно-синих или фиолетовых. Блеск стеклянный. Тв. 7—7,5. Сп.

средняя. Излом раковистый. В шлифе для него характерны желтые плеохроичные ореолы. Замещается серицитом, серпентином, хлоритом, силлиманитом. Встречается чаще всего в высокоглиноземистых гнейсах Приазовья, Орехово-Павлоградского района и Побужья, а также в бердичевских и пугачевских гранитах.

Скаполиты. Изоморфный ряд, крайними членами которого являются *мариалит* $Na_8[(Cl_2, SO_4, CO_3)|(AlSi_3O_8)_6]$ и *мейонит* $Ca_8[(Cl_2, SO_4, CO_3)_2|(Al_2Si_2O_8)_6]$. Чистые мариалит и мейонит в природе не встречаются. Скаполиты кристаллизуются в тетрагональной сингонии. Облик кристаллов призматический. Обычно образуют шестоватые агрегаты или неправильные зерна, бесцветные, белые или серые. Блеск стеклянный, на плоскостях спайности с перламутровым отливом. Тв. 5—6. Сп. совершенная.

Встречаются в кристаллических известняках и скарноидах Побужья, Приазовья и Волыни; О. И. Слензаком (1960) выявлены также в пироксен-плагиоклазовых гнейсах Приднестровья (с. Володиевка).

Пренит $Ca_2Al[(OH)_2|AlSi_3O_{10}]$. Синг. ромбическая. Кристаллы (короткостолбчатой или таблитчатой формы) редки, чаще наблюдаются сплошные массы с радиально-волокнистым строением. Цвет белый, серый, светло-зеленый. Блеск стеклянный. Тв. 6,5. Сп. средняя. Излом неровный.

Встречается в гидротермально измененных основных породах Приазовья (гельсинкитах) и в анортозитах Побужья.

Тальк $Mg_3[(OH)_2|Si_4O_{10}]$. Синг. моноклинная. Редко наблюдается в таблитчатых кристаллах гексагонального и ромбического облика. Обычно образует листоватые, чешуйчатые, часто плотные массы бледно-зеленого или белого цвета с желтоватым, буроватым или зеленоватым оттенком. Блеск стеклянный с перламутровым отливом. Тв. около 1. Жирен на ощупь. Сп. весьма совершенная. Встречается в метаморфизованных и гидротермально измененных богатых магнием ультраосновных породах (тальковых сланцах Криворожья, Среднего Приднепровья).

Серпентин $Mg_6[(OH)_8|Si_4O_{10}]$. Синг. моноклинная. Образует плотные массы, часто смятые, со следами скольжения. Разность с пластинчатым строением называется

антигоритом. Цвет зеленый — от светлого бутылочного до зеленовато-черного, иногда буроватого; антигорит серый, нередко синеватый. Блеск стеклянный, жирный. Тв. 2,5—3,5. Сп. совершенная по {001}. Входит в состав гидротермально измененных ультраосновных пород (дунитов, перидотитов, серпентинитов).

Вермикулит $(Mg, Fe^{2+}, Fe^{3+})_3[(OH)_2|(Al, Si)_4O_{10}\cdot 4H_2O$. Синг. моноклинная. Относится к группе гидрослюд. Образует псевдоморфозы по биотиту. Цвет бурый, желтовато-бурый, золотисто-желтый, иногда с зеленоватым оттенком. Блеск слабее, чем у биотита, часто жирный. Тв. 1—1,5. При прокаливании до 900—1000° С резко увеличивает свой объем (в 15—25 раз). Обычно образуется при выветривании пород, обогащенных биотитом. Характерен для гидротермально измененных ультрабазитов, базитов и основных метаморфических пород (Приазовье, Среднее Приднепровье, Побужье).

Пирофиллит $Al_2[(OH)_2|Si_4O_{10}]$. Синг. моноклинная. Образует пластинчато-лучистые или скрыточешуйчатые агрегаты белого, бледно-зеленого или бледно-розового цвета. Блеск стеклянный с перламутровым отливом. Тв. около 1. Жирный на ощупь. Сп. весьма совершенная.

Главный породообразующий минерал пирофиллитовых сланцев, развитых в северо-западной части УЩ.

Каолинит $Al_4[(OH)_8|Si_4O_{10}]$. Синг. моноклинная. Кристаллы (мелкие, пластинчатой формы) встречаются очень редко. Обычно образует рыхлые, чешуйчатые или плотные тонкозернистые агрегаты, а также натечные формы. Цвет белый, нередко с желтым, буроватым, красноватым, иногда зеленоватым или голубоватым оттенком. Тв. около 1. В землистых массах легко растирается пальцами; в сухом виде довольно интенсивно поглощает воду с образованием пластичной массы.

Образуется в богатых полевыми шпатами кристаллических породах (гранитах, гнейсах и др.) при низкотемпературных гидротермальных процессах, а также в условиях выветривания вплоть до преобразования таких пород в сплошные глинистые массы (каолины).

Карбонаты

В химическом отношении представляют собой углекислые соли, в которых анион CO_3^{2-} соединен с одним или несколькими катионами Mg^{2+}, Ca^{2+}, Fe^{2+} и др. Наиболее распространенные карбонаты кристаллизуются в тригональной сингонии. Облик кристаллов ромбоэдрический. Цвет белый или серовато-белый, с различными оттенками (желтоватым, розоватым, буроватым). Блеск стеклянный. Тв. 3—5. Сп. совершенная (по ромбоэдру). Медленно растворяются в воде.

Кальцит $CaCO_3$. Главный породообразующий минерал кристаллических известняков и кальцифиров (Приазовье, Побужье, Волынь, Карпаты). Как вторичный минерал встречается во многих магматических и метаморфических породах. Кальцит гидротермального генезиса выполняет миндалины и жеоды в эффузивных породах (миндалекаменных порфиритах и базальтах Крыма и Карпат, в метабазитах Кривого Рога).

Доломит $CaMg(CO_3)_2$. Совместно с кальцитом встречается в кристаллических известняках Приазовья, Волыни и Побужья. В Северном Криворожье известны мощные пачки доломитовых кристаллических известняков.

Магнезит $MgCO_3$. Распространен значительно реже кальцита и доломита. Образуется метасоматически при выщелачивании доломитизированных известняков и мраморов. Значительные скопления магнезита возникают при гидротермальном карбонатном метасоматозе ультрабазитов (тальк-магнезитовые породы Среднего Приднепровья).

Сидерит $FeCO_3$. Встречается в высокожелезистых метаморфических породах Криворожья и Среднего Приднепровья (роговиках, кварцитах, сланцах) как продукт кристаллизации древних железистых осадков (хемогенных и вулканогенных), формировавшихся в условиях пониженного кислородного потенциала. Образуется также при гидротермальном изменении высокожелезистых ультраосновных пород, базальтов и диабазов.

Минералы группы углерода

Графит. Гексагональная модификация самородного углерода. Образует тонкочешуйчатые, шестоватые или волокнистые агрегаты стально-серого или железно-черного цве-

та с сильным металловидным блеском. Тв. 1. Жирный на ощупь. Оставляет черный след на пальцах и бумаге. Графитовые гнейсы известны в Приазовье, на Побужье и в других районах УЩ, а также в Карпатах. Графит иногда встречается и в других породах (мигматитах, сиенитах, амфиболитах и т. д.).

Акцессорные минералы

Среди акцессорных минералов можно выделить две подгруппы — рудных и нерудных. Некоторые из акцессорных минералов (магнетит, гематит, сфен, корунд) иногда выступают в качестве главных породообразующих. В то же время многие из охарактеризованных выше минералов в некоторые породы входят в акцессорных количествах.

Список минералов, которые могут играть роль акцессорных, очень большой; здесь же мы приводим только наиболее распространенные из них.

Рудные акцессорные минералы

Рудными принято называть металлсодержащие минералы, непрозрачные в шлифе. Большинство из них относятся к классам окислов и сульфидов. Характеристика рудных минералов Украины приводится в монографиях Е. К. Лазаренко и др. (1960, 1963, 1969), Е. Ф. Шнюкова (1958), Ю. Ю. Юрка и Е. Ф. Шнюкова (1959), О. И. Матковского (1971), Ю. Ю. Юрка и др. (1973), а также в работах С. М. Рябоконя (1961, 1965 и др.), Р. С. Рынской (1941), Ю. В. Кононова (1960, 1969) и др.

Магнетит Fe_3O_4. Синг. кубическая. Облик кристаллов октаэдрический, реже ромбододекаэдрический. Цвет железно-черный, иногда с синеватой побежалостью. Блеск полуметаллический. Тв. 5,5—6. Сильно магнитен. Разновидность с изоморфной примесью титана или микровростками ильменита называется *титаномагнетитом*.

В виде редкой вкрапленности встречается почти во всех магматических и метаморфических породах. В качестве главного породообразующего минерала выступает во многих разновидностях железистых роговиков и кварцитов. Иногда образует почти мономинеральные скопления (магнетитовая руда).

Гематит Fe_2O_3. Синг. тригональная. Форма кристаллов пластинчатая, таблитчатая и ромбоэдрическая. Цвет железно-черный до стально-серого, иногда с синеватой побежалостью. При распылении (царапании) и в тончайших пластинках наблюдается вишнево-красная окраска. Тв. 5,5—6. Псевдоморфозы гематита по магнетиту называются *мартитом. Железная слюдка* — листоватая или чешуйчатая разность гематита.

В незначительных количествах содержится в изверженных, преимущественно кислых породах (гранитах, сиенитах, андезитах и др.). Особенно характерен для обогащенных железом метаморфических пород зеленосланцевой и амфиболитовой фаций: джеспилитов, железистых роговиков и кварцитов.

Ильменит $FeTiO_3$. Синг. тригональная. Облик кристаллов толстотаблитчатый, ромбоэдрический, иногда пластинчатый. Цвет железно-черный или стально-серый. Блеск полуметаллический. Тв. 5—6. Слабомагнитен. В виде вкрапленности постоянно встречается в ультраосновных, основных и щелочных, реже кислых изверженных породах. Для некоторых разновидностей габбро и габбро-анортозитов Коростенского и Корсунь-Новомиргородского плутонов характерны значительные скопления ильменита, вплоть до образования рудных концентраций. Наблюдается в пегматитах. Широко распространен как акцессорный минерал в метаморфических породах.

Хромит Cr_2FeO_4. Синг. кубическая. Облик кристаллов октаэдрический. Цвет черный. Блеск металловидный. Тв. 5,5. Железистые разновидности магнитны. Образует вкрапленность, а иногда скопления в ультраосновных изверженных породах.

Пирит FeS_2. Синг. кубическая. Облик кристаллов кубический пентагондодекаэдрический, реже октаэдрический. Характерна штриховка, параллельная ребрам. Цвет светлый латунно-желтый, иногда с пестрой побежалостью. Блеск сильный металлический. Тв. 6—6,5. В качестве акцессорного минерала встречается во многих магматических и метаморфических породах.

Халькопирит $CuFeS_2$. Синг. тетрагональная. Кристаллы редки, обычно образует неправильные зерна латунно-желтого цвета с темно-желтой или пестрой побежалостью. Блеск сильный металлический. Тв. 3,5—4. Часто

встречается в магматических и метаморфических породах в рассеянном виде, иногда образует небольшие скопления.

Пирротин FeS. Синг. гексагональная. Встречается в виде неправильных зерен бронзово-желтого цвета с бурой побежалостью. Блеск металлический. Тв. 3,5—4,5. Магнитен, но не всегда. Характерен для основных изверженных пород, в которых может образовывать рудные скопления.

Нерудные акцессорные минералы

В отличие от рудных эти минералы в шлифах прозрачны. Среди них встречаются минералы разных классов; преобладают окислы, силикаты, фосфаты.

Описанию нерудных акцессорных минералов магматических и метаморфических пород Украины посвящены монографии Ю. Ю. Юрка (1956б, 1973), О. И. Матковского (1956), М. Н. Ивантишина и др. (1960), Н. П. Щербака (1961), Н. А. Беспалько (1970), В. И. Орсы (1973), а также публикации В. П. Куца (1964, 1965, 1969), И. Б. Щербакова (1968), Т. Г. Хмарук (1966), Е. Я. Марченко (1967), И. Д. Царовского (1956), С. А. Руденко (1956) и др.

Сфен (титанит) $CaTi[O|SiO_4]$. Синг. моноклинная. Часто образует уплощенные конвертообразные призмы с ромбическим поперечным сечением. Цвет желтый, бурый, розовато-красный, реже зеленый или черный. Блеск близкий к алмазному. Тв. 5—6. Сп. совершенная. В виде акцессорной примеси встречается в гранитах, сиенитах, трахитах, андезитах, гнейсах, амфиболитах и метаморфических сланцах. В пегматитах иногда образует крупные кристаллы. В качестве существенного породообразующего минерала наблюдается в известково-силикатных кристаллических сланцах (Приазовье и Побужье).

Турмалин $NaR_3Al_6[(OH)_{1+3}|(BO_3)_3|Si_6O_{18}]$ при R—Fe^{2+}, Mn, Mg (Li, Al). Синг. тригональная. Облик кристаллов столбчатый, реже короткопризматический. Очень характерна наблюдающаяся на гранях вертикальная штриховка. Нередко образует шестоватые, радиально-лучистые («турмалиновое солнце»), спутанно-игольчатые или волокнистые агрегаты. Обычно окрашен в темные цвета: черный, темно-зеленый, темно-синий, темно-бурый. В шлифе сильно плеохроирует. Блеск стеклянный. Тв.

7—7,5. Электризуется при нагревании. Сп. практически нет. Характерный минерал пегматитов. Встречается также в гидротермально измененных кристаллических сланцах, гнейсах, филлитах и изверженных породах.

Ортит $(Ca, Ce)_2(Fe^{2+}, Fe^{3+})Al_2[O|OH|SiO_4|Si_2O_7]$. Синг. моноклинная. Облик кристаллов толстостолбчатый, иногда шестоватый. Цвет смоляно-черный или бурый. Характерен смолистый блеск и раковистый излом. Сп. нет. Тв. 6. Встречается в виде вкраплений в гранитах (ортитовые граниты Салтычьей Могилы в Западном Приазовье), сиенитах, пегматитах, реже в гнейсах, кристаллических сланцах, анортозитах, амфиболитах, мигматитах.

Корунд Al_2O_3. Синг. тригональная. Образует бочонковидные, столбчатые, пирамидальные, реже пластинчатые кристаллы с характерной штриховкой на гранях. Цвет синевато-серый, синий, фиолетовый, реже розовый, красный или зеленый. Блеск стеклянный. Тв. 9. Сп. нет. В значительном количестве входит в состав некоторых разновидностей богатых глиноземом гнейсов, кристаллических сланцев (Западное Приазовье) и метасоматических пород (Побужье).

Шпинель Al_2MgO_4. Синг. кубическая. Облик кристаллов октаэдрический. Цвет зеленый, красный, синий, бурый, черный. Блеск стеклянный до матового. Встречается, иногда в заметных количествах, в известняках, гнейсах, кристаллических сланцах, ультраосновных изверженных породах, пегматитах. В мраморах Мариупольского месторождения (Приазовье) установлена благородная шпинель. Размеры зерен не превышают 1—2 мм.

Циркон $Zr[SiO_4]$. Синг. тетрагональная. Кристаллы коротко- или длинностолбчатые, изометричные, реже дипирамидальные. Цвет розовый, красный, темно-бурый, оранжевый, желтый; встречаются зеленые и бесцветные разности. Блеск алмазный, иногда жирный. Тв. 6,5. Сп. нет.

Типичный акцессорный минерал изверженных и метаморфических пород кислого и среднего состава. Для измененных щелочных и субщелочных образований коростенского, приазовского и пержанского комплексов характерен циртолит — разность циркона, содержащая торий, уран и гафний. В щелочных сиенитах и сиенит-пег-

матитах Восточного Приазовья, особенно на участках их интенсивной альбитизации и биотитизации, встречаются повышенные концентрации циркона.

Монацит (Ce, La) $[PO_4]$. Синг. моноклинная. Кристаллы таблитчатые, реже призматические, изометричные и пирамидальные. Цвет желтовато-бурый, коричневый, красный, изредка зеленый. Блеск сильный стеклянный, жирный. Тв. 5—5,5. Сп. совершенная по {100}. Характерный акцессорный минерал гранитов, аплитов, пегматитов и гнейсов. Повышенные содержания крупнокристаллического монацита обнаружены в аплит-пегматоидных жильных гранитах Приазовья (Ивантишин, 1960; Марченко, 1966).

Ксенотим $Y[PO_4]$. Синг. тетрагональная. Похож на циркон, в ассоциации с которым часто встречается. Отличается более низкой твердостью (4—5). Сп. совершенная.

Апатит $Ca_5[F|(PO_4)_3]$. Синг. гексагональная. Кристаллы в виде шестигранных призм, реже короткостолбчатой или таблитчатой формы. Бесцветный, белый или бледно-зеленый, голубой, желтый. Блеск стеклянный. Тв. 5.

Как акцессорный минерал встречается в большинстве магматических и метаморфических пород. В карбонатных породах Приазовья выявлены высокие, вплоть до промышленных, концентрации апатита.

ХИМИЧЕСКИЙ СОСТАВ ГОРНЫХ ПОРОД

Химический состав магматических и метаморфических горных пород в целом соответствует химическому составу всей земной коры. Наиболее распространенными элементами в земной коре являются O, Si, Al, Fe, Ca, Mg, Na, K и H, получившие название породообразующих, или петрогенных, и составляющие более 98% ее массы. Менее распространены такие элементы, как Ti, Mn, C, P, Cl, S, называемые иногда второстепенными. На долю остальных (элементы-примеси или малые элементы) приходится не более 0,5% общей массы горных пород (табл. 3).

Химический состав горных пород принято изображать в виде окислов. В табл. 4, 5 приведены средние составы главных типов магматических и метаморфических пород всего мира, СССР и отдельно Украины.

Таблица 3

Среднее содержание наиболее распространенных элементов в земной коре и Земле в целом, %

Элемент	В земной коре		В Земле, по Б. Ю. Левину (1955)	Элемент	В земной коре		В Земле, по Б. Ю. Левину (1955)
	По Б. Ю. Левину (1955)	По А. Е. Ферсману (1932)			По Б. Ю. Левину (1955)	По А. Е. Ферсману (1932)	
O	46,8	49,12	34,6	H	—	1,0	—
Si	27,3	26,00	17,8	Ti	0,6	0,61	0,07
Al	8,7	7,45	1,4	Mn	0,09	0,10	0,20
Fe	5,06	4,20	25,6	P	0,09	0,12	0,016
Ca	3,6	3,25	1,6	C	0,1	0,35	—
Na	2,6	2,40	0,70	Cl	0.04	0,20	—
K	2,6	2,35	0,09	S	0,05	0,10	—
Mg	2,08	2,35	13,9				

Главным породообразующим окислом является SiO_2, содержание которого в магматических породах колеблется в пределах 35—75, а в метаморфических — 5—95%. За основу классификации магматических горных пород взято количество SiO_2.

Статистические данные показали, что на материках земного шара преобладают два типа пород — с содержанием 52,5 и 73% SiO_2, отвечающие соответственно базальту и граниту.

Для магматических пород характерно закономерное соотношение породообразующих окислов, содержание которых мало изменяется. Более разнообразный химический состав метаморфических пород является, с одной стороны, следствием проявления метасоматических процессов и метаморфической дифференциации, а с другой — обусловлен большими колебаниями состава осадочных пород, формирующихся в условиях наиболее глубоко проявляющейся осадочной дифференциации.

Для удобного и наглядного сопоставления большого количества анализов существует много вариантов петрохимических пересчетов. Обычно эти пересчеты сводятся к вычислению соотношений определенных окислов или их групп с последующим отражением полученных числовых характеристик (параметров, коэффициентов) на диаграм-

Средний химический состав некоторых магматических пород СССР

Порода	SiO_2	TiO_2	Al_2O_3	Fe_2O_3	FeO
Гранит слюдяной	71,84	0,27	14,59	1,13	1,33
Гранит лейкократовый	74,53	0,13	13,83	0,80	0,66
Гранодиорит	64,45	0,53	15,78	1,74	2,68
Липарит (риолит)	72,97	0,20	13,99	1,24	0,90
Дацит	65,33	0,55	16,48	2,51	1,56
Диорит	56,22	0,73	17,16	2,88	4,92
Диорит кварцевый	61,90	0,63	16,81	2,23	2,99
Андезит	59,30	0,79	17,22	3,78	2,25
Габбро безоливиновое	49,14	1,03	16,77	3,31	6,26
Габбро оливиновое	45,43	1,26	17,32	3,27	7,60
Норит	50,41	0,43	16,12	2,60	6,24
Диабаз безоливиновый	49,04	1,46	15,68	4,04	7,70
Диабаз оливиновый	47,50	1,37	15,25	3,69	8,05
Базальт	48,91	1,63	16,44	4,90	6,09
Спилит	49,05	1,11	16,93	5,51	5,85
Верлит	44,15	0,16	4,03	3,58	6,01
Дунит	38,50	0,15	0,89	5,04	4,38
Кимберлит	31,03	1,65	3,26	5,27	3,08
Сиенит	59,48	0,65	17,30	2,86	3,24
Нефелиновый сиенит	55,59	0,50	21,67	2,17	2,27
Фойяит	54,07	0,63	21,13	3,00	2,42
Средний состав магматических пород земной коры (по Кларку и Вашингтону)	59,14	1,05	15,34	3,08	3,80
Средний состав магматических пород УЩ (по Н. И. Безбородько)	68,32	0,32	15,33	1,57	2,70

мах. Описание методов петрохимических пересчетов приводится в специальных руководствах (Заварицкий, 1950; Четвериков, 1956 и др.).

ФОРМЫ ЗАЛЕГАНИЯ ГОРНЫХ ПОРОД

Горные породы разного происхождения характеризуются различными формами залегания, особенно разнообразными для изверженных образований. Форма образуемых

Таблица 4

(по С. П. Соловьеву, 1970), %

MnO	MgO	CaO	Na_2O	K_2O	P_2O_5	H_2O
0,04	0,63	1,67	3,35	4,22	0,13	0,80
0,05	0,40	1,25	3,45	4,16	0,09	0,65
0,13	1,89	3,86	4,36	3,02	0,25	1,31
0,07	0,43	1,26	3,42	4,15	0,06	1,29
0,15	1,44	3,68	4,24	2,73	0,27	1,06
0,15	3,60	7,05	3,66	1,64	0,26	1,73
0,09	2,55	5,22	3,59	2,28	0,24	1,47
0,18	3,02	5,90	3,80	2,08	0,27	1,41
0,24	6,70	11,19	2,44	0,85	0,24	1,83
0,14	8,37	11,62	1,91	0,83	0,42	1,83
0,11	10,43	9,83	2,14	0,51	0,09	0,92
0,26	5,88	9,28	2,84	0,92	0,26	2,64
0,18	7,85	10,56	2,18	0,64	0,21	2,52
0,21	5,88	8,78	2,70	1,41	0,44	2,61
0,22	4,98	7,06	4,33	0,72	0,40	3,84
0,16	25,47	11,95	0,11	0,08	0,02	4,28
0,17	43,35	0,48	0,25	0,05	—	6,74
0,10	28,30	10,03	0,22	0,58	0,43	7,85
0,22	1,71	4,03	4,02	4,88	0,26	1,35
0,15	0,58	1,96	8,18	5,43	0,17	1,33
0,35	0,67	1,73	9,27	5,49	0,15	1,09
—	3,49	5,08	3,84	3,13	0,30	1,15
—	1,03	2,72	3,36	4,17	0,12	0,58

ими тел определяется условиями застывания магматического расплава, которые зависят от многих факторов: состава магмы, глубины кристаллизации, характера выполняемых магмой полостей, взаимоотношений с вмещающими породами, тектонической обстановки во время внедрения и кристаллизации магмы и др. Метаморфические породы в какой-то мере наследуют формы залегания осадочных и магматических пород, за счет которых они образовались.

Таблица 5

Средний химический состав некоторых типов метаморфических горных пород (по У. Т. Хуану, 1965), %

Породы	SiO_2	TiO_2	Al_2O_3	Fe_2O_3	FeO	MnO	MgO	CaO	Na_2O	K_2O	P_2O_5
Аспидные сланцы	61,8	0,7	19,1	3,3	5,4	0,2	2,9	1,0	1,7	3,8	0,1
Филлиты	60,6	1,1	20,7	3,0	4,8	0,1	2,9	1,2	2,0	4,0	0,2
Слюдяные сланцы	64,3	1,0	17,5	2,1	4,6	0,1	2,7	1,9	1,9	3,7	0,2
Гнейсы	70,7	0,5	14,5	1,6	2,0	0,1	1,2	2,2	3,2	3,8	0,2
Амфиболиты	50,3	1,6	15,7	3,6	7,8	0,2	7,0	9,5	2,9	1,1	0,3
Эклогиты	49,0	—	14,5	3,8	9,1	—	8,9	11,5	2,5	0,7	Сл.
Чарнокиты	69,4	0,6	13,5	1,0	3,6	0,1	1,4	2,4	3,2	3,7	0,1

Интрузивные породы

Дайки. Вертикальные или крутопадающие плитообразные тела с параллельными стенками. Образуются при заполнении магмой трещин, секущих вмещающие породы. Дайковую форму залегания имеют многие основные и ультраосновные породы УЩ (базальты, диабазы, габбро-диабазы Приазовья, Криворожья и северо-западной части УЩ; пикритовые базальты, лимбургиты и горнблендиты Восточного Приазовья, пироксениты и перидотиты Девладовского района и др.), щелочные породы (камптониты, мончикиты, кварцевые тингуаиты, сельвсбергиты Восточного Приазовья), реже породы среднего и кислого состава (порфириты и кварцевые порфиры Волыни; трахиты, андезито-трахиты, ортофиры Восточного Приазовья и др.).

Жилы. Тела неправильной формы, близкой к плитообразной. В отличие от даек часто имеют ответвления, стенки их не всегда параллельны. Могут сечь вмещающие породы или залегать в них согласно. Жильная форма залегания более характерна для кислых пород (гранитов, аплитов, пегматитов и др.).

Силлы. Крупные пластовые тела, образованные в результате согласного внедрения магмы в слоистую толщу осадочных пород. В виде силлов залегают многие основные и ультраосновные изверженные породы Украинского щита, объединяемые в габбро-перидотитовую формацию.

Лакколиты. Крупные караваеобразные тела, кровля которых приподнята в виде купола. Лакколитовая форма залегания характерна для глубинных изверженных пород Крыма (массив Аюдаг и более мелкие).

Лополиты. Линзовидные интрузивные тела вогнутые в центральной части наподобие блюдца.

Факолиты. Линзовидные, деформированные тела, залегающие обычно в замковых частях синклинальных или антиклинальных складок.

Батолиты. Вертикальные или крутопадающие большие тела (площадью в сотни и тысячи квадратных километров), протягивающиеся на большие глубины. Батолитоподобную форму имеет большинство гранитных массивов УЩ.

Менее крупные, обычно изометричные в плане батолитоподобные тела называются штоками (Салтычанский массив ортитовых гранитов в Приазовье и др.).

Эффузивные породы

Покровы. Неправильные в плане блинообразные тела, образуемые при застывании маловязкой основной магмы на сравнительно ровной поверхности Земли или на дне океанов.

Потоки. Удлиненные, лентообразные тела, образующиеся вследствие выполнения основной магмой вытянутых углублений в рельефе.

Кислая магма, отличающаяся большой вязкостью, при вулканических извержениях образует **некки** (цилиндрические или конусообразные тела, выполняющие жерла вулканов), **иглы** или **обелиски.**

Метаморфические породы

Для большинства метаморфических пород характерна *пластовая* форма залегания. Это частично связано с тем, что в виде пластов залегают осадочные породы, являющиеся первичными для многих метаморфических образований. При метаморфизме пород в условиях интенсивных тектонических движений, особенно одностороннего сдавливания, первичные формы часто нивелируются, породы приобретают вместе с кристаллизационной сланцеватостью пластовую форму залегания. Тем не менее обычно

сохраняются признаки, по которым можно восстановить характер и форму первичных контактов.

ТЕКСТУРЫ ГОРНЫХ ПОРОД

Под текстурой горной породы понимаются особенности ее строения, определяемые степенью однородности и способом взаимного расположения макроскопически различимых частей.

Магматические породы

Массивная. Во всех направлениях порода имеет одинаковый минеральный состав и структуру.

Полосчатая. Определяется наличием в породе прослоев различного минерального состава. Разновидность— *директивно-полосчатая* (в отдельных полосах кристаллы закономерно ориентированы).

Линейная. Призматические или столбчатые минералы линейно ориентированы в пространстве.

Трахитоидная. Таблитчатые или уплощенно-призматические минералы (обычно полевые шпаты) располагаются субпараллельно.

Флюидальная. Характеризуется ориентированным расположением зерен или микролитов в пределах разноокрашенных, неоднородных по структуре полос вулканического стекла и основной массы, огибающей фенокристаллы.

Шаровая. Минералы располагаются концентрически вокруг определенных центров, образуя шаровые или эллипсоидальные формы.

Миндалекаменная. В породе наблюдаются поры и полости, выполненные вторичными минералами.

Метаморфические породы

Массивная. Линейная. Полосчатая. Эти текстуры, характерные и для магматических пород, определены выше.

Гнейсовая. Минералы, особенно таблитчатые и пластинчатые, располагаются субпараллельно плоскости кристаллизационной сланцеватости.

Сланцеватая. То же, что гнейсовая, но преобладают чешуйчатые и листоватые минералы.

Стебельчатая, или карандашная. Агрегаты зерен кварца и полевых шпатов имеют удлиненную форму, вид стеблей или карандашей, вытянутых в одном направлении.

Узловатая, или очковая. На фоне гнейсовой основной массы породы выделяются крупные линзовидные кристаллы, порфиробласты или порфирокласты.

Плойчатая. Характеризуется мелкой складчатостью неоднородной, полосчатой породы.

Птигматитовая. Характеризуется наличием в породе тонких причудливо смятых жилок, дисгармоничных по отношению к ее кристаллизационной сланцеватости.

Сетчатая, или диктионитовая. Порода пронизана разноориентированными тонкими жилками обычно лейкократового состава, образующими сложный сетчатый рисунок.

Брекчиевидная, или агматитовая. Обломки различной величины и размера заключены в породу другого, обычно гранитоидного состава.

Пятнистая, или небулитовая. В породе выделяются неправильные по форме участки с разным минеральным составом и строением.

Метаморфические породы могут сохранять в качестве реликтовых текстуры осадочных и магматических пород (слоистость, полосчатость, флюидальность, миндалекаменное сложение и др.).

СТРУКТУРЫ ГОРНЫХ ПОРОД

Под структурой горной породы понимается ее строение, которое определяется абсолютными и относительными размерами минеральных зерен, их формой и взаимоотношениями.

В зависимости от размера зерен выделяются структуры: 1) гигантозернистые (больше 2 см); 2) крупнозернистые (5—20 мм); 3) среднезернистые (1—5 мм); 4) мелкозернистые (меньше 1 мм); 5) афанитовые (зернистость невооруженным глазом не видна).

По относительному размеру зерен породы могут быть равномерно- и неравномернозернистыми.

Однако определяющими структурными признаками являются форма и взаимоотношения минеральных зерен

в породе, зависящие от условий образования. По этому признаку четко различаются прежде всего магматические и метаморфические породы.

Магматические породы

В основу систематики структур магматических пород положена степень их кристалличности. Различаются структуры: 1) полнокристаллические; 2) микролитовые (мелкокристаллическое строение наблюдается только под микроскопом; есть вулканическое стекло); 3) скрытокристаллические (преобладает начавшее кристаллизоваться вулканическое стекло, переполненное кристаллитами разной формы); 4) стекловатые, или гиалиновые (вулканическое стекло содержит редкие микролиты или кристаллиты).

Полнокристаллические структуры

Панидиоморфнозернистая. Характеризуется примерно одинаковой степенью идиоморфизма всех зерен, представленных одним минеральным видом. Проявляется в оливинитах, пироксенитах, горнблендитах.

Габбровая. Типична для основных пород, состоящих из плагиоклаза и пироксена (или оливина), образующих сравнительно изометричные зерна с примерно равной степенью идиоморфизма.

Офитовая. Плагиоклаз, образующий сильно удлиненные кристаллы (лейсты), резко идиоморфен по отношению к темноцветным минералам. Характерна для диабазов и долеритов. Разновидности офитовой структуры: *диабазовая* — между удлиненно-призматическими кристаллами плагиоклаза заключены сравнительно крупные зерна пироксена или оливина; *пойкилоофитовая* — мелкие идиоморфные кристаллы плагиоклаза включены в более крупные зерна пироксена, оливина или амфибола; *долеритовая* — промежутки между лейстами плагиоклаза выполнены мелкими зернами пироксенов; *габбро-офитовая* — идиоморфизм плагиоклаза выражен менее отчетливо.

Сидеронитовая. Рудный минерал выполняет промежутки между ранее выделившимися зернами пироксена, оливина или амфибола. Встречается в рудных пироксенитах, перидотитах.

Гипидиоморфнозернистая. Характеризуется различной степенью идиоморфизма породообразующих минералов, обычно более высокой у темноцветных. Характерна для гранитов, сиенитов, диоритов. Разновидности: *гранитовая* — характеризуется идиоморфизмом темноцветных минералов по отношению к кварцу; *монцонитовая* — характеризуется резким идиоморфизмом плагиоклаза по отношению к калишпату. Наличие кристаллов плагиоклаза, включенных в зерна калишпата, придает участкам породы сходство с пойкилитовой структурой.

Аплитовая. Степень идиоморфизма кварца и полевого шпата одинаковая или кварц несколько более идиоморфен.

Пегматитовая, или графическая. Характеризуется закономерным срастанием минералов, обычно кварца и полевого шпата.

Структура рапакиви. Овоидальные кристаллы калиевого полевого шпата окружены оболочкой олигоклаза. Основная масса породы мелко- или среднезернистая. Проявляется в гранитах рапакиви.

Пойкилитовая. Мелкие кристаллы находятся в виде включений в более крупных.

Порфировая. В равномернозернистой основной массе выделяются крупные вкрапленники. Разновидности: *гранит-порфировая* — вкрапленники представлены полевыми шпатами, структура основной массы гранитовая или аплитовая; *гранофировая* — вкрапленники представлены полевыми шпатами, структура основной массы пегматитовая; *криптовая* — объем вкрапленников преобладает над основной массой.

Аллотриоморфнозернистая. Слагающие породу минералы ксеноморфные, т. е. лишены свойственных им кристаллографических очертаний.

Микролитовые структуры

Интерсертальная. Промежутки между мелкими удлиненными кристалликами плагиоклаза выполнены вулканическим стеклом с микролитами темноцветных минералов. Разновидность — *микродолеритовая* (стекла нет).

Толеитовая. Сходна с офитовой (долеритовой), только промежутки между идиоморфными лейстами плагио-

клаза выполнены стеклом. Характерна для базальтов, андезито-базальтов и других лав основного состава.

Трахитовая. Преобладающая масса породы сложена микролитами санидина, ортоклаза или плагиоклаза; в небольшом количестве содержится аморфное нераскристаллизованное вещество. Разновидность — *пилотакситовая* (микролиты представлены плагиоклазом, в значительном количестве содержатся авгит и магнетит). Характерна для трахитов, андезитов.

Андезитовая, или **гиалопилитовая.** От трахитовой отличается большим количеством стекла. Характерна для андезитов, трахитов, базальтов.

Ортофировая. Преобладают микролиты ортоклаза прямоугольной или квадратной формы; нераскристаллизованного вещества мало.

Скрытокристаллические структуры

Фельзитовая. Основная масса породы состоит из мельчайших кристалликов, неразличимых даже под микроскопом. Характерна для кварцевых порфиров, порфиров, порфиритов.

Сферолитовая. Характеризуется наличием сферолитов — округлых скрытокристаллических агрегатов диаметром иногда до 2—3 мм, состоящих из стекла, фельзитовой массы и отдельных кристаллических волокон. Наблюдается в липаритах.

Вариолитовая. Сферолиты (вариоли), сложенные радиально расположенными волокнистыми кристалликами плагиоклаза, пироксена и нераскристаллизованной массы, погружены в более темную фельзитовую массу.

Стекловатые структуры

Характерны для кислых эффузивов: обсидиана, липарита.

Кристаллитовая. Наблюдается в вулканическом стекле с зародышами кристаллов (кристаллитов) размером около 0,005 мм.

Витрофировая. Вулканическое стекло содержит редкие порфировые вкрапленники.

Среди структур метаморфических пород различают: 1) кристаллобластические — исходный материал полностью перекристаллизован в твердом состоянии и порода достигла равновесия в новых термодинамических условиях; 2) реликтовые (остаточные, или палимпсестовые) — характеризуются наличием остатков первичных структур магматических или осадочных пород; 3) катакластические — минеральные зерна раздроблены без перекристаллизации.

Кристаллобластические структуры

Гранобластовая. Все зерна в равной степени ксеноморфны, с округлыми или зазубренными контурами. Разновидности: 1) *роговиковая* — зерна очень мелкие, изометричной формы, с полигональными или округлыми очертаниями; 2) *зубчатая* — зерна с сильно изрезанными контурами; 3) *мозаичная (сотовая,* или *мостовая)* — от роговиковой отличается большим размером зерен; 4) *гетерогранобластовая* — зерна заметно различаются по размеру.

Лепидобластовая. Характеризуется ориентированным расположением чешуйчатых (листоватых) минералов (слюд, хлоритов, талька). Наблюдается в слюдяных, хлоритовых и тальковых сланцах.

Фибробластовая. Характеризуется наличием в большом количестве волокнистых или игольчатых минералов (серпентина, силлиманита, некоторых амфиболов), переплетающихся между собой. Наблюдается в серпентинитах, некоторых сланцах и гнейсах.

Нематобластовая. Характеризуется ориентированным расположением минералов удлиненно-призматического и шестоватого облика. Наблюдается в амфиболовых сланцах.

Гранолепидобластовая и **лепидогранобластовая,** а также **гранонематобластовая и нематогранобластовая** структуры являются промежуточными между гранобластовой и соответственно лепидо- и нематобластовой. Две первые характеризуются преобладанием более или менее изометричных зерен, а последние — индивидов пластинчатой или удлиненно-призматической формы.

Диабластовая. Обусловлена взаимным прорастанием двух или нескольких минералов. Разновидности: 1) *симплектитовая* — при очень тонких прорастаниях различных минералов; 2) *мирмекитовая* — кварц образует червеобразные вростки в плагиоклазе.

Друзитовая, или **келифитовая.** Обусловлена нарастанием одного минерала на другой в виде каемки, иногда с радиально-лучистым строением. Наблюдается в скарнах и оливиновых габбро.

Пойкилобластовая. Крупные зерна содержат беспорядочно расположенные включения более мелких. Наблюдается в кристаллических известняках, кристаллических сланцах, гнейсах, амфиболах. Разновидность — *ситовидная* (характеризуется обилием мелких включений).

Порфиробластовая. Крупные кристаллы — порфиробласты — погружены в кристаллобластовую основную ткань.

Сноповидная. Характеризуется наличием сноповидных агрегатов волокнистых или тонкопризматических индивидов амфибола, реже других минералов. Чаще всего наблюдается в актинолититах, тремолититах и некоторых магнезиальных кристаллических сланцах.

Гломеробластовая. Минералы группируются в линзовидные почти мономинеральные агрегаты.

Гелицитовая. Скопления углистых частиц, или мелких зерен рудных минералов образуют включения в крупных порфиробластах, располагаясь при этом параллельно микроплойчатости или первичной слоистости породы, которая как бы просвечивает сквозь новообразованную бластическую структуру.

Петельчатая. Полоски серпентина с примесью рудных зерен и пыли образуют овальные замкнутые формы (петли), внутри которых заключены реликты оливиновых зерен или скопления серпентина, несколько отличающегося от того, который образует петли. Характерна для серпентинизированных дунитов и серпентинитов.

Реликтовые структуры

Названия реликтовых структур образуют добавлением к названию структуры первичной магматической или осадочной породы приставки **бласто-.** Выделяют **бластогра-**

нитовую, бластоофитовую, бластопорфировую, бластопсаммитовую, бластопелитовую, бластоалевролитовую и др.

Катакластические структуры

Катакластическая. Характеризуется наличием раздробленных зерен, а также зерен с волнистым и мозаичным погасанием; чешуйчатые минералы часто изогнуты.

Цементная, или **порфирокластическая.** Крупные зерна, уцелевшие от дробления, погружены в мелко раздробленную основную ткань породы.

Милонитовая. Характеризуется чрезвычайно тонким дроблением, при этом порода приобретает полосчатое строение. Разновидности: *очковая* — с сохранением линзовидных реликтов (менее раздробленных участков породы или отдельных минеральных зерен); *бластомилонитовая* — наличие в дробленной милонитовой массе новообразованных кристаллов.

ГЕОЛОГИЧЕСКОЕ СТРОЕНИЕ УКРАИНСКОЙ ССР

Древнейшие горные породы Украины (возраст от 1 млрд. лет до 3,5 млрд. лет) представлены магматическими и метаморфическими образованиями, слагающими так называемый кристаллический фундамент. Кристаллический фундамент залегает на разных уровнях по отношению к дневной поверхности. Погружения в фундаменте выполнены рыхлыми осадочными породами, мощность которых иногда превышает 10 км (Карпаты). Осадочные породы часто секутся интрузивными телами.

Магматические и метаморфические породы, залегающие на глубине не более 100—150 м или выходящие на дневную поверхность (обнажения), приурочены к четырем крупнейшим геологическим регионам Украины:

юго-западной окраине Восточно-Европейской (Русской) платформы, а именно — к глыбообразному выступу фундамента платформы, называемому Украинским щитом (в литературе довоенного периода — Украинский кристаллический массив, Украинская кристаллическая полоса);

Карпатскому орогену (Карпатские горы);

Днепровско-Донецкой впадине и Донбассу (Донецкий кряж);

складчатой системе Горного Крыма (Крымские горы).

Ниже дается краткая геологическая характеристика перечисленных регионов.

Украинский щит

Украинский щит (УЩ) представляет собой как бы орографическую (Приазовская и Приднепровская возвышенности) и структурную ось равнинной части Украины. Как самостоятельный геоструктурный элемент он выделен в конце прошлого столетия А. П. Карпинским (1883). Щит простирается в северо-западном направлении на расстояние около 1000 км от г. Жданова до г. Клесова. Максимальная ширина его (Богуслав—Ямполь) достигает 250 км. Площадь УЩ примерно равна 200 000 км².

Геологическое строение УЩ — докембрийского складчатого сооружения — характеризуется большой сложностью, что неоднократно подчеркивалось в работах Н. И. Безбородько, В. И. Лучицкого, Ю. Ир. Половинкиной, Н. П. Семененко, И. С. Усенко Я. Н. Белевцева, В. Г. Бондарчука, А. Н. Козловской и других исследователей, посвятивших многие годы изучению стратиграфии и тектоники этого важнейшего горнопромышленного региона СССР.

Основными элементами древнейшей тектоники УЩ являются крупные складчатые структуры типа синклинориев и антиклинориев, сформированные в условиях геосинклинального режима. Это положение, впервые высказанное Н. И. Безбородько (1935б), было развито в работах И. С. Усенко (1952), Н. П. Семененко (1953), Ю. Ир. Половинкиной (1953) и др. В настоящее время выводы из структурно-геологических исследований УЩ с использованием данных изотопной геохронологии, выполненных многочисленными авторами, сводятся в основном к следующему:

1. УЩ представляет собой многоярусное складчатое сооружение с длительной историей развития, зафиксированной образованиями нескольких докембрийских тектоно-магматических мегациклов (табл. 6).

2. Формирование докембрийских складчатых комплексов УЩ происходило в условиях, характерных для геосинклинальных областей.

Таблица 6

Геохронологическая шкала докембрия Украины (по Н. П. Семененко, 1972)

Мегацикл (млн. лет)	Орогенический цикл (млн. лет)
Докембрий V (1200)	Раховский (800) Черноморский (1200)
Докембрий IV (1700)	Овручский (1500) Волынский (Осницкий) (1700)
Докембрий III (2000)	Криворожский (Ингуло-Ингулецкий) (2000)
Докембрий II (2700)	Бугско-Подольский (2300) Базавлукский (2700)
Докембрий I (3500)	Аульский (3100) Конкский (3500)

3. Образования каждого мегацикла дислоцированы складчатостью определенного направления и характеризуются четким неповторимым набором осадочно-вулканогенных, метаморфических, ультраметаморфических и метасоматических формаций.

4. Процессы складчатости в течение многих мегациклов сменялись интенсивной блоковой тектоникой. В большинстве случаев складчатость была обусловлена деятельностью глубинных разломов. Иногда такие разломы явились следствием затухающей складчатости. Сложное и длительное взаимодействие складчато-разрывных дислокаций предопределило характерное для УЩ блоковое строение. При этом отдельные лежащие рядом блоки различаются не только характером проявления складчатых процессов, но и наборами геологических формаций, спецификой магматизма, метаморфизма, метасоматизма и изотопной геохронологии.

Тектоническое районирование УЩ впервые было проведено при составлении «Тектонической карты Украинской ССР и Молдавской ССР» (1959). В пределах щита выделены области нижнеархейской складчатости (бугиды), охватившей Волыно-Подолию, Среднее Приднепровье и Приазовье, и области верхнеархейской складчато-

сти (саксаганиды), развитые в районе Большого Кривого Рога (Родионов, 1940б).

Для нижнеархейских складчатых систем характерно северо-западное простирание. Области их развития разбиты разломами глубокого заложения на отдельные смещенные относительно друг друга блоки (Усенко, 1959). Житомирский, Волынский и Белоцерковский блоки по сравнению с соседними наиболее опущены, обладают сложным складчатым строением и характеризуются широким развитием метаморфических пород, слабо затронутых гранитизацией. Южнее Житомирского блока обособляется крупный более приподнятый Бердичевский блок, в пределах которого находится Волыно-Подольский антиклинорий, сложенный преимущественно чудново-бердичевскими гранитами. Дальше к югу располагаются два блока, в одном из них выделяется Побужский антиклинорий (мигматиты чарнокитового состава), в другом — Гайсинский синклинорий (породы чарнокитовой серии и гнейсы тетерево-бугской свиты).

Первомайский блок сложен гнейсо-мигматитовой архейской толщей (тетерево-бугская свита и массивы розовых аплит-пегматоидных гранитов). Породы Звенигородского блока в значительной части представлены метаморфизованными терригенными формациями архея, насыщенными продуктами основного вулканизма, которые превращены в метабазиты. Приазовский блок, выделяемый на юго-восточном окончании УЩ, по своему строению сходен с Побужским антиклинорием, на что в свое время обращал внимание В. И. Лучицкий (1936), и что впоследствии подтвердилось при выполнении геологосъемочных работ (Древин, 1966; Эйнор и др., 1971; и др.).

Область верхнеархейской складчатости охватывает центральную часть УЩ шириной около 300 км и имеет меридиональное простирание (например, Криворожско-Кременчугский синклинорий). В строении этой складчатой системы выделяются синклинории, сложенные породами метабазитовой и саксаганской осадочно-вулканогенных серий, и антиклинории, возможно, представляющие собой срединные массивы, ядра которых состоят из образований подстилающего нижнеархейского структурного яруса. С запада на восток выделены следующие синклинории: Криворожско-Кременчугский, Верховцевско-Чертомлыкский, Конкский, Орехово-Павлоградский.

Ширина их 10—20 км, простирание близкое к меридиональному. Среди антиклинорных структур четко обособляются Ингуло-Ингулецкий антиклинорий, Саксаганский и Запорожский срединные массивы.

Геологические структуры областей верхнепротерозойской складчатости (волыниды) связаны преимущественно с разломной тектоникой, контролировавшей формирование сложных многофазных плутонов, таких как Коростенский, Корсунь-Новомиргородский, Октябрьский и др. Эффузивно-осадочные породы этого этапа развиты ограниченно и приурочены к северо-западной окраине щита. Они объединены в овручскую серию, перекрывающую архейские складчатые образования Житомирского блока.

Предложенное в 1959 г. геолого-тектоническое районирование УЩ в дальнейшем детализировалось и уточнялось (Белевцев, Прусс, 1962; Семененко, 1963б; Каляев, 1965; Бабчук и др., 1966; Тяпкин и др., 1966; и др.).

В 1970 г. коллективом геологов МГ УССР опубликована «Тектоническая карта УССР и МССР» (Бураковский и др.). На этой карте выделяются следующие складчатые системы: днеприды (свыше 2600 млн. лет), развитые в Среднем Приднепровье; бугиды (2800—2600 млн. лет) — в районах среднего и верхнего течения Южного Буга; азово-волыниды (2600—2100 млн. лет) — в Приазовье, на Волыни, в Киевской, Черкасской и Николаевской областях; саксаганиды (2300—1700 млн. лет) — в бассейнах Саксагани и Ингульца; нововолыниды (2000—1700 млн. лет) — в районе Осницка — Клесова. Кроме того, выделяются днеприды и бугиды, переработанные азово-волынской складчатостью, и азово-волыниды, переработанные саксаганской складчатостью, а также Овручская платформенная структура (грабенообразная впадина), синхронная готской складчатости (1500—1200 млн. лет).

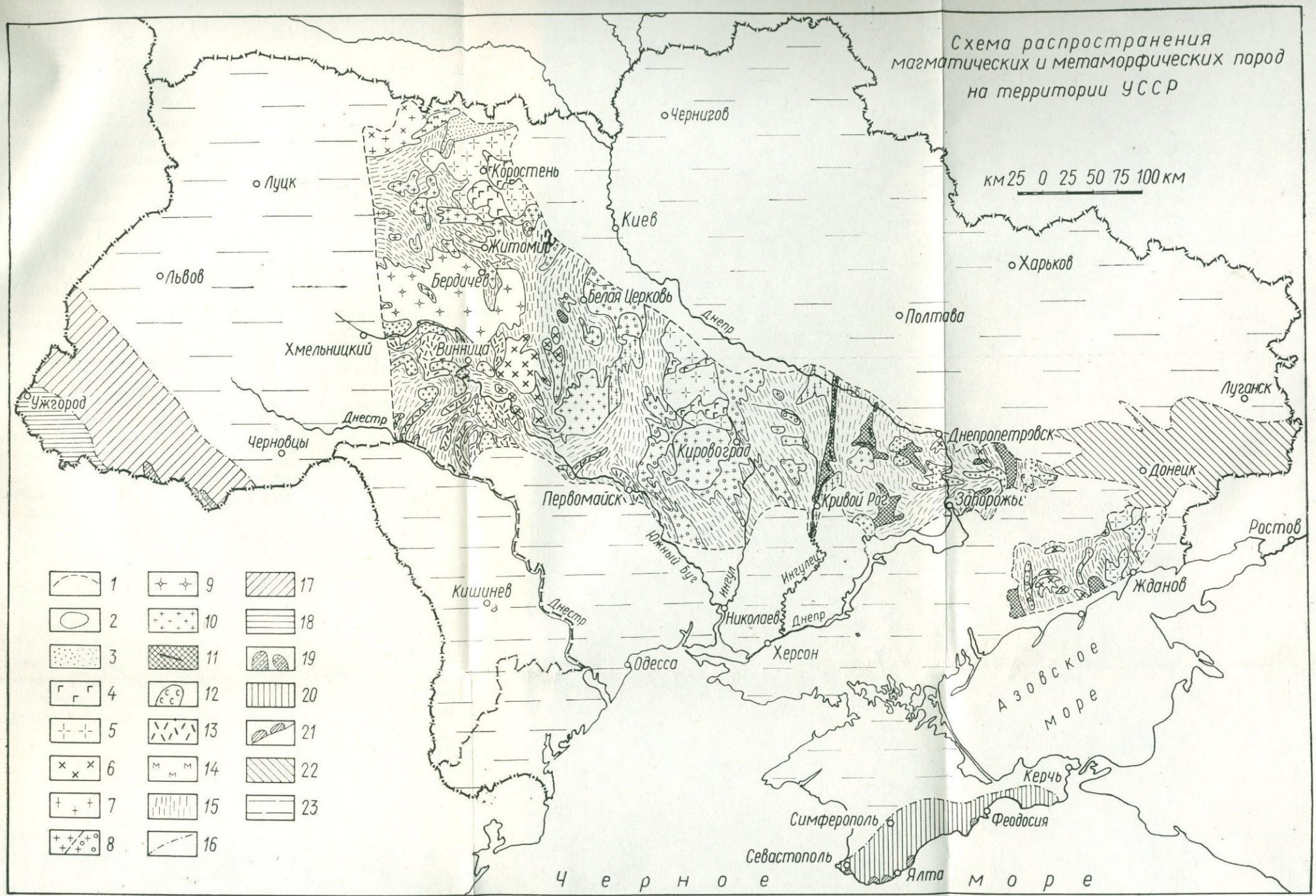
Четко выраженные разломы глубокого заложения (Тальновский, Криворожско-Кременчугский, Орехово-Павлоградский) разделяют УЩ на четыре крупные глыбы — Западную, Центральную, Приднепровскую и Приазовскую. Приднепровская глыба, в которой обнаружены древнейшие породы Украины (свыше 3500 млн. лет), очевидно, наиболее приподнята. Многочисленные разломы с диагональной и ортогональной ориентировками разбивают глыбы на отдельные смещенные относительно

друг друга блоки: Осницкий, Новоград-Волынский, Коростенский, Винницкий, Бердичевский, Киевский, Ямпольский, Гайсинский, Первомайский, Корсунский, Новоукраинский, Чертомлыкско-Верховцевский, Запорожский, Западно-Приазовский и Восточно-Приазовский.

Близких взглядов на тектоническое деление УЩ придерживается Г. И. Каляев (Каляев и др., 1972). На основании формационного и геолого-структурного анализов с учетом геофизических данных он выделил раннедокембрийские области с четко проявленным геосинклинальным режимом (геосинклинальная система Большого Кривого Рога и Белоцерковско-Одесское геосинклинальное ответвление) и раннедокембрийские протоплатформенные блоки — Приазовский (ограничивающий с востока геосинклиналь Большого Кривого Рога), Волыно-Подольский (ограничивающий Белоцерковско-Одесское геосинклинальное ответвление с запада), Кировоградский (разделяющий систему Большого Кривого Рога и Белоцерковско-Одесское геосинклинальное ответвление).

Выделение таких крупных тектонических элементов на УЩ подтверждается данными геофизических исследований (Соллогуб и др., 1972). В результате интерпретации материалов глубинного сейсмического зондирования (ГСЗ) и увязки их с геологическими данными в пределах щита выделяются следующие структуры I порядка (с запада на восток): Шепетовско-Винницкая геосинклинальная система, Коростенский протоплатформенный блок, Ядловско-Одесская геосинклинальная система, Кировоградский протоплатформенный блок, Криворожско-Кременчугская геосинклинальная система, Запорожский срединный массив, Орехово-Павлоградская геосинклинальная система, Приазовский протоплатформенный блок. Некоторые из перечисленных структур иногда четко определяются соответствующим положением поверхности М (Мохоровичича). Максимальная глубина залегания этой поверхности (до 60 км) — на участке Криворожско-Кременчугской геосинклинальной системы, минимальная (до 30 км) — на Запорожском срединном массиве.

Таким образом, большинство исследователей считают, что УЩ можно разделить на отдельные крупные геолого-тектонические районы, сравнительно устойчивые (протоплатформенные) и интенсивно нарушенные (геосинклинальные). Первые характеризуются меньшей мощностью



1 — контур Украинского щита; *2* — контуры площадей развития пород; *3* — породы овручской серии; *4* — габбро, нориты, анортозиты; *5* — граниты и граносиениты коростенского, корсунь-новомиргородского и приазовского комплексов; *6* — диориты, кварцевые диориты, тоналиты, гранодиориты; *7* — плагиограниты; *8* — нормальные граниты: *а* — массивные, *б* — порфировидные; *9* — граниты с гранатом и кордиеритом (чудново-бердичевские); *10* — граниты лейкократовые, аплит-пегматоидные; *11* — железисто-кремнистые породы; *12* — карбонатные метаморфические породы; *13* — чарнокиты; *14* — метасоматиты; *15* — гранито-гнейсы и мигматиты с останцами гнейсов, амфиболитов, метаультрабазитов; *16* — контуры молодых складчатых систем, обрамляющих Украинский щит; *17* — Карпаты; *18* — вулканические породы Закарпатья; *19* — метаморфические комплексы Чивчинских гор и Раховского массива; *20* — Горный Крым; *21* — интрузии Крыма: *22* — Донбасс: *23* — площади глубокого залегания магматических и метаморфических пород.

земной коры и резким преобладанием в их строении гранитоидов различного генезиса (Волынский, Подольский, Кировоградский, Приазовский), вторые — сложным строением поверхности М, утолщением коры и сравнительно широким развитием в разной степени метаморфизованных эффузивно-осадочных формаций (Приднепровский и Росинско-Тикичский).

Стратиграфическое расчленение метаморфической толщи УЩ еще недостаточно разработано, хотя, как показано выше, существуют тектонические предпосылки для выделения архейской и протерозойской групп пород. Исследования по стратиграфии УЩ имеют более чем столетнюю историю. Основные принципы стратиграфического расчленения докембрийских образований региона заложены еще в 30-х годах нашего века работами Н. И. Безбородько. Впоследствии были популярны стратиграфические схемы В. И. Лучицкого, Д. Н. Соболева, В. Н. Чирвинского, П. П. Пятницкого, Н. П. Семененко, Ю. Ир. Половинкиной, И. С. Усенко, Л. Г. Ткачука, А. Н. Козловской и др. В результате обобщения большого материала геологосъемочных работ и радиогеохронологических исследований в последние годы составлена унифицированная стратиграфическая схема докембрия УЩ (табл. 7).

Согласно унифицированной региональной схеме (Бабков и др., 1970), архейская группа на УЩ представлена породами аульской и конкско-верховцевской серий. Возраст пород свыше 2,6 млрд. лет. Породы аульской серии обнажаются в ядрах и на крыльях куполовидных структур в Среднем Приднепровье. Они представлены биотитовыми, биотит-амфиболовыми и амфиболовыми плагиоклазовыми гнейсами с прослоями амфиболитов и сохранились в виде реликтов среди гранитоидов и мигматитов. Конкско-верховцевская серия также выделяется в Среднем Приднепровье. Породы серии выполняют синклинальные структуры, сгруппированные в нелинейные складчатые системы, приуроченные к зонам субмеридионального простирания. Возраст пород 2,7—3,5 млрд лет. Серия расчленяется на две свиты — конкскую (амфиболиты, биотит-амфиболовые гнейсы; магнетит-амфиболовые, биотит-амфиболовые, кварц-биотитовые сланцы; железистые и безрудные кварциты, апоспилиты, аподиабазы) и более молодую белозерскую (туфопесчаники, железистые и безрудные кварциты, кварц-серицитовые и

Таблица 7

Унифицированная региональная стратиграфическая схема докембрийских образований Украинского щита (Бабков и др., 1970)

Группа	Подгруппа	Серия	Суперкрустальные осадочно-эффузивные образования		Интрузивные образования
			метаморфические	ультраметаморфические	
Протерозойская	1200 ± 100 млн. лет	Верхняя	Кварциты, кварцитовидные песчаники, прослои пирофиллитовых сланцев Диабазы, трахиандезиты, диабазовые порфириты, кварцевые порфиры с прослоями гравелитов и песчаников Слюдисто-кварцевые, слюдисто-полевошпатовые алевролиты с прослоями аргиллитов и диабазовых порфиритов Кварцевые и полимиктовые песчаники с прослоями конгломератов, сланцев, диабазов		Биотитовые (пержанские) граниты, сиениты, щелочные и нефелиновые сиениты, граниты
	1600 ± 100 млн. лет	Средняя	Кварцитовидные песчаники, сланцы		Габбро-нориты, нориты, габбро-лабрадориты, диабазы, оливиновое габбро, монцониты; рапакиви и рапакивидные граниты, диабазовые порфириты

			Метадиабазы, гранулиты, лептиты (клесовиты), кварцевые порфиры, гнейсы	Мигматиты, гранодиориты, диориты, кварцевые диориты	Габбро, габбро-нориты, габбро-перидотиты Розовые и розово-серые порфировидные (осницкие) граниты
1900±100 млн. лет	Нижняя	Криворожская	Метапесчаники, метаконгломераты, биотитовые и графитовые сланцы, доломитовые мраморы, белые слюдистые кварциты с силлиманитом, метаморфизованные осадочные железные руды Магнетитовые и мартитовые кварциты; амфиболовые, биотитовые и хлоритовые сланцы Аркозовые метапесчаники, кварциты слюдистые с силлиманитом, филлиты, тальковые и актинолитовые сланцы	Мигматиты; порфировидные (кировоградские), средне- и равномернозернистые (житомирские), аплит-пегматоидные, пегматоидные граниты; пегматиты, аплиты	Граниты (боковянские) Основные и ультраосновные породы
2600±100 млн. лет			Кальцитовые мраморы, доломитовые кальцифиры, диопсид-плагиоклазовые породы, пироксен-магнетитовые кварциты		Аплит-пегматоидные граниты (подольские) Основные и ультраосновные породы

Продолжение табл. 7

Группа	Подгруппа	Серия	Суперкрустальные осадочно-эффузивные образования		Интрузивные образования
			метаморфические	ультраметаморфические	
Архей-нижнепротерозойская	Свыше 2600 ± ± 100 млн. лет		Полевошпатовые кварциты, высокоглиноземистые и графитовые гнейсы с прослоями кальцифиров, диопсид-плагиоклазовых пород и магнетитовых сланцев; биотитовые и амфиболовые гнейсы, метабазиты Гиперстеновые кристаллические сланцы и гнейсы	Пироксеновые мигматиты, гранат-кордиеритовые и гранат-биотитовые (чудново-бердичевские) граниты; чарнокиты, собиты, винницииты	
Архейская		Конкско-верховцевская	Туфопесчаники, железистые и безрудные кварциты; кварц-серицитовые и кварц-биотитовые сланцы; амфиболиты; метаморфизованные кислые, средние и основные эффузивы (порфироиды, кератофиры и альбитофиры) Амфиболиты, биотит-амфиболовые гнейсы; магнетит-амфиболовые, биотит-амфиболовые и кварц-биотитовые сланцы; прослои железистых и безрудных кварцитов, апоспилиты, аподиабазы; биотитовые, биотит-амфиболовые, амфиболовые гнейсы с прослоями амфиболитов	Плагиомигматиты, плагиограниты, гранодиориты, кварцевые диориты, диориты	Биотитовые (мокромосковские) граниты Основные и ультраосновные породы

кварц-биотитовые сланцы, амфиболиты; метаморфизованнные эффузивы — альбитофиры, кератофиры, порфироиды).

Для приазовской части УЩ возрастным аналогом конкско-верховцевской серии считается западноприазовская. Эта серия, по данным И. С. Усенко и др. (1971), подразделяется на две свиты — более древнюю лозоватскую (пироксен-биотитовые, амфибол-биотитовые и биотитовые гнейсы; основные кристаллосланцы, амфиболиты) и корсак-шовкайскую (глиноземистые, графитовые и биотитовые гнейсы; железистые и безрудные кварциты, кальцифиры). Возраст пород серии свыше 2,8 млрд. лет.

Большая группа пород УЩ из-за недостатка данных не имеет четкого стратиграфического положения и относится к нерасчлененным архей-нижнепротерозойским образованиям. Эти породы объединяются в несколько серий — бугскую, центрально-приазовскую, росинско-тикичскую, орехово-павлоградскую. Породы бугской серии распространены среди мигматитов и гранитоидов Побужья в виде небольших реликтов. В некоторых местах они слагают синклинальные складки (села Хащеватое, Завалье, Кошаро-Александровка и др.). Серия подразделена на синицевскую (биотитовые гнейсы), кошаро-александровскую (полевошпатовые кварциты; биотитовые, силлиманитовые, гранатовые и графитовые гнейсы; кальцифиры) и хащевато-завальевскую (графитсодержащие гранат-биотитовые, реже гранат-пироксеновые гнейсы и кристаллосланцы; мраморы, кальцифиры с прослоями кварцитов и пироксеновых гнейсов) свиты. Возраст некоторых образований этой серии по свинцово-изотопному методу достигает 3,6 млрд. лет (Елисеева и др., 1973).

В восточной части УЩ (Приазовье) развиты породы центрально-приазовской серии, расчленяемой на темрюкскую (графит- и корундсодержащие гнейсы и кристаллосланцы), сачкинскую (пироксен-магнетитовые кварциты) и каратюкскую (биотитовые, биотит-амфиболовые гнейсы и карбонатные породы) свиты.

Орехово-павлоградская серия охватывает метаморфические породы Орехово-Павлоградского синклинория. Она разделена на две свиты — новохатскую (амфиболиты, амфиболовые и гранат-амфиболовые кристаллосланцы, железистые кварциты) и ореховскую (биотитовые, гранат-биотитовые и силлиманит-биотитовые гнейсы;

прослои биотит-амфиболовых гнейсов и кальцифиров).

Росинско-тикичская серия, развитая в центральной части УЩ (бассейны Роси, Горного и Гнилого Тикичей), расчленена на володарскую (амфиболиты, кристаллосланцы, кальцифиры, железистые кварциты) и белоцерковскую (аподиабазы, амфиболиты, магнетит-пироксен-куммингтонитовые кварциты и сланцы) свиты.

Среди протерозойских образований УЩ особенно широко распространены породы нижнепротерозойской подгруппы, объединяемые в несколько серий (тетеревскую, ингулецкую, ингульскую и криворожскую). Тетеревская серия детально изучена в долине Тетерева, где представлена породами станишовской (биотитовые и силлиманит-биотитовые гнейсы; прослои графитсодержащих, амфиболовых и пироксеновых гнейсов; амфиболиты) и кочеровской (метаконгломераты, биотитовые и амфиболовые гнейсы, сланцы, доломиты, амфиболиты, белые кварциты) свит.

Основной стратотип нижнего протерозоя УЩ — криворожская серия. Ее породы слагают Криворожско-Кременчугский синклинорий. Она расчленена на три свиты — нижнюю скелеватскую (метаконгломераты, аркозовые и кварцевые метапесчаники, филлиты, сланцы), среднюю саксаганскую, состоящую из семи железистых (магнетит-мартитовые, силикатно-мартитовые, магнетит-мартит-карбонатные роговики и джеспилиты, амфиболовые кварциты и др.) и семи сланцевых (биотит-хлоритовые, карбонат-кварцевые, графит-серицитовые и амфиболовые сланцы; силикатные роговики) горизонтов, и верхнюю фрунзенскую (метапесчаники, метаконгломераты, доломиты, кварц-графитовые, кварц-биотитовые сланцы и др.).

К среднему протерозою отнесены образования осницкой серии, породы которой развиты в крайней северо-западной части УЩ (Западная Волынь) и представлены в основном измененными эффузивами (клесовиты и др.) с прослоями амфиболовых, биотитовых и андалузитовых гнейсов.

Породы овручской серии (верхний протерозой) развиты только в северо-западной части УЩ и подразделяются на четыре свиты — белокоровичскую, озерянскую, збраньковскую и толкачевскую. Белокоровичская (диабазы, конгломераты, песчаники с прослоями сланцев) и

озерянская (диабазы, алевролиты с прослоями аргиллитов) свиты слагают синклинальную структуру субмеридионального простирания .Збраньковская (диабазы, кварцевые порфиры, порфириты, трахиандезиты) и толкачевская (песчаники, кварцито-песчаники, пирофиллитовые сланцы) свиты выполняют субширотный грабен (Овручская впадина) и залегают на выветрелой поверхности гранитов Коростенского плутона.

Породы перечисленных серий и свит, слагающие структуры УЩ, в основном вулканогенно-осадочного происхождения. Однако первичные признаки, по которым можно судить об условиях их образования, сохранились только на участках сравнительно слабого проявления метаморфизма (например, среди пород Криворожско-Кременчугского синклинория). Большинство докембрийских пород подверглись глубокому региональному метаморфизму, выразившемуся в их перекристаллизации, мигматизации, селективном и полном переплавлении. В результате этих процессов породы утратили свой первоначальный облик и преобразовались в гнейсы и кристаллосланцы различного состава, мигматиты и гранитоиды.

В каждом тектоно-магматическом цикле выделяются два этапа метаморфизма: прогрессивный и регрессивный (Усенко и др., 1971). Первый этап связан с погружением осадочно-вулканогенной толщи подвижной зоны в нижние горизонты коры с высокими температурой и давлением. В этот этап породы метаморфизовались в условиях гранулитовой фации. Они распространены преимущественно вдоль юго-западной границы УЩ (междуречье Южный Буг — Днестр, от г. Хмельницкого до р. Ингульца), в Западном Приазовье и в Орехово-Павлоградском районе. Породы, метаморфизованные в условиях амфиболитовой фации, занимают господствующее положение на УЩ (более 80% объема верхней части коры).

Процессы метаморфизма и метаморфические зоны тесно связаны с блоково-складчатым строением УЩ. На составленных в последнее время картах метаморфических фаций щита подчеркивается его сложное блоковое строение (Усенко и др., 1971).

Второй этап метаморфических преобразований пород УЩ характеризуется широким развитием процессов ультраметаморфизма — мигматизацией, метасоматиче-

ской гранитизацией, селективным плавлением, палингенезом. В результате этих процессов появились разнообразные мигматиты. Широко развиты биотит-гранатовые и чарнокитовые мигматиты гранулитовой фации (Побужье, Приазовье), амфиболовые и амфибол-биотитовые линзовидно-полосчатые и порфиробластические мигматиты, амфиболовые глыбовые и полосчатые мигматиты.

В соответствии с количеством завершенных тектономагматических циклов выделяются несколько этапов гранитизации в истории щита. С этими этапами связано формирование интрузивно-ультраметаморфических комплексов гранитоидов.

Наряду с обильными извержениями лав различного состава происходило внедрение ультрабазитовых, габброидных, гранитоидных, щелочных магм.

Небольшие тела ультрабазитов залегают в архейских породах. Первоначально они были представлены дунитами, перидотитами, пироксенитами. В результате многократных изменений они сильно серпентинизированы, амфиболизированы, карбонатизированы и отальк0ваны.

Основные и ультраосновные интрузии секут породы бугской и росинско-тикичской серий. Они представлены габбро, габбро-норитами, норитами, горнблендитами, дунитами, перидотитами, пироксенитами, а также тальктремолититами, актинолититами, серпентинитами и другими продуктами изменений.

Ультрабазиты и габброиды нижнего протерозоя объединяются в габбро-перидотитовую формацию. Они также представлены габбро, норитами, габбро-норитами, перидотитами, пироксенитами, которые в результате метаморфизации превращены в амфиболиты, габбро-амфиболиты, серпентиниты, амфиболовые сланцы и др.

Среди магматических пород УЩ наиболее распространены гранитоиды. Все они являются коровыми образованиями, сформировавшимися в результате глубокой качественной переработки вещества исходных пород в процессе ультраметаморфизма. Гранитоиды генетически связаны с вмещающими их метаморфическими толщами. По характеру взаимоотношения с последними гранитоиды подразделяются на автохтонные (неперемещенные, кристаллизовавшиеся на месте своего зарождения) и аллохтонные (перемещенные), причем первые распространены значительно шире.

Выделены четыре формационных серии гранитоидов— гранодиоритовая, плагиогранитовая, нормальных гранитов и лейкократовых гранитов (Усенко и др., 1973а). В основу выделения положен принцип общности особенностей вещественного состава как самих гранитоидов, так и исходных пород, вовлеченных в палингенез.

Формационная серия развита регионально и охватывает разновозрастные формации (архейские, архей-нижнепротерозойские, нижнепротерозойские и нижне-среднепротерозойские). Таким образом, формация по сравнению с формационной серией более дробная таксономическая единица. Формация объединяет несколько комплексов гранитоидов, отражающих геолого-тектоническую обстановку того или иного конкретного района УЩ. Комплекс включает несколько массивов или полей развития гранитоидов, характеризующихся общностью состава, *PT*-условий, структурной приуроченности и времени образования.

Формации гранодиоритовой серии представлены бугским чарнокитовым (Побужье), собитовым (бассейн Соби), верхнеросинским (район Белой Церкви), тетиевским (верховье Роси), обиточненским (Западное Приазовье), томашгородским (Западная Волынь) комплексами. Плагиогранитовая серия объединяет ятранский чарнокитовый (р. Ятрань), днепровский (район Днепропетровска и Запорожья), саксаганский (бассейн Саксагани), звенигородский (бассейн Гнилого Тикича), каратюкский (Приазовье) и другие комплексы. Равномернозернистые и порфировидные граниты серии нормальных гранитов представлены мокромосковским (р. Мокрая Московка), демуринским (б. Демурина), житомирским (р. Тетерев, район Житомира), салтычанским (Приазовье), антоновским (р. Горный Тикич), уманским (район Умани), кировоградским (бассейны Ингула и Ингульца) и другими комплексами. В формации серии лейкократовых гранитов входят многочисленные комплексы розовых аплит-пегматоидных гранитов, аплитов, пегматитов — побужский (верховье Южного Буга), токовский (р. Каменка), юрпольский (р. Горный Тикич), анадольский (Приазовье) и др.

Перечисленные комплексы гранитоидов неразрывно связаны с геосинклинальным режимом в развитии УЩ (геосинклинальные гранитоиды).

Значительную роль в строении щита играют также магматические породы этапа стабилизации платформы. Они представлены образованиями коростенского и приазовского комплексов.

Породами коростенского комплекса сложены два крупных плутона. Первый из них, Коростенский (Волынский), располагается в северо-западной части УЩ, занимая площадь около 10 000 км²; второй, Корсунь-Новомиргородский,— в центральной (площадь свыше 6000 км²). Среди образований комплекса выделяется пять возрастных групп. Самые древние из них — анортозиты и габбро-анортозиты. К более молодым относятся мелкозернистые породы, состав которых изменяется от норитов до полевошпатовых перидотитов и пироксенитов. Позже сформировалась отдельная возрастная группа пород гибридного типа — сиениты, монцониты, габбро-монцониты, кварцевые монцониты и др. Наиболее развиты породы следующей возрастной группы, представленной гранитоидами, в том числе и гранитами рапакиви. Дайки лампрофиров представляют собой самые молодые образования коростенского комплекса.

Приазовский (восточноприазовский граносиенитовый) комплекс объединяет несколько плутонов нормальных щелочноземельных сиенитов, щелочных сиенитов, фельдшпатоидных пород (Кальмиусский, Южно-Кальчикский, Октябрьский и другие массивы в Приазовье и Малотерсянский массив в Приднепровье).

Наиболее молодые на УЩ гранитоиды относятся к формационной серии лейкократовых гранитов и представлены интрузиями малых глубин (пержанский и каменномогильский комплексы).

Широко развиты разнообразные дайковые породы — долериты, диабазы, диабазовые порфириты, порфириты, ортофиры, различные лампрофиры. Обычно они приурочены к ослабленным разрывным зонам, образуя протяженные дайковые пояса, секут все известные метаморфические и магматические образования и считаются наиболее молодыми породами докембрийских мегациклов (Бернадская, Усенко, 1965).

Карпатский ороген

Карпатский ороген представляет собой северную ветвь альпийской Средиземноморской складчатой системы. В пределах Украины располагается сравнительно небольшой отрезок Карпатской горной дуги, называемый Советские (Восточные, Украинские) Карпаты. Длина Карпат на территории УССР около 270 км, ширина 75—110 км.

Геологии, тектонике, стратиграфии Карпат посвящены многочисленные работы отечественных и зарубежных ученых (Славин, 1949; Богданов, 1949; Вялов, 1953; Бондарчук, 1954, 1959; и др.).

Карпатский ороген делится на два крупных тектонических элемента, имеющих различную геологическую историю,— Внешний и Внутренний. Во Внешних Карпатах выделены структурные зоны — Скибовая, Подсилезская, Кросненская, Дукленско-Черногорская, Раховская и Магурская, во Внутренних — Мармарошская и Пиеннинская (Буковский и др., 1970). Особым структурным элементом является Закарпатская межгорная впадина (Закарпатский прогиб), образование которой обусловлено опусканием по разломам, служившим также подводящими каналами излияний базальтов, андезитов, липаритов, сформировавших Выгорлат-Гутинский хребет (Вулканические Карпаты).

В геологическом строении Советских Карпат участвуют породы докембрия, палеозоя, мезозоя и кайнозоя. Докембрийские кристаллические породы распространены только в пределах Мармарошской зоны — Раховский массив и Чивчинские горы (Ткачук, Гурджий, 1957; А. К. Бойко, 1970; и др.). По данным А. К. Бойко, они приурочены к двум структурно-фациальным зонам — Белопотокской и Берлебашско-Перкалабской. Первая охватывает южную часть Раховского массива, вторая — северную его часть и Чивчинские горы. В пределах Белопотокской зоны установлены мелкозернистые плагиогнейсы, очковые гнейсы с микроклином, слюдяные сланцы и амфиболиты белопотокской серии; кварцитовидные плагиогнейсы и слюдистые (мусковитовые) сланцы бутинской свиты; альбит-хлорит-актинолитовые, хлорит-слюдяные сланцы и мраморы деловецкой серии. Берлебашско-Перкалабская зона сложена породами берлебашской

(слюдистые, кварцитовые, альбит-кварцитовые сланцы; цоизит-биотитовые бластопорфировые гнейсы; плагиогнейсы; порфириты, туфоиды) и мегурской (кварциты, хлорит-слюдистые сланцы) свит. Мегурская свита завершает разрез метаморфического комплекса Раховского массива и Чивчинских гор.

Интрузивная деятельность в Раховском массиве выразилась в образовании ортогнейсов менгульского типа (мелкозернистые биотитовые гнейсы), гранито-гнейсов, для которых характерны очковая и брекчиевая текстуры, а также многочисленных жил лейкократовых гранитов. В Чивчинских горах выявлены три группы (комплекса) гранитоидных интрузий (Рудаков, 1966а). Самые древние представлены метаморфизованными гранит-порфирами (гора Малый Ластун и хр. Прелучный), которые пространственно и генетически связаны с метаморфизованными вулканогенными породами. К менее древнему комплексу относятся ортогнейсы типа Рарэу — Черный Дил, представляющие собой продукты метаморфизации гранитов или гранодиоритов. Биотитовые плагиограниты более молодого комплекса слагают небольшие тела на северо-восточном склоне хр. Черный Дил и левобережье р. Сараты (Казаков, 1963).

По данным В. В. Науменко (1972), магматические породы древнего возраста можно объединить в группы: 1 — ортосланцы основного состава, кислые порфироиды, туфопорфироиды деловецкой серии и берлебашской свиты; 2 — мелкие дайки ортоамфиболитов и плагиогранитов карбонового возраста; 3 — щелочные гранитоиды среднего карбона; 4 — порфириты, кислые кластo- и туфолавы пермского возраста.

А. К. Бойко (1970) на основании геолого-тектонического анализа и данных изотопной геохронологии высказал предположение о палеозойском возрасте всех упомянутых метаморфических и магматических пород. Однако многие факты свидетельствуют в пользу еще более древнего возраста некоторых из них (Ткачук, 1972).

На метаморфических породах Раховского массива залегает толща пестроцветных обломочных отложений, известняков, доломитов и вулканогенных образований (туфопесчаники, кластолавы кислого состава) пермского возраста (Славин, Жуков, 1966). Триасовые отложения залегают несогласно на породах палеозоя и представле-

ны толщей конгломератов с прослоями филлитов. Значительно шире распространены юрские отложения (различные известняки, яшмы, сланцы).

Широко развиты отложения меловой системы (песчаники, мергели, аргиллиты, черные сланцы, в нижней части разреза — эффузивные породы), приуроченные обычно к ядрам антиклинальных складок.

Вдоль зоны Закарпатского глубинного разлома прослеживается на расстояние около 350 км цепочка массивов гипербазитов. Они образовались, вероятно, в триасе — нижней юре, после чего в результате неоднократных тектонических перемещений происходило холодное внедрение их в более молодые толщи (мел, неоген).

Наибольшее значение в строении Карпатского орогена имеют осадочные породы кайнозойской группы, широко представленные как палеогеновой, так и неогеновой системами. Породы палеогена участвуют в строении гор, неогена — предгорных прогибов.

Интенсивный вулканизм неогенового периода знаменует тектоно-магматическую активизацию Паннонского массива, проявившуюся уже после консолидации Карпатского орогена (Науменко, 1972). Вулканическая деятельность происходила в две стадии — раннюю (18—13 млн. лет) липарит-игнимбрит-дацитовую и позднюю (15—9,5 млн. лет) базальт-андезит-липаритовую (Багдасарян, Данилович, 1968). К продуктам вулканизма последней стадии В. В. Науменко относит также трубообразные тела, сложенные андезит-базальтами и эруптивными брекчиями (Оленевский и Вышковский районы). Гипабиссальные интрузии, связанные с этой стадией, включают габбро-диабазы, а также микрогранодиориты, залегающие в зоне Закарпатского разлома. К зоне Припаннонского разлома приурочены тела многостадийных габбро-диабазов, габбро-порфиритов, порфиритов, гранодиорит-порфиров. Возраст этих образований 13—10 млн. лет (Семененко и др., 1967).

Днепровско-Донецкая впадина и Донбасс

Днепровско-Донецкая впадина (ДДВ) занимает участок Восточно-Европейской платформы, расположенный между УЩ и Воронежским кристаллическим массивом, и прослеживается в северо-западном направлении. В южной

части переходит в складчатую систему Донбасса того же простирания.

ДДВ выполнена толщей осадочных пород (девон — антропоген) общей мощностью около 5—6 км (Клименко, 1959). Кристаллический фундамент впадины, разбитый сетью ступенчатых сбросов, местами погружен на большую глубину (до 8 км) и изучен по данным небольшого количества глубоких скважин (Усенко, 1954; Ткачук и др., 1973). Породы фундамента ДДВ сходны с докембрийскими образованиями как УЩ, так и Воронежского кристаллического массива. Более молодые магматические породы тоже залегают на больших глубинах и представлены покровами основных эффузивов, а также интрузиями диабазов позднедевонского и последевонского возраста (Усенко, Ямниченко, 1952). В некоторых местах района изверженные породы подняты соляными диапирами на более высокие уровни вплоть до выходов их на дневную поверхность (диабазы Исачковской соляно-купольной структуры).

Донецкое складчатое сооружение (Донбасс) является составной частью Днепровско-Донецкого прогиба (Бондарчук, Балуховский, 1959). В структурном отношении Донбасс представляет собой синклинорий с сильно зауженными антиклинальными складками (в том числе и Главным антиклиналом) и широкими синклиналями. В геологическом строении Донбасса принимают участие породы карбона, перми, триаса и юры, представленные различными осадочными образованиями, в том числе угленосными. Жильные тела магматических пород (диоритовые порфириты, лампрофиры) наблюдаются редко и приурочены к разрывным зонам.

Южная часть Донбасса — это особый тектонический район с характерной субширотной вытянутостью складчатых структур. В пределах этого района выделяется зона сочленения Приазовского массива с Донбассом, которая отличается особо сложной блоковой тектоникой. С многочисленными долгоживущими разломами в зоне связаны сложные вулканические образования и рудные месторождения. Эффузивы часто залегают непосредственно на докембрийских породах. По данным А. П. Ротая (1934), основные эффузивы приурочены к границе между свитами «белого» (доломитизированные известняки, глинистые сланцы, песчаники) и «бурого» (конгломераты,

полимиктовые песчаники, глинистые сланцы) девона. На породах «бурого» девона лежит осадочно-вулканогенная толща «серого» девона (песчаники, конгломераты, серые глинистые сланцы, туфы с прослоями кварцевых порфиров). Мощность эффузивной толщи местами достигает 400 м (средняя 200 м). Эта толща, известная под названием «палеобазальтовый покров», прослеживается в широтном направлении на расстояние 60 км от с. Новотроицкого на западе до с. Раздольного на востоке и дальше до с. Кумачевого (стар. назв. Покрово-Киреево). Магматизм зоны сочленения Приазовья с Донбассом подробно разобран в работах Н. В. Бутурлинова и др. (1959, 1972б).

Складчатая система Горного Крыма

Крымские (Таврические) горы располагаются в южной части Крымского п-ова и протягиваются вдоль берега Черного моря на расстояние 160 км от Севастополя до Феодосии.

Наиболее значительные обобщающие работы по петрографии Крыма принадлежат Ф. Ю. Левинсону-Лессингу и Е. Н. Дьяконовой-Савельевой (1933), В. И. Лучицкому (1939), В. И. Лебединскому и Н. Н. Макарову (1962), по геологии и тектонике — М. В. Муратову (1937, 1938, 1960 и др.) и др.

Складчатая структура Горного Крыма определяется как мегантиклинорий, южное крыло которого оборвано и погружено ниже уровня Черного моря. Выделяются два структурных этажа. Нижний представлен широкими антиклинальными поднятиями, сложенными породами таврической серии (ритмичное чередование аргиллитов, алевролитов, песчаников). На размытой поверхности этих складок лежат верхнеюрские и меловые отложения, слагающие более простые складчатые структуры. Породы обоих этажей перекрыты несогласно залегающей толщей верхнего мела, палеогена и неогена. Эти отложения распространены в области периклинального замыкания Крымского мегантиклинория (Керченский п-ов). Складчатые структуры усложнены крутыми надвигами и сбросами.

Древнейшие кристаллические породы в Горном Крыму залегают на больших глубинах. Об их составе судят

по составу галек в конгломератовых толщах мезозоя или по данным редких глубоких скважин, вскрывших кристаллический фундамент в Степном Крыму. Домезозойские породы представлены слюдистыми, хлоритовыми, графитовыми и карбонатсодержащими сланцами, габбро-диабазами и диабазовыми порфиритами (Черняк, 1969). Среди кристаллических пород мезозоя преобладают эффузивы и их туфы.

В. И. Лебединский (1969) выделил несколько этапов вулканической деятельности, которые по времени синхронны основным фазам складчатости: позднетриасовый, раннеюрский, среднеюрский, позднеюрский, раннемеловой.

Позднетриасовый вулканизм (потоки кератоспилитов, спилитов, кератофиров, порфиритов, диабазовых порфиритов, пласты туфов, туффитов, туфогенных песчаников и алевролитов) проявлен в окрестностях Симферополя. Продукты раннеюрского вулканизма (микродиабазовые и спилитовые порфириты, кератофиры, пирокласты) выявлены в долине Салгира (с. Лозовое) и на междуречье Бодрак — Альма (с. Дровянка).

Среднеюрский вулканизм наиболее полно проявился в районе Карадага (Лебединский, Макаров, 1962). Карадаг представляет собой сложнорасчлененный горный массив, разделяющийся на Береговой хребет и массив Святой горы. Боковые цепи Берегового хребта сложены переслаивающимися туфами, туфобрекчиями и лавами. Центральная его часть (массив Хоба-Тепе) внизу сложена кератофирами, а наверху — лаво-пирокластической толщей, сходной с толщей других частей хребта. Эта толща пронизана крутопадающими кератофировыми дайками. Крупными дайками такого же состава массив Хоба-Тепе отделен от боковых цепей. Дайки «отпрепарированы» в виде гигантских стен, украшенных высокими вертикальными столбами и башнями (Стена Лагорио и др.). Склоны Святой горы сложены трассами и липаритами (оксикератофирами), форма залегания которых придает вершине горы куполообразный облик. Мощность вулканогенной толщи Карадага превышает 775 м (Лебединский, 1969).

К продуктам позднеюрского (келловейского) вулканизма некоторые исследователи вслед за Ф. Ю. Левинсоном-Лессингом относят андезиты и дациты вершины

г. Кок-Кая. Проявления раннемелового вулканизма в Крыму устанавливаются только по пирокластическим породам, образующим слои и линзы в толще осадков альбского возраста (окрестности г. Балаклавы).

Магматизм Горного Крыма представлен позднетриасо-байосскими пластовыми интрузиями габбро-диабазов и байосскими несогласными телами габбро-диабазов и плагиогранит-порфиров (Кравченко, Лебединский, 1969; Лебедев, Оровецкий, 1969). Пластовые интрузии обычно согласно залегают в породах таврической серии. Их мощность не превышает 10—15 м. Байосские интрузии обнажаются в центральной части Южного берега (массивы Аюдаг, Чамны-Бурун и др.), в северной части Качинской антиклинали (села Прохладное, Трудолюбовка), в пределах Туакского поднятия (г. Солнечногорск и др.) Особенностью массивов габбро-диабазов и плагиогранит-порфиров является то, что они как бы отпрепарированы эрозией от вмещающих пород, сохраняя первоначальную форму магматических камер. Морфологическое разнообразие тел отражает различные стадии перехода от дайкообразных к куполовидным формам.

Часть I

МАГМАТИЧЕСКИЕ ПОРОДЫ

Кристаллическая порода относится к разряду магматических (магматогенных) в том случае, если она в процессе образования прошла стадию частичного или полного расплава. Магматические породы могут образоваться как в результате кристаллизации внедрившегося расплава, так и в процессе замещения первичных минеральных ассоциаций новыми, возникшими при привносе необходимых компонентов горячими растворами глубинного происхождения. Этот процесс получил название магматического замещения (Коржинский, 1952) и, возможно, является ведущим при формировании многих древнейших гранитоидов Украины.

Магматические породы определяются по двум видам признаков, которые условно могут быть названы внутренними и внешними.

К внутренним признакам магматического происхождения пород относятся:

выдержанность минерального состава и структур в больших массивах (гомогенность);

характерные минеральные ассоциации, появление которых возможно только при кристаллизации из расплава;

особые структуры (порфировые, гранофировые, стекловатые и др.), которые возможны только при прохождении породой стадии расплава;

химические и кристаллохимические особенности отдельных минералов, указывающие на кристаллизацию их из расплава;

наличие высокотемпературных минералов;

петрохимические и геохимические особенности.

Внешние признаки:

характер взаимоотношений определяемых пород с вмещающими; в подавляющем большинстве эти взаимоотношения свидетельствуют о более позднем образовании магматических пород (секущее залегание, резкие контак-

ты, отсутствие постепенных переходов, наличие ксенолитов, проникновение в полости отслоения и трещины вмещающих пород);

термальное воздействие на вмещающие породы (ороговикование, скарнирование, приконтактовый анатексис и др.);

механическое воздействие на вмещающие породы, в некоторых случаях указывающее на значительное давление, которое развивала поднимающаяся магма. Это воздействие проявлено в деформировании приконтактовых участков вмещающих пород.

На Украине магматические породы развиты преимущественно на УЩ, в Карпатских и Крымских горах и в Донбассе, где они выходят на дневную поверхность или залегают на небольшой глубине. На остальной территории УССР они залегают на больших глубинах (до нескольких тысяч метров) и фиксируются редкими скважинами.

В настоящем разделе магматические породы описаны по группам, различающимся химическим составом пород и прежде всего содержанием кремнезема, т. е. за основу взята химическая классификация горных пород Левинсона-Лессинга (1896). Использование такой общей классификации вызвано попыткой отразить в справочнике в систематизированном виде весь имеющийся материал по петрографии Украины, накопленный за период более чем столетнего ее изучения. За это время многократно менялись принципы систематики магматических пород. Некоторые авторы применяли собственные классификации. По мере накопления материала и развития геологических знаний менялись петрогенетические и структурно-стратиграфические концепции. Критическое переосмысливание обширного материала показывает, что многие термины, определения и понятия необходимо уточнить или вообще упразднить как лишние или дублирующие. Учитывая задачи настоящей работы, в справочнике по возможности отражены все бытующие в геологической литературе по Украине наименования магматических пород.

С учетом классификации А. Н. Заварицкого (1956) и рекомендаций Терминологической комиссии Петрографического комитета (1969) при характеристике магматических пород выделены следующие группы:

Ультраосновные (бесполевошпатовые породы).
Основные (габбро — базальты).
Средние (диориты — андезиты).
Кислые (граниты — риолиты и гранодиориты — дациты).
Щелочные (щелочные и нефелиновые сиениты, габброиды и др.).

Описание пород дается в последовательности их распространенности на территории Украины. Распространенность различных по химизму групп пород на Украине в общем отражает распространенность их в земной коре. Так, А. Н. Заварицкий (1956) приводит следующие цифры распространения изверженных пород на Украине (в %): граниты и гранодиориты — 93,6; габбро и основные эффузивы — 4,9; нефелиновые сиениты и другие щелочные породы — 1,2.

КИСЛЫЕ МАГМАТИЧЕСКИЕ ПОРОДЫ

Среди кислых магматических пород на территории Украины максимально распространены гранитоиды. Этот собирательный термин охватывает кислые (граниты, аляскиты) и умеренно кислые (гранодиориты и др.) полнокристаллические глубинные (абиссальные) породы, содержащие более 20% кварца (Коптев-Дворников и др., 1972). Согласно классификации, разработанной Терминологической комиссией МПК, гранитоиды по количеству плагиоклаза в составе салической части породы разделяются на аляскиты, граниты, адамеллиты, гранодиориты и тоналиты. К гранитам и аляскитам отнесены гранитоиды с резким преобладанием калишпата над плагиоклазом. Для гранодиоритов и тоналитов характерны обратные соотношения между полевыми шпатами. Адамеллиты занимают промежуточное положение, содержания плагиоклаза и калишпата в них примерно равны. Плагиограниты по соотношению полевых шпатов близки к тоналитам, однако кварца в них несравненно больше. Породы с содержанием кварца от 5 до 20% в зависимости от соотношения полевых шпатов относятся к кварцевым сиенитам, монцонитам, диоритам, т. е. к породам петрографически близким к гранитоидам.

Дальнейшее разделение гранитоидов и близких к ним пород может быть проведено по количественному содержанию цветных минералов. Например, выделяются лейкократовые, мезократовые и меланократовые граниты, гранодиориты, тоналиты и т. д. (табл. 8).

Таблица 8

Разделение гранитоидов по содержанию цветных минералов, %

Породы	Лейкократовые	Мезократовые	Меланократовые
Аляскиты	Цветных минералов практически нет		
Граниты и адамеллиты	<5	5—10	>10
Гранодиориты и сиениты	<10	10—15	>15
Монцониты	<15	15—20	>20
Тоналиты	<15	15—25	>25
Диориты и монцодиориты	<20	20—30	>30

Необходимость разработки количественно-минеральной классификации гранитоидов (и других пород) диктуется прежде всего неопределенностью и различием в толковании многих, казалось бы общепринятых, терминов. Так, даже такое наиболее распространенное понятие как *гранит* не является достаточно определенным, и многими авторами понимается по-разному. У А. Н. Заварицкого (1956) граниты — это «полнокристаллические и яснокристаллические равномернозернистые или иногда порфировидные горные породы, состоящие из кварца и существенного, преобладающего количества полевого шпата», что более соответствует термину *гранитоиды.* Отсюда ясно стремление большинства исследователей при описании конкретных гранитов добавлять к определению всевозможные уточняющие эпитеты, которые бы отражали их определяющие признаки, начиная от особенностей вещественного состава и кончая географическим положением.

Предложенная Терминологической комиссией МПК (Коптев-Дворников и др., 1972) количественно-минеральная классификация гранитоидов, основы которой заложены работами Б. М. Куплетского (1953) и др., и вспоследствии развиты многими петрографами, в том числе и А. Штрекайзеном (Streckeisen, 1968), представляется наиболее рациональной и объективной.

Однако эта классификация в настоящее время еще не является общепринятой. Наибольшие возражения вызывают пределы минеральных содержаний, обособляющие

ту или иную группу гранитоидов. Например, если следовать рекомендациям Терминологической комиссии МПК, то среди гранитоидов Украины широкое распространение должен получить термин *адамеллит,* достаточно редко встречающийся в украинской петрографической литературе. По А. Н. Заварицкому, к гранитам следует относить породы с содержанием плагиоклаза, равным содержанию калинатрового полевого шпата (калишпата), а по классификации Терминологической комиссии МПК плагиоклаза в граните должно быть значительно меньше, чем калишпата.

В задачу данного справочника не входит выработка рациональной классификации гранитоидов. Здесь приведены и обобщены сведения о магматических породах Украины с сохранением оригинальной авторской номенклатуры. Петрографическое описание гранитоидов приведено в монографиях В. И. Лучицкого и П. И. Лебедева (1934), Н. И. Безбородько (1929, 1935), В. И. Лучицкого, Н. П. Семененко, Л. Г. Ткачука и И. С. Усенко (1947), Л. Г. Ткачука (1948), Ю. Ю. Юрка (1953, 1956 и др.), Ю. Ир. Половинкиной (1954), Н. П. Семененко и др. (1954), а также в многочисленных статьях различных авторов.

При характеристике гранитоидов Украины исследователи в основном использовали термины *гранит* и *гранодиорит* с разными конкретизирующими эпитетами, отражающими состав, структуру, цвет и возраст гранитоидов. Эта терминология и сохранена нами.

Термины, применяемые в украинской петрографической литературе, при индивидуализации конкретных разностей гранитоидов могут быть подразделены на несколько групп, каждая из которых учитывает один определяющий признак. Таким образом, выделяются группы гранитоидов: по территориальной приуроченности; по особенностям минерального состава; по особенностям химизма; по структурным особенностям; по текстурным признакам; по цвету. Выделение таких групп достаточно условно и сделано только для удобства изложения материала. Иногда одна и та же разность описывается в нескольких группах.

Группа гранитов, выделенных по территориальной приуроченности, отражает традиционную тенденцию в петрографии УЩ классифицировать горные породы по

территориальному принципу, поэтому в справочнике она наиболее подробно охарактеризована.

Необходимо отметить, что выделение типов гранитов (и гранодиоритов) Украины по территориальной приуроченности, начатое еще в середине прошлого столетия К. М. Феофилактовым (1851) и впоследствии развитое Н. И. Безбородько (1935 б), продолжается до настоящего времени. Однако при индивидуализации отдельных типов гранитоидов Н. И. Безбородько основное внимание обращал на петрогенетическую сторону. Выделенные им типы гранитоидов не только занимали совершенно определенное место на петрогенетической карте (т. е. имели определенную структурно-территориальную приуроченность), но прежде всего отражали проявление в пределах конкретной площади (петрогенетического района) определенного петрогенетического процесса. Установленные Н. И. Безбородько типы гранитоидов могут рассматриваться в качестве интрузивно-ультраметаморфических комплексов (Усенко и др., 1972в, 1973а), а его представления о «сопряженных парах» гранитов могут быть положены в основу выделения отдельных магматических формаций (Личак и др., 1970).

Характеристика разностей гранитов остальных групп дается более схематично (со ссылками на первую группу). Целесообразность такого изложения материала усматривается и в том, что при пользовании справочником читатель легко находит в соответствующем разделе ответ на специально поставленные вопросы (например, какие на Украине имеются порфировидные или аплит-пегматоидные граниты и т. д.).

По возможности характеристика отдельных разностей гранитоидов в пределах групп располагается в алфавитном порядке.

Граниты

РАЗНОВИДНОСТИ ГРАНИТОВ, ВЫДЕЛЯЕМЫЕ ПО ТЕРРИТОРИАЛЬНОЙ ПРИУРОЧЕННОСТИ

Анатолийский гранит (анадольский гранит, гранит анатолийского типа) выделен Н. И. Безбородько (1935б). Описан в работах многих авторов (Гинзберг, 1916; Морозевич, 1922; Айнберг, 1933; Безбородько, 1935б; Царовский, 1948; Юрк и др., 1964; и др.).

Гранит розовый, лейкократовый, среднезернистый, неравномернозернистый, массивный, реже неяснополосчатый.

Структура гранобластовая, аллотриоморфнозернистая, реже гипидиоморфнозернистая с участками порфирогранобластовой.

Мин. состав: микроклин 37—55, олигоклаз 8—40, кварц 25—42, биотит 1—6 (в периферических разностях 8—10), амфибол 0—2 (только в приконтактовых разностях); второстепенные и акцессорные минералы — мусковит, эпидот, хлорит, монацит, циркон, магнетит, ильменит, сфен, анатаз, флюорит, апатит, гранат. Характерно обогащение монацитом, особенно в эндоконтактовых разностях (до 520 г/т; Ляхович, 1967), резкое преобладание апатита над цирконом, незначительное количество магнетита и сфена.

Хим. состав (см. табл. 11).

Физ. свойства: $\sigma=2{,}55$; $\varkappa=52—1482$ (492) (Собакарь, 1964).

Широко распространен в Восточном Приазовье (приазовская часть УЩ), обнажен по р. Калке (села Анадоль, Лидино, Мирное, ст. Карань). Сходные граниты встречаются также по рекам Юшанлы (с. Тарасовка) и Крушанлы (с. Долгое) и в других местах Западного Приазовья. В Восточном Приазовье слагает крупный Анадольский массив (около 300 км^2), а также несколько более мелких. Наиболее лейкократовые и равномернозернистые разности гранита приурочены к центральной части массива. На периферийных участках в породе увеличивается количество цветных минералов, появляются полосчатые текстуры, наблюдаются постепенные переходы в мигматиты (например, по б. Столовой). Содержит ксенолиты гнейсов и основных кристаллосланцев.

Анатолийский гранит приурочен к ядерным участкам таких крупных антиклинальных структур, как Лозоватская антиклиналь, Кальчик-Кальмиусский антиклинорий (Усенко и др., 1971б). Массивы этого гранита объединены в анадольский комплекс (Усенко и др., 1973а). Формирование комплекса относится к орогенному этапу развития Приазовского района. Граниты образовались в результате интенсивной гранитизации на месте пород лозоватской свиты в условиях эпидот-амфиболитовой фации.

Анатолийский гранит прорывается граносиенитами приазовского комплекса (Царовский, 1948; и др.). Изотопный возраст гранита (средний) 2000 млн. лет (аргоновый и свинцовый методы; Кушев и др., 1965).

Гранит как прекрасный строительный камень разрабатывается во многих карьерах (с. Мирное и др.). Может использоваться в качестве сырья для керамики при небольших затратах на обогащение (Юрк и др., 1964).

Андровский гранит выделен О. Л. Эйнором и др. (1971). Описан в работе Ю. Ю. Юрка и др. (1964).

Гранит желтовато-розовый (выветрелый), голубовато-светло-серый, среднезернистый, равномернозернистый. Характерна неясно выраженная гнейсовидность.

Структура гипидиоморфнозернистая, гранобластовая, местами аплитовая.

Мин. состав: микроклин 46,0—49,5, плагиоклаз 4,9—7,7, кварц 40,3—42,9, биотит 0,6—4,2, мусковит 0,6—1,6, прочие минералы до 1,5 (Юрк и др., 1964). В некоторых разностях много эпидота и хлорита (до 5%). Акцессории — магнетит, апатит, циркон, монацит, ортит, сфен. Ортит — реликтовый минерал, апатит преобладает над цирконом. Микроклин разъедает и замещает плагиоклаз. Кварц и полевой шпат часто образуют веретеновидные скопления.

Хим. состав (табл. 9).

Гранит слагает сравнительно крупный Андровский массив (обнажается по р. Обиточной севернее с. Дмитриевки, по р. Кильтичией в с. Андровке). Мелкие массивы обнажены по р. Кильтичией в районе с. Софиевки. Андровский массив залегает в ядерной части Андровской антиклинали, сложенной гнейсами и мигматитами лозоватской свиты (Эйнор и др., 1968). Форма его овальная. Гранит постепенно переходит во вмещающие биотит-амфиболовые гнейсы. Образовался гранит в процессе гранитизации этих гнейсов в условиях эпидот-амфиболитовой фации. По времени образования андровские граниты параллелизуются с породами анадольского комплекса (см. анатолийский гранит).

В с. Андровке гранит разрабатывается крупными карьерами на бут в щебень. По данным Ю. Ю. Юрка и др. (1964), при соответствующем обогащении этот гранит может использоваться в качестве сырья для керамической промышленности.

Химический состав серых равномернозернистых гранитов Украины, %

№	SiO_2	TiO_2	Al_2O_3	Fe_2O_3	FeO	MnO	MgO	CaO
1	73,00	0,19	13,00	0,95	1,72	Сл.	0,77	1,29
2	73,94	—	15,12	0,62	0,73	—	0,39	1,29
3	70,46	0,35	15,10	0,80	1,80	0,02	2,07	1,19
4	68,52	0,57	15,45	1,65	3,01	0,08	1,37	1,66
5	71,20	0,35	15,81	1,18	1,40	0,10	0,39	1,37
6	73,27	0,50	12,49	1,77	1,89	0,04	0,56	0,78
7	66,34	0,40	15,35	0,60	4,98	0,03	1,90	1,91
8	65,48	—	15,94	1,46	2,72	—	1,83	1,99
9	70,90	0,60	14,16	1,03	2,27	0,04	1,60	1,71
10	75,08	—	12,14	1,93	0,93	—	0,43	1,34
11	72,22	0,17	14,33	0,58	1,44	0,03	0,88	1,80
12	74,76	—	13,99	0,55	0,14	Сл.	—	0,79

Примечание: 1 — *антоновский гранит*, с. Антоновка, р. Горный Тикич 3 — *курчицкий гранит*, Волынь (Хатунцева, 1972б); 4 — *житомирский гранит*, Со 1948); 6 — *оствривский гранит*, с. Пугачевка, Волынь (Бухарев, 1972); 7 — *берди гранит*, г. Чуднов (Безбородько, 1935б); 9 — *салтычанский гранит*, Западное При лин, 1960); 11 — *равномернозернистый уманский гранит*, с. Конела, севернее г. Ума и др., 1964).

Антоновский гранит выделен Ю. Ю. Юрком (1953). Детально описан Ю. Ю. Юрком (1953), И. Б. Щербаковым (1972б) и др. В. Н. Чирвинским (1939) описан под названием *буковский* гранит.

Под этим же названием В. И. Лучицкий (1910) выделял житомирский гранит в северной части УЩ (см. житомирский гранит).

Гранит светло-серый, равномернозернистый, среднезернистый с массивной текстурой. Внешне очень похож на серый гранит житомирского типа из месторождения Соколова Гора возле г. Житомира.

Структура гранитовая (гипидиоморфнозернистая).

Мин. состав: микроклин 33,4, олигоклаз (№ 15—23) 31,9, кварц 29,7, биотит 3,6 (Юрк, 1953); второстепенные и акцессорные минералы — мусковит, хлорит, эпидот, цоизит, апатит, магнетит, циркон, пирит, рутил. Микроклин и плагиоклаз содержатся в породе в примерно равных количествах. Биотит красновато-коричневый, мусковитизирован. В кварце наблюдается волнистое погасание.

Хим. состав (см. табл. 9).

Таблица 9

Na_2O	K_2O	P_2O_5	CO_2	SO_3	H_2O^-	П. п. п.	Сумма
3,34	5,44	0,05	—	0,37	0,03	0,50	100,65
2,26	5,74	0,05	—	—	—	0,22	100,36
2,56	4,58	0,41	0,07	0,02	0,10	0,68	100,21
2,93	4,17	0,22	—	0,16	0,30	0,36	100,45
3,19	4,72	0,01	0,11	0,04	0,10	0,50	100,47
3,55	4,82	0,19	—	—	—	0,64	100,50
3,07	3,01	0,09	—	0,29	0,33	1,20	99,50
3,53	6,48	—	—	—	—	0,95	100,38
2,59	4,92	0,14	—	—	0,25	0,56	100,77
3,86	3,60	0,02	—	—	—	—	99,33
3,77	4,10	0,17	—	—	0,06	0,38	99,33
4,02	4,53	—	—	0,34	0,32	1,01	100,45

(Юрк, 1956а); 2 — *фастовский гранит*, с. Малая Снитинка (Безбородько, 1935б); колова гора (Юрк, 1958а); 5 — *гранит житомирского типа*, с. Мочулянка (Ткачук, *чевский гранит*, с. Жежелев, р. Гнилопять (Ивантишин, 1958); 8 — *бердичевский* азовье (Эйнор и др., 1971); 10 — *мокромосковский гранит*, Приднепровье (Ивантии (Усенко и др., 1972); 12 — *андровский гранит*, с. Андровка, Приазовье (Юрк

Антоновский гранит обнажается в каньонообразной долине Горного Тикича в районах сел Антоновки и Буков на протяжении около 5 км. Слагает вытянутое в северо-восточном направлении штокообразное тело, которое залегает в общем согласно со складчатой структурой района и приурочено к ослабленной разрывной зоне. Вмещающие породы — биотит-амфиболовые гнейсы, амфиболиты, кварцевые диориты и гранодиориты. С этими породами граниты имеют рвущий контакт и содержат их в виде ксенолитов. Тело гранитов с. Антоновки зональное (Юрк, 1953). Серый, собственно антоновский, гранит составляет внутреннюю зону, краевая часть представлена неравномернозернистым розовым аплит-пегматоидным гранитом.

Гранит Антоновского массива считают интрузивным аллохтонным образованием, слагающим, по мнению Ю. Ю. Юрка (1953), дискордантный плутон разрыва. Ю. Ю. Юрк допускает связь массива на глубине с более крупным телом и отрицает возможную связь антоновского и уманского гранитов.

По данным И. Б. Щербакова, к антоновскому граниту по составу близки породы более крупных Ставищанского

и Васильевского массивов. Все эти массивы объединены в антоновский комплекс (Усенко и др., 1973).

Бердичевский гранит (чудново-бердичевский, по Безбородько, 1935; чудновский, по Бельскому, 1910) выделен К. М. Феофилактовым (1851). Описан многочисленными исследователями (Лучицкий, Лебедев, 1934; Лучицкий, 1947а; Безбородько, 1929б, 1935б; Ивантишин, 1958, 1960; Щербак, 1961, 1970, 1972а; и др.).

Гранит серый, до темно-серого, среднезернистый, иногда крупнозернистый, неравномернозернистый, массивный и гнейсовидный. Характерные особенности — голубовато-серый кварц и наличие розово-красных кристаллов граната (иногда до 1 см в поперечнике), равномерно распределенных в породе.

Структура обычно гипидиоморфнозернистая, иногда порфировидная (порфирогранобластовая).

Мин. состав: плагиоклаз (олигоклаз) 40, калишпат 11, кварц 27, биотит 11, гранат (альмандин) 11 (Щербак, 1972); акцессории — циркон, циртолит, топаз, турмалин, монацит, ксенотим, апатит, силлиманит, андалузит, ставролит, дистен, магнетит, ильменит, пирит, пирротин. Содержание монацита достигает 300 г/т (Ляхович, 1967).

Отличительная особенность гранита — наличие большого количества кордиерита (иногда до 15—20%, Ивантишин, 1958), силлиманита и графита (до 5%), преобладание плагиоклаза над калишпатом. Калишпат представлен промежуточным ортоклазом. Биотит густо окрашен, всегда имеет красноватый оттенок (Усенко и др., 1972). По соотношению породообразующих минералов и химизму бердичевский гранит в общем следует рассматривать как гранодиорит, хотя некоторые развитые в подчиненном количестве разности и представляют собой типичный гранит. Например, в карьере с. Жежелева содержание главных минералов в граните следующее (в %): плагиоклаз 12,13; калишпат 32,23; биотит 15,89; кварц 38,54; прочие 1,21 (Ляхович, 1967).

Хим. состав (см. табл. 9).

Физ. свойства: $\sigma = (2{,}67)$; $\varkappa = (26)$ (Беланов, Индутный, 1964); $I_r = (2{,}2)$ (Толстой и др., 1973).

Бердичевский гранит широко распространен в пределах Подольского блока УЩ, где образует, возможно,

один крупный массив (свыше 10 000 км^2) сложного строения или несколько разобщенных массивов (Казатинский, Барский, Остропольский и др.). Обнажается в верховьях Случи, Тетерева, Роставицы, Рова, в бассейнах Гнилопяти, Гуйвы, Хоморы и др. Наиболее типичные обнажения — в окрестностях городов Чуднова, Казатина, Бердичева, с. Жежелева и др.

Бердичевский гранит согласно залегает в гнейсах, мигматитах, чарнокитах, с которыми имеет постепенные переходы, что свидетельствует об образовании его на месте в результате магматического замещения указанных пород. Вместе с тем многочисленные ксенолиты гнейсов в граните часто развернуты или смещены (Ивантишин, 1960), что является следствием мобильности материнского расплава.

Бердичевский гранит образовался в результате преобразования исходных гранат-биотитовых гнейсов в условиях низкотемпературной части гранулитовой фации. Массивы бердичевского гранита отражают орогенный этап развития Подольского района УЩ и объединены в бердичевский комплекс (Усенко и др., 1973а).

По данным М. Н. Ивантишина (1960) и Н. П. Щербака (1970), бердичевские граниты секут гнейсы подольской серии и, в свою очередь, прорываются жилами житомирского гранита. Абсолютный возраст гранитов детально изучен Н. П. Щербаком (1965, 1970 и др.) и ограничивается пределами 2100—2400 млн. лет. Наиболее вероятный возраст установлен по монациту — 2100± ±150 млн. лет (Щербак, 1965).

Бердичевский гранит считается высококачественным строительным и декоративным камнем и широко разрабатывается открытым способом (г. Чуднов, г. Бердичев, с. Жежелев и др.).

Бобринецкий гранит (Усенко и др., 1972в).

Описан Ю. Ир. Половинкиной (1936), Ю. В. Кононовым и И. М. Этингофом (1965) и др.

Слагает южную часть крупного Кировоградско-Бобринецкого массива (см. кировоградский гранит). От кировоградского гранита отличается меньшей зернистостью (мелкопорфировая разность) и преобладающей оранжево-бурой окраской биотита (Усенко и др., 1972а).

Богуславский гранит (богуславский тип гранита, по Безбородько, 1935б; росинский гранит, по Усенко и др.,

Химический состав порфировидных гранитов Украины, %

№	SiO_2	TiO_2	Al_2O_3	Fe_2O_3	FeO	MnO	MgO
1	68,14	0,51	13,26	1,68	3,11	—	0,37
2	68,04	0,32	18,90	1,02	3,06	0,06	0,99
3	69,76	0,48	14,83	0,79	2,46	0,03	1,14
4	68,31	0,39	15,36	0,80	4,00	0,09	0,63
5	71,83	0,13	14,88	1,67	1,92	0,03	0,31
6	71,40	0,11	15,22	0,84	2,13	0,01	0,70
7	71,05	0,36	13,84	1,27	1,66	0,06	0,90
8	72,57	0,19	14,20	0,46	1,37	0,03	0,72
9	67,31	—	16,58	1,20	2,10	—	1,03
10	70,05	0,38	14,79	0,79	2,06	2,02	0,97
11	66,45	—	15,24	1,86	3,34	—	1,25
12	72,97	0,30	13,60	0,97	0,58	—	0,46
13	75,20	—	11,45	3,42		—	1,04
14	73,75	—	12,75	1,50	1,06	—	0,06

Примечание: 1 — *каранский гранит*, р. Кальмиус, с. Гранитное (Без *линский гранит*, овраг Бочковатый, Кировоградский район (Половинкина, 1936а); *ский гранит* (Усенко и др., 1972а); 6 — *боковянский гранит*, с. Братолюбовка (Се 1972а); 8 — *росинский гранит*, с. Михайловка, р. Рось (Усенко и др., 1972а); 9 — *гранит*, район г. Коростышева, среднее по 22 анализам (Логвин, 1970); 11 — *му нит*, с. Осницк, Волынь (Ткачук, 1958а); 13 — *корнинский гранит*, г. Корнин (Лу 1935б).

1972в). Описан в работах Н. И. Безбородько (1935б), Л. Г. Ткачука (1937), И. Б. Щербакова (1972а) и др.

Гранит серый, участками розоватый, порфировидный.

Структура порфировидная, гипидиоморфнозернистая.

Мин. состав: микроклин (микроклин-пертит), олигоклаз-альбит, кварц, биотит; акцессории — апатит, сфен, циркон, гранат, монацит, магнетит; единичные зерна роговой обманки. Размеры вкрапленников микроклина в этом граните (1—2 см) несколько меньше, чем в сходном с ним кировоградском. Микроклин менее упорядочен по сравнению с микроклином из уманского гранита, т. е. более высокотемпературный (Щербаков, 1972а). Биотит коричневый с зеленоватым оттенком.

Хим. состав (табл. 10).

Богуславский (росинский) гранит распространен в среднем течении Роси, ниже г. Белой Церкви. Некоторыми исследователями (Ткачук, 1937) выделяется самостоятельный Богуславский массив (район г. Богуслава).

Таблица 10

CaO	Na_2O	K_2O	P_2O_5	F	H_2O^-	П. п. п.	Сумма
2,22	4,36	5,65	—	—	—	0,15	99,45
2,32	3,38	1,90	—	—	—	0,24	100,23
2,57	3,25	3,55	—	—	1,10	0,96	100,92
1,10	2,95	6,09	—	0,13	0,10	0,44	100,39
0,84	2,87	4,79	0,07	—	0,01	0,15	99,50
1,81	3,80	4,28	—	—	0,14	0,12	100,56
1,95	3,37	4,67	0,28	—	0,07	0,59	100,07
1,87	3,44	4,55	0,23	—	0,03	0,47	100,13
3,11	3,83	4,19	—	—	—	0,72	100,07
1,69	3,72	4,65	—	—	0,17	0,57	99,86
1,45	4,07	4,66	—	—	—	1,33	99,65
1,29	3,91	5,18	0,08	—	0,15	0,60	100,09
1,40	2,87	4,67	—	—	—	0,30	100,35
0,31	4,15	4,80	—	—	—	0,94	99,32

бородько, 1935б); 2 — *демуринский гранит*, б. Демурина (Ладиева, 1972); 3 — *до-*
4 — *кировоградский гранит*, г. Кировоград (Усенко и др., 1972а); 5 — *новоукраин-*
мененко, 1958); 7 — *уманский гранит*, с. Ятрановка, р. Ятрань (Усенко и др.
богуславский гранит, с. Пугачевка (Безбородько, 1935б); 10 — *коростышевский*
харевский гранит, с. Мухарев, Волынь (Безбородько, 1935б); 12 — *осницкий гра-*
чицкий, Лебедев, 1934); 14 — *пержанский гранит*, с. Перга, Волынь (Безбородько,

Этот массив характеризуется концентрически зональным строением. Центральная часть его сложена крупнопорфировидным гранитом, аналогичным кировоградскому, средняя — мелкопорфировидным, собственно богуславским, и периферическая — однороднозернистым, сходным с житомирским. Во вмещающих породах протягивается зона экзоконтактовых аплит-пегматитовых жил.

Из других локальных массивов следует назвать Таращанский (р. Рось), располагающийся в пределах Белоцерковского антиклинория.

Массивы богуславского гранита объединены в богуславский комплекс порфировидных гранитов (Усенко и др., 1973а). Изотопный возраст биотита из гранитов г. Богуслава — 1840 млн. лет (Щербаков, 1972а).

Боковянский гранит (термин встречается в работах Л. Г. Ткачука, 1947а; Н. П. Семененко, 1948, 1958а; М. Н. Доброхотова, 1967; и др.).

Детально описан Ю. Ир. Половинкиной (1936а), Л. Г. Ткачуком (1947а), Н. П. Семененко и др. (1954, 1958) и др.

Гранит красный и красно-серый, крупнопорфировидный, черноквarцевый.

Структура порфировидная, гипидиоморфнозернистая.

Мин. состав: микроклин 41, плагиоклаз 26—29, кварц 25—30, биотит 6—25 (в аплитоидных разностях содержание микроклина до 54%); акцессории — монацит, апатит, циркон, редко ортит. В незначительном количестве встречаются гиперстен и роговая обманка. Размеры вкрапленников микроклина 1×2—1,5×3 см. Решетка микроклина выражена плохо. Плагиоклаз № 26—29, в периферических разностях альбит-олигоклаз. Биотит высокожелезистый, буро-коричневый, содержит многочисленные включения апатита и циркона. Кварц черного или темно-серого цвета, иногда наблюдается в виде порфировых обособлений.

Хим. состав (см. табл. 10).

Боковянский гранит слагает куполовидный Боковянский массив, общая площадь которого, по данным Ю. Ир. Половинкиной (1936а), составляет около 600 км². Обнажается по рекам Боковой и Боковеньке. Контактовые участки массива обычно закрыты, но все же по отдельным обнажениям Ю. Ир. Половинкина делает вывод о его согласном залегании в толще гнейсов. В северо-западной части наблюдается несогласное (дискордантное) залегание контактовой плоскости массива. Внедрение боковянского гранита контролировалось разрывом северо-западного простирания. С этим же направлением связана и преимущественная ориентировка порфировых вкрапленников, а также ксенолитов гнейсов и амфиболитов.

В петрографическом отношении массив представляет собой непрерывную и постепенную смену пород от довольно основной чарнокитовой разновидности до кислой, представленной красными биотитовыми гранитами и аплитами. Средняя его часть сложена биотит-гиперстеновыми и биотит-роговообманковыми гранитами, периферическая — черноквarцевыми гранитами и аплитами. Согласно Л. Г. Ткачуку (1947а), по времени образования боковянский гранит близок к осницкому комплексу, однако изотопный возраст его 1960—2090 млн. лет (Иван-

тишин, 1965). Верблюжский, Боковянский и Митрофановский массивы черноквarцевых гранитов объединены в верблюжско-боковянский гранитоидный комплекс (Усенко и др., 1973а).

Буковский гранит выделил В. Н. Чирвинский (1939). Излишний синоним антоновского гранита (см. антоновский гранит). Употребляется для обособления гранита житомирского типа, обнажающегося по р. Горному Тикичу (села Буки, Антоновка), от собственно житомирского (антоновского, по В. И. Лучицкому) гранита района Житомира.

Верблюжский гранит (Доброхотов, 1967 и др.); по М. Н. Ивантишину (1963), гранит верблюжского типа. Детально описан Ю. Ир. Половинкиной (1936б), Н. П. Семененко (1958) и др.

Гранит красно-серый, крупнозернистый, порфировидный, черноквarцевый, аналогичный боковянскому (см. боковянский гранит).

Верблюжский гранит слагает вытянутый в северо-западном направлении массив (около 200 км^2), обнажающийся по р. Верблюжке и б. Водяной (от с. Спасово до с. Петрово). Массив имеет зональное строение. Периферическая его часть сложена красным порфировидным гранитом, а центральная — гиперстенсодержащими породами типа чарнокитов. Эти породы постепенно сменяют друг друга и пересекаются аплитоидными гранитами. Массив приурочен к крупному разрыву северо-западного простирания, контролирующему также Митрофановский массив аналогичных порфировидных гранитов.

Верблюжский гранит (в среднем 2160 млн. лет) древнее боковянского (в среднем 2010 млн. лет). Некоторые различия между этими гранитами намечаются и по содержанию тория в монацитах. Однако они не столь существенны, а большое количество сходных признаков позволяет объединять массивы этих гранитов в единый верблюжско-боковянский комплекс (Усенко и др., 1973а).

Верблюжско-боковянский гранит (термин встречается в работах М. Н. Ивантишина, 1960; Усенко и др., 1972а; и др.).

Имеются в виду граниты верблюжско-боковянского комплекса (см. боковянский и верблюжский граниты), развитого в пределах выделенного М. Н. Ивантишиным (1965) Ингулецкого срединного массива.

Вознесенский (трикратский) гранит (Усенко и др., 1972в).

Гранит серый и зеленовато-серый, порфировидный, крупнозернистый.

Структура порфировидная, гипидиоморфнозернистая.

Мин. состав: микроклин, плагиоклаз, кварц, биотит: акцессории — гранат, циркон, монацит. В микроклине слабо развита двойниковая решетка. Биотит бурый, с красноватым или оранжевым оттенком.

Вознесенским гранитом сложены многочисленные массивы, развитые на западном крыле Кировоградского антиклинория (Лысогорский, Вознесенский и др.). В общем, граниты могут быть сопоставлены с образованиями кировоградского комплекса (см. кировоградский гранит), однако их структурное положение, и в особенности физико-химические условия образования, позволяют предполагать наличие самостоятельного трикратского комплекса порфировидных гранитов (Усенко и др., 1973а). Изотопный возраст этих гранитов 1900—2100 млн. лет (Ярощук, 1965).

Демуринский гранит выделила В. Д. Ладиева (1972). Описан Н. П. Семененко (1958в), В. Д. Ладиевой (1972) и др.

Гранит серый, биотитовый, порфировидный с розовым полевым шпатом.

Структура порфировидная, гипидиоморфнозернистая.

Мин. состав: микроклин 25—60, плагиоклаз 30—40, кварц 25—30, биотит 6—9, прочие минералы 0,2—0,8 (Ладиева, 1972). Среди вкрапленников преобладает микроклин, но иногда значительное их количество (до 40%) представлено плагиоклазом (альбит-олигоклазом и альбитом). Для вкрапленников (размеры до 2 см по длинной оси) характерна удлиненно-призматическая, а в местах катаклаза очковая форма. В обнажениях сел Тамаровки и Варваровки в демуринских гранитах вблизи контакта их с жилами розового аплит-пегматита наблюдается скопление зерен ортита в ассоциации с магнетитом. Содержание ортита до 10—15%.

Хим. состав (см. табл. 10).

Демуринский гранит обнажается по б. Демуриной от места впадения ее в р. Саксагань на протяжении 10 км

возле сел Тамаровки, Варваровки, Новочигириновки, ст. Савро; он слагает крупный Демуринский массив. По данным Н. П. Семененко, массив приурочен к блоку архейского возраста, ограниченному более молодыми складчатыми образованиями. На многих обнаженных участках видно сложное неравномерное строение массива, обусловленное частым чередованием разностей, в той или иной мере обогащенных микроклином, вплоть до существенно микроклиновых пегматоидных шлиров. Граниты секутся жилами аплитоидного гранита и пегматита (с. Варваровка). Иногда характерно ориентированное расположение порфировых вкрапленников (вертикальная ориентировка по б. Демуриной).

Массивы порфировидных гранитов р. Саксагани объединены в демуринский комплекс. Кроме Демуринского, к этому комплексу отнесены Петриковский массив (б. Петрикова) и несколько мелких массивов в верховье Саксагани (с. Соевка и др.). Изотопный возраст демуринских гранитов 2870—2900 млн. лет (Ладиева, 1972).

Граниты разрабатываются в карьерах (ст. Савро и др.).

Днепровский гранит (днепровский тип гранита, по Н. И. Безбородько, 1935б).

Описан в работах Н. И. Безбородько (1935б), Ю. Ир. Половинкиной (1954), Н. П. Семененко (1958г), В. И. Орсы (1973) и др.

Гранит розовый и желто-розовый, лейкократовый, неравномернозернистый.

Структура аплитовая, пегматитовая, пегматоидная, гипидиоморфнозернистая, редко порфировидная и др.

Мин. состав: микроклин и плагиоклаз (содержания могут сильно изменяться), кварц 20—35. В незначительном количестве содержатся биотит, роговая обманка, мусковит. А. П. Никольский и А. К. Прусс (1971) приводят следующий минеральный состав днепровских гранитов: граниты аляскитовидные — микроклин 49,2, плагиоклаз 18,5, кварц 29,5, биотит 1,0, амфибол 1,6, акцессории 0,9; граниты аплитовидные — микроклин 47,3, плагиоклаз 19,1, кварц 32,2, биотит 1,2, акцессории — 0,2. Акцессории — апатит, циркон, рутил, монацит, ортит, сульфиды, магнетит — содержатся в очень непостоянных количествах даже на различных участках одного тела.

Хим. состав (табл. 11).

Химический состав розовых и розово-красных гранитов Украины, %

№	SiO_2	TiO_2	Al_2O_3	Fe_2O_3	FeO	MnO	MgO
1	71,70	0,04	14,41	1,47	1,15	0,02	0,65
2	75,17	0,08	12,48	1,17	0,72	0,01	0,14
3	72,85	0,30	12,48	1,21	2,46	—	0,20
4	74,26	0,14	13,77	1,03	0,73	—	0,44
5	72,90	0,15	10,66	1,40	2,48	0,04	1,08
6	75,08	0,16	11,80	1,07	1,71	0,03	0,20
7*	71,25	0,17	13,93	1,45	2,12	—	0,10
8	74,52	0,09	14,19	1,14	0,75	0,06	0,39
9	75,55	0,06	13,30	2,24	0,73	0,02	0,37
10	73,38	0,05	14,92	1,16	0,40	—	0,16
11	72,20	0,06	15,25	0,81	0,72	0,03	1,10

* В сумму входит F — 0,45%.

Примечание: 1 — *екатериновский гранит*, р. Кальчик, с. Екатериновка Могилы, Приазовье (Ивантишин, 1960); 3 — *токовский гранит*, р. Каменка, уро 8 анализов (Безбородько, 1935б); 5 — *днепровский гранит*, с. Орлик, р. Днепр анализов (Галецкий, 1970); 7 — *лезниковский гранит*, Волынь (Безбородько, 1935б); на (Беспалько, 1970); 9 — *аляскитовый гранит (хочинский)*, с. Юрово, Волынь 1969); 11 — *анатолийский гранит*, с. Карань, Приазовье (Юрк и др., 1964).

Физ. свойства: σ=2,40—3,05 (2,58) (Шаповал, Антонюк, 1964).

Н. И. Безбородько (1935б) указывает на многочисленные пункты развития жильных и штокообразных тел днепровского гранита. Согласно его выводам, днепровский тип гранита весьма широко распространен на УЩ (в особенности в районе Среднего Приднепровья).

В общем смысле этот термин является сборным понятием и охватывает лейкократовые жильные породы (эпимагматический материал, по Н. И. Безбородько) самых разнообразных генетических источников. Несомненно, что различные жильные и штокообразные тела аплит-пегматоидных гранитов могут относиться к разновозрастным магматическим комплексам. Решение этого вопроса, по мнению Ю. Ир. Половинкиной (1954), является одной из первоочередных задач.

Днепровские розовые порфировидные граниты и их пегматоидные и аплитоидные сателлиты Н. П. Семененко (1948) отнес к третьей группе интрузий, впоследствии объединенных Ю. Ир. Половинкиной (1954) в днепровско-токовский интрузивный комплекс. Возраст комплекса

Таблица 11

CaO	Na_2O	K_2O	P_2O_5	SO_3	H_2O^-	П. п. п.	Сумма
0,66	3,66	5,30	—	—	0,31	1,48	100,85
0,69	3,78	5,24	—	—	—	0,31	99,79
1,40	2,36	5,47	—	—	—	0,41	99,14
1,18	2,87	5,38	—	—	—	0,26	100,06
1,73	3,36	4,32	—	0,60	0,30	—	99,02
0,61	3,78	4,71	0,02	—	—	0,34	99,51
0,72	3,54	5,66	—	—	—	0,52	99,91
0,55	2,66	4,14	0,06	0,02	0,19	0,61	99,37
0,12	3,77	2,24	0,05	—	0,25	0,6	99,30
0,76	4,93	4,31	0,02	0,05	0,28	0,60	100,74
0,12	3,87	4,68	0,06	0,02	0,60	1,33	100,85

(Ивантишин, 1960); 2 — *каменномогильский порфировидный гранит*, Каменные чище «Водопад» (Безбородько, 1935б); 4 — *днепровский гранит*, среднее по данным (Семененко, 1958г); 6 — *пержанский гранит* (апогранит), среднее по данным 77 8 — *устиновский крупнозернистый гранит*, с. Устиновка, Сущано-Пержанская зо- (Беспалько,1970); 10 — *стародубовский гранит*, Приазовье (Полуновский и др.,

определен как послекриворожский. А. П. Никольский и А. К. Прусс (1971) предлагали выделить граниты этого типа в самостоятельный днепровский интрузивно-ультраметаморфический комплекс, принимая во внимание важную роль аплитовидных гранитов в образовании пегматитов и гидротермальных месторождений.

В результате определения изотопного возраста днепровских гранитов, встречающихся как в обнажениях по р. Днепру в районе Днепропетровска, Кременчуга и Запорожья, так и в других местах, получены разнообразные цифры, показывающие широкие временные пределы формирования этих гранитов (2200—3000 млн. лет, Комлев и др., 1959).

Днепровско-токовский гранит. Термин употребляется некоторыми исследователями (Ивантишин, 1960; и др.) для обозначения жильных гранитов днепровско-токовского комплекса (см. днепровский гранит).

Долинский гранит (Усенко и др., 1972в). Детально описан Ю. Ир. Половинкиной (1936а), как гранит Долинского массива.

Гранит крупнопорфировый, серый, массивный или неясно гнейсовидный.

Структура порфировидная, гипидиоморфнозернистая.

Мин. состав: плагиоклаз (№ 27—32), микроклин, кварц, биотит, реже роговая обманка; вторичные минералы — хлорит, серицит, кальцит; акцессории — циркон, апатит, сфен, магнетит. Порфировые выделения представлены микроклин-пертитом. Биотит зелено-бурый или красно-коричневый.

Хим. состав (см. табл. 10).

Гранит слагает крупный Долинский массив, приуроченный к ядерной части Ингулецкого срединного массива (Ивантишин, 1965). Обнажения наблюдаются по р. Боковеньке от устья оврага Березнеговатого до с. Григоро-Денисовки, по б. Каменоватой (левый приток Висуни), по р. Березовке (с. Антоновка и др.), по р. Грузкой и др. Он вскрыт большим карьером в б. Поповой.

В граните отмечены ксенолиты биотитовых и биотит-пироксеновых гнейсов, количество которых увеличивается к западному контакту массива (Кононов, 1972). Ориентировка ксенолитов, флюидальности и некоторых жил пегматитов совпадает с направлением общей вытянутости массива (Половинкина, 1936а). Массив залегает согласно со структурами гнейсовой толщи. Гранит Долинского массива отнесен к кировоградскому комплексу порфировидных гранитов (Усенко и др., 1973а). Изотопный возраст биотита из долинского гранита 1720—2100 млн. лет (Кононов, 1972).

Екатериновский гранит (Ивантишин, 1960 и др.). Описан М. Н. Ивантишиным (1960), Д. П. Виноградовым (1964), Ю. Ю. Юрком и др. (1964), и др.

Гранит розовый, крупнозернистый, порфировидный, массивный.

Структура порфировидная, гипидиоморфнозернистая.

Мин. состав: микроклин, плагиоклаз (№ 5—18), кварц, биотит. В. В. Ляхович (1967) приводит следующий состав екатериновского гранита: калишпат 18,77—30,96, плагиоклаз 7,84—22,89, кварц 41,60—62,81, биотит 2,22—11,02; вторичные минералы 1,71—3,29; акцессории — апатит, топаз, флюорит, циркон, монацит, колумбит. Вкрапленники представлены микроклином. Основная масса

состоит из плагиоклаза, кварца, калишпата. Состав микроклина в основной массе и вкрапленниках идентичен. Биотит оливково-зеленый, сильно мусковитизирован.

Хим. состав (см. табл. 11).

Физ. свойства: $\sigma = 2{,}63$ (Собакарь, 1964).

Гранитом сложен Екатериновский массив (около 8 км^2), обнажающийся по р. Кальчику возле с. Екатериновки (Восточное Приазовье) и приуроченный к участку пересечения Малоянисольской разрывной зоны с крупным региональным разломом субширотного простирания. Массив характеризуется четко дискордантным залеганием и представляет собой шток изометричной формы. Внедрение екатериновского гранита связано с завершающей фазой среднепротерозойского магматизма субплатформенной стадии (Царовский, 1972). Екатериновский массив относится к образованиям каменномогильского комплекса (см. каменномогильский гранит).

Изотопный возраст биотита из гранитов согласно многим определениям находится в интервале 1660—1800 млн. лет (Ивантишин, Куц, 1965; Герлинг, 1962; и др.).

С екатериновским гранитом связаны рудопроявления редких металлов. При небольших затратах на обогащение гранит может быть использован в качестве сырья для производства керамики (Юрк и др., 1964).

Житомирский гранит (житомирский тип гранита, по Н. И. Безбородько. 1935б). В ранних работах В. И. Лучицкого (1919, 1934 и др.) применялся синоним — антоновский гранит (с. Антоновка в верховье Ирши), впоследствии этот автор также выделяет житомирский гранит (Лучицкий, 1936, 1947 г.). Описан в работах Н. И. Безбородько (1935б), Л. Г. Ткачука (1947в, 1948), Ю. Ю. Юрка (1958а), Н. П. Щербака (1961), Э. И. Логвина (1970) и др.

Гранит светло-серый, среднезернистый, равномернозернистый, биотитовый.

Структура гипидиоморфнозернистая.

Мин. состав: калишпат 28,6, плагиоклаз (№ 20—31) 34,7, кварц 25,1, биотит 7,7, мусковит 3,2; акцессории — 0,7 (циркон, монацит, турмалин, сфен, гранат, апатит, магнетит и др.) (Щербак, 1972). Калишпат представлен микроклином с меньшей степенью упорядоченности, чем у микроклинов кировоградских гранитов (Личак и др., 1970). Биотит характеризуется красноватым и

оранжевым оттенками, повышенной глиноземистостью и умеренным содержанием титана (Усенко и др., 1972а).

Хим. состав (см. табл. 9).

Физ. свойства: $\sigma=(2{,}65)$, $\varkappa=13{,}4—16{,}6$ (15,0), $I_n=(6{,}3)$ (Толстой и др., 1973).

Н. И. Безбородько (1935б) предполагал, что житомирским гранитом сложен крупный батолит, вытянутый в широтном направлении. По данным геологического картирования последних лет установлено, что граниты этого типа образуют небольшие штокообразные массивы (до 15—20 км в диаметре), залегающие среди гнейсовой толщи, метаморфизованной в условиях амфиболитовой фации. Наиболее типичные обнажения известны по р. Тетереву в районе г. Житомира (Соколова Гора и др.). Н. И. Безбородько отмечает, что непременной чертой житомирского гранита является широкое развитие на площади его распространения гнейсового покрова, изобилующего аплит-пегматитовыми жилами.

Контакты житомирского гранита с вмещающими породами интрузивные (Щербак, 1972в). Жилы этого гранита секут породы бердичевского комплекса. Иногда отмечается зональность массивов, выраженная в развитии на периферийных участках розовых аплитоидных или порфировидных разностей. Наблюдается также чередование равномернозернистого (житомирского) и порфировидного (коростышевского) гранитов. Переход между этими гранитами постепенный (Щербак, 1972в).

Массивы житомирского гранита в районе развития тетеревской гнейсовой серии объединены в житомирский комплекс среднеглубинной нижнепротерозойской формации нормальных гранитов (Усенко и др., 1973а). Изотопный возраст гранитов, по данным многочисленных определений разными методами, находится в пределах 1700—1900 млн. лет (Щербак, 1965). С житомирским гранитом генетически связаны широко развитые в северо-западной части УЩ пегматитовые поля. Серый житомирский гранит интенсивно разрабатывается как весьма ценный строительный камень.

Житомирско-коростышевский гранит (коростышевско-житомирский тип).

Термин употреблялся В. И. Лучицким (1930, 1947г), Л. Г. Ткачуком (1948) как синоним гранита кировоградско-житомирского комплекса, в данное время излишний.

Каменномогильский гранит (гранит каменномогильского типа) выделен М. Н. Ивантишиным (1960). Описан И. Г. Сагайдаком (1937), Ю. Ю. Юрком (1956а), В. Н. Гладким (1958), Ю. Ю. Юрком и др. (1964), Д. П. Виноградовым (1964) и др.

Гранит розовый, неяснопорфировидный, крупнозернистый, с массивной текстурой.

Структура гипидиоморфнозернистая, местами порфировидная.

Мин. состав: микроклин, плагиоклаз, кварц (содержатся в примерно равных количествах), биотит и мусковит; акцессории — флюорит, топаз, ксенотим, касситерит, циркон, сфен, торит, апатит, циннвальдит, монацит, колумбит, вольфрамит, гранат, барит, магнетит, ильменит. Порфировые вкрапленники представлены микроклином (3—4 см) часто с пятнистыми сегрегационно-метасоматическими пертитами (Руденко, 1954). Плагиоклаз — альбит (№ 4—5) и альбит-олигоклаз (№ 15). Биотит зеленовато-бурый, часто мусковитизирован. Фиолетовый флюорит и бесцветный топаз приурочены к зонам приконтактовой грейзенизации.

Хим. состав (см. табл. 11).

Гранит слагает Каменномогильский массив, расположенный в верховье Каратыша (Приазовье) и выраженный в рельефе двумя параллельными скальными хребтами, протягивающимися на расстояние 2,5 км в северо-западном направлении. Площадь массива около 10 км^2. Интрузия приурочена к участку пересечения субмеридионального разлома, проходящего восточнее ст. Розовка, и пояса развития даек северо-западного простирания. Форма массива овальная (вытянут в северо-западном направлении), внутреннее строение сравнительно простое, состав и структуры пород довольно однообразны. Периферические разности сложены более мелкозернистой аплитоидной фацией гранита и отличаются повышенным содержанием слюды, флюорита и других акцессорных минералов. Контакт с вмещающими породами резкий, секущий. Многими учеными установлено пересечение даек кварцевых порфиров (рвущие контакты, ксенолиты) каменномогильским гранитом, что свидетельствует о сравнительно молодом возрасте последнего. И. Д. Царовский (1972) рассматривает этот гранит в составе каменномогильского комплекса, формирование которого

происходило в завершающие стадии становления граносиенитовой серии Приазовья (после нефелиновых пород).

Изотопный возраст биотита из гранитов Каменных Могил 1800—1880 млн. лет (Елисеев и др., 1965; Ивантишин, Куц, 1965). С каменномогильским гранитом связаны рудопроявления редких и рассеянных элементов.

Каранский гранит (каранский тип гранита) выделил Н. И. Безбородько (1935б). А. К. Лихтарь выделила под названием *дубовский* гранит (Царовский, 1958). Описание дается в работах Л. Ф. Айнберг (1933), Н. И. Безбородько (1935б), И. Д. Царовского (1958), Н. А. Елисеева и др. (1965) и др.

Гранит крупнопорфировидный, розово-серый рогово-обманко-биотитовый.

Структура порфировидная, гипидиоморфнозернистая.

Мин. состав: микроклин 32—42, плагиоклаз 20—25, кварц 25—35, биотит 10—20, роговая обманка 3—5, прочие минералы — 0,1—0,2 (Юрк и др., 1964); акцессории — апатит, циркон, магнетит, ильменит. Пироксен (ромбический и моноклинный) встречается (не во всех разностях) в виде единичных зерен. Микроклин и микроклин-пертит входят в состав основной массы и выделяются в виде вкрапленников. Размеры вкрапленников достигают 5 см по длинной оси. Иногда они параллельно ориентированы. Роговая обманка по химизму близка к щелочной разности, что свидетельствует о субщелочном характере каранского гранита. Плагиоклаз — альбит-олигоклаз и олигоклаз — в местах обогащенных фемическими минералами близок к олигоклаз-андезину. Биотит красно-бурый, с плеохроичными двориками вокруг включений акцессориев.

Хим. состав (см. табл. 10).

Площадь развития каранского гранита охватывает северную часть Кальмиусского массива. Обнажения его в виде столоподобных и грибоподобных скал наблюдаются по р. Кальмиусу выше с. Гранитного (стар. назв. Карань), а также по притокам Кальмиуса — балкам Вербовой, Дубовой, Широкой, Кровавой и др. Характерны постепенные переходы каранского гранита в граносиенит и щелочноземельный сиенит. Гранит представляет собой наиболее кислую разность пород сиенитового комплекса Приазовья (Царовский, 1972).

Изотопный возраст каранского гранита определен по биотиту — 1750 млн. лет и по амфиболу — 1895 млн. лет (Царовский, 1965).

К северной части массива приурочены пегматитовые жилы, секущие гранит. В некоторых из них содержится амазонит (с. Староигнатьевка).

Кировоградский гранит (зиновьевский, кировский, по Н. И. Безбородько, 1935б; елизаветградский, по П. Меркульеву, 1889; гранит кировоградского типа). Детально описан Н. И. Безбородько (1935б), Ю. Ир. Половинкиной (1936б), Л. Г. Ткачуком (1947в) и др.

Гранит серый или розовато-серый, порфировидный, с розовыми или розово-серыми вкрапленниками полевого шпата.

Структура порфировидная, гранитовая.

Мин. состав: микроклин 45,04, плагиоклаз 12,08, кварц 35,65, биотит 6,22; вторичные минералы 1,01 (Ляхович, 1967); акцессории — монацит, ксенотим, циркон, апатит, гранат (иногда до 7335,8 г/т, Ляхович, 1967), рутил, ильменит, магнетит, пирит. Ю. В. Кононов (1972) отмечает также сфен и ортит. Роговая обманка содержится в виде единичных зерен. Обогащаясь роговой обманкой, гранит совершенно незаметно переходит в биотит-роговообманковую разность (б. Скелеватая). Биотит в шлифах буровато-коричневый, редко зеленовато-бурый. Порфиробласты представлены микроклином. Нередко их ориентировка совпадает с простиранием вмещающей толщи. Размеры их 2—4 см (по длинной оси) и меньше. Плагиоклаз от № 17 до № 35 (в плагиоклазовых разностях). Основная масса среднезернистая (р. з. от 2—3 до 4—5 мм), серого цвета, густота темного оттенка зависит от количества содержащегося биотита.

Хим. состав (см. табл. 10).

Физ. свойства: $\sigma = 2{,}56—2{,}92$ (Шаповал, Антонюк, 1964); $\varkappa = (12{,}4)$, $I_n = (2{,}1)$ (Толстой и др., 1973).

Кировоградский гранит широко развит в центральной части УЩ (Кировоградский блок). По данным Л. Г. Ткачука (1947в), площадь его развития превышает 13 000 км². Выделяются Кировоградский, Бобринецкий (Кировоградско-Бобринецкий), Чигиринский (Чигиринско-Знаменский), Долинский крупные гранитные массивы, а также более мелкие — Пантазиевский, Можоринский,

Новгородский (Кононов, 1969). Три первых массива образуют широкую меридиональную полосу, прослеживающуюся через весь УЩ, и приурочены к восточному крылу Кировоградского антиклинория. Наиболее типичные обнажения кировоградского гранита наблюдаются в районах городов Кировограда (по рекам Ингулу, Сугоклее, Каменоватой), Бобринца (по рекам Бобринцу, Сугоклее), Знаменки (в верховьях Ингульца, Скелеватой), Александрии (по р. Каменке).

Массивы кировоградского гранита залегают согласно в толще гнейсов ингульской и ингулецкой серий. При приближении к гнейсовой толще этот гранит постепенно сменяется серым среднезернистым биотитовым гранитом типа житомирского. Эти приконтактовые участки кировоградского гранита обогащены аплит-пегматитовыми и пегматитовыми жилами. Порфировидные граниты всех перечисленных массивов объединены в кировоградский комплекс нижнепротерозойской формации нормальных гранитов (Усенко и др., 1973а).

Изотопный возраст гранитов Кировоградско-Бобринецкого массива 1750—2000 млн. лет (Кононов, 1972). Кировоградский гранит как прекрасный строительный камень разрабатывается в многочисленных карьерах.

Кировоградско-житомирский гранит (кировоградско-житомирский тип гранита).

Термин встречается в работах М. Н. Ивантишина (1960) и др. Имеется в виду гранит кировоградско-житомирского комплекса (см. кировоградский и житомирский граниты). Этот комплекс выделен Л. Г. Ткачуком (1947в). В его составе объединены житомирские, кировоградские, богуславские, антоновские, мухаревские, коростышевские, новоукраинские, корнинские и другие граниты УЩ. Обоснование для выделения комплекса с учетом новых геологических данных и многочисленных измерений абсолютного возраста приводится в работах Н. П. Щербака и др. (1965, 1970, 1972 и др.). Исследованиями последних лет доказывается целесообразность разделения его на два самостоятельных комплекса — кировоградский и житомирский (Личак и др., 1970; Усенко и др., 1973а).

Корнинский гранит выделил Н. И. Безбородько (1929б). Описан в работах Н. И. Безбородько (1929б), В. И. Лучицкого и П. И. Лебедева (1934) и др.

Гранит розово-серый, порфировидный с мясо-красными вкрапленниками полевого шпата.

Структура гипидиоморфнозернистая, порфировидная.

Мин. состав: микроклин, олигоклаз, кварц, биотит. В составе основной массы и среди вкрапленников (до 2 см) преобладает красный микроклин-пертит. Гранит обогащен темно-коричневым биотитом.

Хим. состав (см. табл. 10).

Корнинский гранит обнажен в верховье Ирпеня в районе г. Корнина. По данным В. И. Лучицкого, этот гранит относится к коростышевскому типу. Н. И. Безбородько в более поздних работах (1935б) отнес корнинский гранит к кировоградскому типу.

Гранит является высококачественным строительным камнем.

Коростенский гранит (коростенский тип гранита) выделил Н. И. Безбородько (1935б). Описан Н. И. Безбородько (1929б, 1935б). Как рапакививидный (рапакивиподобный) гранит Коростенского плутона описан В. С. Соболевым (1947), И. Л. Личаком (1957, 1958б, 1972а) и др.

Гранит красный, неяснопорфировидный, массивный, крупнозернистый, биотитовый.

Структура гипидиоморфнозернистая, местами порфировидная и микропегматитовая.

Мин. состав: калишпат, кварц, плагиоклаз, биотит, изредка роговая обманка. Характерно наличие флюорита.

Гранит иногда слабопорфировидный, особенно его среднезернистые разности. Однако, как отмечал Н. И. Безбородько, выделение коростенского типа гранита обусловлено прежде всего отсутствием или слабым развитием порфировидной структуры. В нечетких порфировых выделениях калишпата оторочка олигоклаза не наблюдается.

Физ. свойства: $\sigma = (2{,}62)$; $\varkappa = (50)$ (Беланов, Индутный, 1964).

По данным Н. И. Безбородько, коростенский гранит преобладает среди пород Коростенского плутона, развитого в северной части УЩ. Сложный Коростенский плутон является одной из наиболее крупных интрузий габ-

бро-анортозитовой и рапакиви-гранитной формаций (Усенко и др., 1974).

Л. Г. Ткачук (1940) относит Коростенский плутон и другие подобные интрузии УЩ к коростенскому комплексу. Обнажается описываемый гранит по р. Ужу (села Зеленица, Пугачевка и др.), а также вблизи сел Сычевки, Щербатовки, Писаревки. Этот гранит постепенно сменяется россоховским или же гранитом рапакиви. Данный факт является основным при возражении против выделения коростенского типа гранита в понимании Н. И. Безбородько (Лучицкий, 1947б; Соболев, 1947б; Личак, 1972а; и др.). По петрографическим особенностям коростенский гранит имеет сходство с каранским гранитом Приазовья.

С коростенским гранитом связаны месторождения топазоносных пегматитов.

Коростышевский гранит выделил В. И. Лучицкий (1912). Описан В. И. Лучицким (Лучицкий, Лебедев, 1934), Ю. Ю. Юрком (1958а), Э. И. Логвином (1970) и др.

Гранит серый, порфировидный.

Структура порфировидная, гранитовая.

Мин. состав: микроклин 17—48 (среднее 31), плагиоклаз (№ 16—22) 19—47 (30), кварц 12—33 (23), биотит 4—18 (10), мусковит 2—12(5). В незначительном количестве содержится роговая обманка. Акцессории — апатит (до 2%), анатаз (иногда до 3%), монацит, сфен, циркон, гранат, турмалин, флюорит, магнетит, ильменит, рутил, пирит, молибденит.

Микроклин выделяется в виде вкрапленников (до 1,5×3 см) и содержится в основной массе. Биотит темно-бурый и зеленовато-бурый, содержит много включений апатита и циркона. Мусковит развивается преимущественно по биотиту. Роговая обманка темно-зеленая, замещается биотитом.

Хим. состав (см. табл. 10).

Физ. свойства: $\sigma = (2{,}57)$; $\varkappa = (35)$ (Беланов, Индутный, 1964).

Коростышевским гранитом сложен массив, обнажающийся в районе г. Коростышева и вытянутый в субмеридиональном направлении согласно с простиранием вмещающей гнейсо-мигматитовой толщи. Наиболее крупные выходы гранита встречаются по правому берегу Тетере-

ва и прослеживаются в западном направлении от г. Коростышева до с. Кошарицы, а также по р. Мыке (села Забродье и Старосельцы). Площадь массива равна примерно 600 км² (Юрк, 1958). По данным Э. И. Логвина (1970), массив имеет зональное строение. Наружные его участки сложены равномернозернистым гранитом житомирского типа, содержащим жильные тела аплит-пегматоидных гранитов, а внутренние представлены собственно коростышевским порфировидным гранитом. При этом наблюдается постепенное увеличение размеров вкрапленников в направлении к центру массива. Коростышевские и житомирские граниты бассейна Тетерева отнесены к единому кировоградско-житомирскому гранитоидному комплексу (Щербак, 1965).

Изотопный возраст (по свинцовому методу) этих гранитов 1700—2100 млн. лет (Логвин, 1970). С коростышевскими и житомирскими гранитами этого района связаны многочисленные жильные тела аплитов и пегматитов.

Коростышевский гранит является высококачественным строительным камнем и разрабатывается в карьерах.

Курчицкий гранит выделил Н. И. Безбородько (1929б). Описан в работах Н. И. Безбородько (1929б), Л. Г. Ткачука (1948) и др.

Гранит серый, равномернозернистый.

Структура гранитная.

Мин. состав: микроклин 29,5, кислый плагиоклаз 31,4, кварц 28,7, биотит 9,7, прочие 0,7 (гранит с. Мочулянки; Ткачук, 1948); акцессории — апатит, циркон, магнетит, ильменит, сфен. Микроклин имеет хорошо выраженную двойниковую решетку.

Хим. состав (см. табл. 9).

Н. И. Безбородько в более поздних своих работах (1935б) курчицкий тип гранита считал второстепенным и рассматривал его как проявление гранита житомирского типа в крайней северо-западной части УЩ. Л. Г. Ткачук (1948) также относит этот гранит к кировоградско-житомирскому (коростышевско-житомирскому) комплексу.

Курчицким гранитом сложены небольшие массивы, залегающие в гнейсо-мигматитовой толще северо-западной части УЩ. Гранит обнажается в многочисленных карьерах по р. Случи от с. Чижовки до с. Городницы. Более крупные карьеры и скальные выходы наблюдают-

ся в районе с. Курчицы. Некоторые исследователи (Гречишникова, Чистякова, 1972; и др.) полагают, что серым гранитом сложен более крупный Сербовский массив (около 350 км^2).

По мнению В. И. Лучицкого (Лучицкий, Лебедев, 1934), курчицкий гранит — это всего лишь крупнозернистая разность антоновского (житомирского) гранита.

С курчицким гранитом в северо-западной части УЩ связаны многочисленные жилы аплитов и пегматитов.

Лезниковский гранит выделил Н. И. Безбородько (1935б). Кроме того, описан в работах В. С. Соболева (1947б), И. Л. Личака (1957) и др.

Гранит розово-красный, среднезернистый, биотитовый.

Структура гипидиоморфнозернистая и аллотриоморфнозернистая.

Мин. состав: микроклин, плагиоклаз (альбит), кварц, биотит; акцессории — циркон, флюорит, касситерит. Микроклин решетчатый, часто наблюдается микроклин-пертит. Количество биотита незначительное, цвет бурый и зеленый.

Хим. состав (см. табл. 11).

Лезниковский гранит образует небольшой массив в окрестностях сел Лезников и Топорища, приуроченный к южной части Коростенского плутона. Массив контактирует (вклинивается) с габброидами Володарск-Волынского массива. По данным И. Л. Личака (1972а), лезниковский гранит относится к более молодым образованиям по сравнению с рапакивиподобными гранитами и по времени формирования синхронен с мориононосными пегматитами коростенского комплекса.

По существенно полевошпато-кварцевому составу и структурным особенностям этот гранит можно параллелизовать с такими породами, как граниты Пержанской зоны (Личак, 1958а), а по характеру акцессорной минерализации — сопоставить с екатериновским и каменномогильским гранитами Приазовья (Усенко, 1958а). Изотопный возраст лезниковского гранита (по биотиту) 1610 млн. лет (Полевая и др., 1958).

Благодаря красивому розово-красному цвету и высоким физико-механическим показателям, лезниковский гранит считается высококачественным декоративным камнем.

Львовковский гранит выделила Н. А. Беспалько (1970, 1972).

Гранит красно-розовый, порфировидный, лейкократовый, среднезернистый.

Структура порфировидная, участками гранофировая.

Мин. состав: микроклин-пертит 45—65, плагиоклаз 3—18, кварц 30—35, биотит 1—3, амфибол (единичные зерна); акцессории — магнетит, циркон, флюорит, малакон, торит, оранжит, молибденит, пирит, ильменит, ортит.

Микроклин-пертит образует порфировые выделения и содержится в основной массе в гранофировых срастаниях с кварцем. Плагиоклаз—альбит-олигоклаз (№ 12—16), а также альбит (№ 3—5). Кварц иногда имеет голубоватую окраску. Биотит темно-зеленый и темно-бурый (более поздний). Амфибол представлен ферригастингситом.

Гранитом сложен значительный по размерам массив, приуроченный к Сущано-Пержанской разрывной зоне. Обнажения прослеживаются по левому берегу долины Уборти от с. Хмелевка до с. Юрово на расстояние 15 км и дальше до с. Рудни-Перганской.

Львовковский гранит так же, как и сырницкий, является краевой фацией сложного Пержанского массива. Наблюдаются постепенные переходы между этими гранитами. Приконтактовые разности гранита несут следы катаклаза, выразившиеся в рассланцевании и появлении очковой текстуры. По возрасту сопоставляется с пержанским гранитом (пержанский комплекс).

Мокромосковский гранит (янцевский гранит) выделил В. И. Орса (1972). Описан в работах Н. П. Семененко (1958ж), В. И. Орсы (1973) и др.

Гранит серый, среднезернистый, равномернозернистый, биотитовый.

Структура гипидиоморфнозернистая.

Мин. состав: микроклин 5—35, плагиоклаз (№ 8—15) 35—60, кварц до 30, биотит 5—11, мусковит до 6. Изредка встречаются в единичных зернах роговая обманка и диопсид. Акцессории — апатит, циркон, монацит, ильменит, магнетит, пирит; очень редко — ортит, торит, флюорит, молибденит, рутил, сфен. Микроклин характеризуется высокой рентгеновской триклинностью (Орса, 1973). Биотит темно-бурый, с высокой железистостью,

частично мусковитизирован. Монацит (до 25—30 г/т) буровато-желтый.

Хим. состав (см. табл. 9).

Мокромосковский гранит принимает участие в строении Мокромосковского (Янцевского) гранитного массива, обнажающегося по р. Мокрой Московке восточнее г. Запорожья (с. Натальевка, ст. Янцево). Площадь развития гранита около 1000 км² (Семененко, 1958ж). Массив характеризуется в общем изометричной формой с отдельными мощными апофизами, согласно вклинивающимися во вмещающие породы. Многие геологические данные, в том числе активные контакты с породами конкской серии (Ладиева, 1972), свидетельствуют о его более молодом возрасте по сравнению с вмещающими породами.

По данным В. И. Орсы (1972), массив сложен серыми и розово-серыми среднезернистыми биотитовыми, двуслюдяными, розовыми аплит-пегматоидными и мелкозернистыми жильными гранитами. Наиболее широко развиты биотитовые (особенно мокромосковские) граниты. Аплит-пегматоидные граниты (часто очень светлые) секут мокромосковский гранит в разных направлениях. На некоторых участках массива в большом количестве встречаются в разной степени ассимилированные ксенолиты вмещающих гнейсов.

Янцевский гранитный массив входит в мокромосковский комплекс архейской формации нормальных гранитов УЩ (Усенко и др., 1973а). Изотопный возраст мокромосковского гранита 2650 млн. лет (Щербак и др., 1966).

Мокромосковский гранит разрабатывается в карьерах, наиболее крупный из которых расположен на берегу Мокрой Московки в 3 км от ст. Янцево.

Мухаревский гранит (мухаревский тип гранита; старокорецкий гранит, по Л. Г. Ткачуку, 1948) выделил Н. И. Безбородько (1935б).

Описан в работах Н. И. Безбородько (1929б, 1935б), Л. Г. Ткачука (1948) и др.

Гранит розовый, крупнозернистый, порфировидный.

Структура порфировидная, гипидиоморфнозернистая.

Мин. состав: калишпат, олигоклаз (№ 20—28), кварц, биотит, редко роговая обманка; акцессории — апатит, циркон, титанит, магнетит, изредка в шлирах — силлиманит, кордиерит, гранат, флюорит (Безбородько,

1935б). Вкрапленники представлены микроклином (до 3 см по длинной оси). Микроклин преобладает над плагиоклазом. Биотит красно-бурый, с большим количеством включений апатита, циркона, ильменита.

Хим. состав (см. табл. 10).

Обнажения мухаревского гранита (Мухаревский массив) наблюдаются по р. Корчику в селах Мухареве, Печиводах, Тростянце, Поддубцах, Кутках. Сходные порфировидные граниты слагают Барашевский, Новоград-Волынский и Токаревский (Гречишникова, Чистякова, 1972), Якубовско-Белашовский (Ткачук, 1948) и другие массивы. Массивы иногда имеют зональное строение: в центре располагается порфировидный, а по периферии — серый равномернозернистый гранит.

Мухаревский гранит относится к образованиям кировоградско-житомирского комплекса (Ткачук, 1948). Изотопный возраст (по аргоновому методу) сходного с ним новоград-волынского порфировидного гранита 1600—1640 млн. лет (Хатунцева, Ивантишин, 1965).

Новоукраинский гранит выделил И. С. Усенко и др. (1972в).

Описан в работах Н. И. Безбородько (1935б), Ю. Ир. Половинкиной (1950а, 1954), Ю. В. Кононова (1965) и др.

Гранит красный, крупнозернистый, порфировидный, трахитоидный.

Структура резко порфировидная, местами криптовая, гипидиоморфнозернистая.

Мин. состав: микроклин (микроклин-пертит) 30—50, альбит-олигоклаз 20—40, кварц 10—30, биотит 2—10 (Кононов, 1969). По данным В. В. Ляховича (1967), трахитоидные граниты района Новоукраинки состоят из микроклина (43,10%), плагиоклаза (15,87), кварца (39,04), биотита (1,55), вторичных минералов (1,55%) и акцессориев — граната (до 30 кг/т), монацита, циркона, апатита, рутила, магнетита.

В граните преобладают таблитчатые выделения мясо-красного микроклина, обычно ориентированные в одном направлении (трахитоидная текстура). Местами количество вкрапленников настолько значительно, что образуется криптовая структура (основная масса зажата в небольших промежутках между вкрапленниками). Полевые шпаты детально изучены А. С. Марфуниным

(1962). Кварц черный. Биотит бурый, темно-бурый, иногда ярко-коричневый. Гранат сильно железистый (95%).

Хим. состав (см. табл. 10).

Физ. свойства: $\sigma=2{,}51—2{,}85\,(2{,}57)$ (Шаповал, Антонюк, 1964).

Новоукраинский гранит преобладает среди пород Новоукраинского массива, обнажающегося по рекам Черному и Сухому Ташлыкам, Мертвоводу, Сугоклее, Саваклее, Малой и Большой Высям и др. Площадь массива около 3000 км².

Массив приурочен к ядерному участку Кировоградского антиклинория. Строение его сложное. В периферической части отмечаются более основные разности, представленные монцонитами (Безбородько, 1935б) или гранат-биотит-эулитовыми гранитами типа чарнокитов (по данным Е. Н. Голуб). Эти разности залегают в виде согласных шлиров или ксенолитов среди красных гранитов.

По данным Е. Н. Голуб, взаимоотношения новоукраинского гранита с вмещающими гнейсами интрузивные. Наблюдается приконтактовое ороговикование гнейсов. Между кировоградским и новоукраинским гранитами иногда устанавливаются постепенные переходы. С породами Корсунь-Новомиргородского плутона, занимающего северную часть Кировоградского антиклинория, гранит имеет тектонический контакт. Ю. Ир. Половинкина (1954) относила новоукраинские граниты к коростенскому комплексу. По данным Ю. В. Кононова (1972), время образования новоукраинских и кировоградских гранитов совпадает. И. С. Усенко и др. (1973а), учитывая специфические черты рассматриваемых гранитов, считают целесообразным выделить их в самостоятельный новоукраинский комплекс глубинных гранитов. Изотопный возраст гранитов 1900 ± 30 млн. лет (Кононов, 1972).

Новоукраинские граниты используются как строительный камень и разрабатываются в многочисленных карьерах.

Осницкий гранит выделил Л. Г. Ткачук (1946).

Детально описан в работах Л. Г. Ткачука (1946, 1947 г, 1948, 1958а и др.).

Гранит розово-серый и красный, массивный и порфировидный, с характерным сиренево-серым кварцем.

Структура порфировидная, гипидиоморфнозернистая.

Мин. состав (средний): микроклин 30,2—45,7, плагиоклаз 14,1—28,4, кварц 20,6—48,7, биотит 0,4—10,6. Мин. состав типичной разности осницкого гранита (розовый гранит района г. Осницка): микроклин 34,5, плагиоклаз 24,7, кварц 33,1, биотит 3,2, прочие 3,5 (Ткачук, 1947г). Акцессории — апатит, циркон, ильменит, магнетит, пирит, рутил, ортит, флюорит.

Л. Г. Ткачук по минеральному составу выделяет следующие разности осницкого гранита: 1 — монцонитовый гранит (наиболее распространенный) с содержанием полевых шпатов в пределах 50—70% при приблизительно равных количествах микроклина и плагиоклаза; 2 — обычный гранит с таким же общим содержанием полевых шпатов, но с соотношением между микроклином и плагиоклазом 1,3—2,0; 3 — калиевый гранит с соотношением калиевых и натриевых полевых шпатов большим 2,0. В порфировидных разностях содержится четкорешетчатый микроклин (до 2,5 см). Состав плагиоклазов меняется в широких пределах (№ 16—47). Биотит наблюдается во всех разностях, обычно темно-бурый.

Хим. состав (см. табл. 10).

Физ. свойства: $\sigma = (2{,}72)$; $\varkappa = (4500)$ (Беланов, Индутный, 1964).

Осницкий гранит развит в северной части УЩ на большой площади (около 1200 км^2). Обнажения наблюдаются в районах городов Клесова, Рокитного, Осницка, Глинного, Дубно и др. Наиболее крупный массив — Клесовско-Рокитнянский (Рокитнянский), более мелкие массивы — Белашовский, Карпиловский и др.

Осницкий гранит входит в состав сложного осницкого комплекса, охватывающего, по данным Л. Г. Ткачука и А. Я. Хатунцевой (1972), разнообразные вулканогенно-осадочные и интрузивно-ультраметаморфические образования — метадиабазы, кварцевые порфиры, апокератофиры, лептиты (клесовиты), биотитовые и биотит-андалузитовые гнейсы, габброиды, диориты, сиениты, дайковые породы. Все эти породы сформировались, по мнению А. Я. Хатунцевой, в пределах Осницкой геосинклинальной зоны. Образование гранитов происходило в средний орогенный этап развития (1700±100 млн. лет) геосинклинали (Хатунцева, 1972б). Интрузия гранитного расплава

сопровождалась широко развитыми процессами ассимиляции более древних основных пород, что и обусловило образование разнообразных гранитоидов осницкого комплекса (Ткачук, 1948).

Островский гранит выделил В. П. Бухарев (1972). Описан в работах Ю. Ю. Юрка (1948), И. Л. Личака (1957), В. П. Бухарева (1972) и др.

Гранит серый, мелкозернистый, биотитовый, со своеобразной «оспенной» текстурой.

Структура порфировидная, гранитовая.

Мин. состав: микроклин 40—50, плагиоклаз 15—25, кварц 20—25, биотит 5—8; акцессории — апатит, циркон, сфен, ильменит. В редких вкрапленниках (до 1 см) выделяется микроклин. В микроклине наблюдаются простые двойники. Плагиоклаз (№ 5—15) слабо зонален. Биотит красно-бурый. Очковые выделения сложены агрегатом кордиерита, биотита, микроклина. Кордиерит образует бесцветные корродированные зерна размером 1,0—2,5 мм.

Хим. состав (см. табл. 9).

Гранит обнажается в карьерах сел Островки и Зубринки (северная часть УЩ). Образует дайки (мощность первые метры), секущие рапакивиподобные граниты коростенского комплекса, а также песчаники пугачевской свиты. Дайки приурочены к контакту коростенских гранитов и вмещающей гнейсо-мигматитовой толщи. Расположение даек контролируется разрывами меридионального и субширотного простираний (Бухарев, 1972).

Островский биотитовый гранит И. Л. Личак (1972а) относит к жильным образованиям коростенского комплекса, В. П. Бухарев (1972) выделяет их в самостоятельный дайковый комплекс, более молодой, чем коростенские граниты. Ю. Ю. Юрк (1948) рассматривал тела островского гранита как ксенолиты вмещающих пород в породах Коростенского плутона.

Определения изотопного возраста островского (1710—1770 млн. лет) и коростенского (1760—1870 млн. лет) гранитов в этом районе (Бухарев, 1972) подтверждают вторую точку зрения, т. е. что дайки островского гранита более молодые образования по сравнению с породами Коростенского плутона.

С островским гранитом сопоставляется гранит с. Искреннего (Кировоградский антиклинорий), тела которого

также приурочены к контактовой зоне гранитов коростенского комплекса (западный контакт Корсунь-Новомиргородского плутона).

Мин. состав: калишпат 33,2, плагиоклаз 28,1, кварц 32,3, биотит 5,2, прочие минералы 1,2 (Юрк, 1953).

Пержанский гранит (гранит пержанского типа, по Н. И. Безбородько, 1935б; пержанский апогранит, по Н. А. Беспалько, 1972).

Детально описан в работах Н. И. Безбородько (1935б), И. Л. Личака (1958б), Л. С. Галецкого (1970), Н. А. Беспалько (1970) и др.

Гранит красно-розовый, массивный или гнейсовидный, слабопорфировидный.

Структура порфировидная, иногда микропегматитовая, лепидогранобластовая.

Мин. состав: микроклин-пертит 30—50, кварц 25—45, альбит 9—40, микроклин решетчатый и амазонит 0,5—5, сидерофиллит 0,5—8, мусковит 0,4, эгирин 3—5; акцессории — флюорит, циртолит, торит, молибденит, касситерит, бастнезит, магнетит, колумбит и др. По преобладанию одного из цветных минералов выделяются сидерофиллитовые (наиболее распространены), эгириновые, амфиболовые и амазонитовые разности гранита. Особенности минерального состава: отсутствие первичного плагиоклаза, обогащение калишпата рубидием (0,1—0,2%), а сидерофиллита — рубидием (0,95%) и литием (0,55%). Среди акцессориев наиболее распространен желтовато-бурый циртолит.

Хим. состав (см. табл. 11).

Физ. свойства: $\sigma = (2{,}63)$ (Беланов, Индутный, 1964), $\varkappa = 350—2200$ (1200), $I_n = 16—270$ (106) (Савенко, Глевасская, 1967).

Массив пержанского гранита приурочен к центральной части Сущано-Пержанской разломной зоны. Площадь его около 70 км². Обнажения встречаются по р. Уборти (от с. Перги до с. Рудни-Хочинской) и по р. Перге (от устья до с. Рудни-Перганской). По данным Н. А. Беспалько (1972), пержанские граниты (апограниты) залегают среди аляскитовых (хочинских и львовковских) гранитов и образуют линзовидное тело, выклинивающееся в северо-восточном направлении. Ориентировка полосчатости северо-восточная.

Пержанский гранит несомненно относится к метасоматически преобразованным породам (Хатунцева, Орса, 1963; Галецкий, 1970). Биотитовый гранит Пержанского массива, по мнению И. Л. Личака (1958), по химизму, минеральному составу, текстурно-структурным особенностям близок к лезниковскому граниту Коростенского плутона.

Н. А. Беспалько (1972) рассматривает пержанский гранит в составе пержанского комплекса, интрузивные образования которого представлены аляскитовыми гранитами, а метасоматические — апогранитами (собственно пержанский гранит), грейзенами и щелочными метасоматитами. Интрузивные породы по петрохимическим особенностям параллелизуются с породами коростенского комплекса. Вместе с тем многие признаки свидетельствуют об их формировании в гипабиссальных условиях (формация малых интрузий).

Изотопный возраст пержанского гранита (по аргоновому методу) 1190—1380 млн. лет (Беспалько, 1972).

С зонами метасоматоза в пержанском граните связана перспективная редкометальная минерализация.

Росинский гранит выделил И. С. Усенко и др. (1972в).

Гранит порфировидный (порфиробластический), среднезернистый, обнажается в среднем течении Роси, начиная от г. Белой Церкви до г. Богуслава (см. богуславский гранит).

Россоховский гранит (россоховский тип гранита) выделил Н. И. Безбородько (1935б). Описан Н. И. Безбородько (1929б, 1935б).

Гранит розово-красный, крупнозернистый, порфировидный, биотит-амфиболовый.

Структура порфировидная, гипидиоморфнозернистая, микропегматитовая.

Мин. состав: плагиоклаз, ортоклаз, микроклин, кварц, биотит, роговая обманка; акцессории — циркон, апатит, флюорит. Размеры овоидов калиевого полевого шпата 1,5—2 см.

Россоховский гранит обнажается по р. Ужу (села Межиречка, Дидковичи, хут. Россоховский и др.) и по р. Жереву (села Повча, Гамарня, Рудня-Повчанская, Игнатполь и др.). Этот гранит слагает северную и восточную части Коростенского плутона. От коростенского гранита отличается более выразительным порфировидным сло-

жением, преобладанием роговой обманки среди цветных минералов. От типичных гранитов рапакиви отличается отсутствием или нечетким развитием оторочки олигоклаза вокруг овоидов ортоклаза. Биотит-роговообманковый россоховский гранит связан постепенными переходами как с коростенским гранитом, так и с гранитом рапакиви. Выделение этого типа гранита из рапакиви, сделанное Н. И. Безбородько (1935б), по мнению В. И. Лучицкого (1939) и В. С. Соболева (1947б), петрологически не обосновано.

Изотопный возраст россоховского гранита (с. Игнатполь), определенный по биотиту, составляет 1772 млн. лет (Личак, 1972а).

Салтычанский гранит (гранит салтычанского типа, радоловский гранит, ортитовый гранит) выделен М. Н. Ивантишиным (1960).

Гранит подробно описан Н. И. Безбородько (1928б), И. Г. Сагайдаком (1937), Г. К. Фельдманом (1941), Ю. Ю. Юрком и др. (1964) и др.

Гранит серый, среднезернистый, массивный, с частой вкрапленностью смоляно-черного ортита.

Структура гипидиоморфнозернистая.

Мин. состав: микроклин 5—52, плагиоклаз 12—45, кварц 20—37, биотит 5—12, мусковит до 0,5, прочие минералы до 3; акцессории — ортит, апатит, циркон, сфен, рутил, ильменит, турмалин, флюорит, гранат, магнетит, пирит, халькопирит, молибденит и др. Микроклин преобладает над плагиоклазом. Плагиоклаз — альбит-олигоклаз (№ 5—22). Биотит зеленый с бурым оттенком. Зерна ортита (2—3 мм в поперечнике) неравномерно рассеяны в породе.

Хим. состав (см. табл. 9).

Физ. свойства: $\varkappa = 800—1200$ (950), $I_n = 35—65$ (50) (Савенко, Глевасская, 1967).

Салтычанский гранит обнажается в верховье Обиточной (села Салтычия, Обиточное), а также по р. Сосикулак (с. Радоловка) в Приазовье.

Гранитом сложены небольшие жильные или штокообразные тела площадью в несколько квадратных километров, секущие вмещающие тоналиты обиточненского комплекса (Эйнор и др., 1971) и гнейсы корсак-шовкайской свиты (Усенко и др., 1971б). Штокообразные тела иногда имеют зональное строение: по периферии развит

розово-серый сравнительно лейкократовый гранит, а в центре — серый с бо́льшим количеством биотита, ортита и меньшим — микроклина. Небольшие массивы гранита этого типа обнаружены также в бассейне Конки (с. Басань) (Усенко, 1960). Массивы салтычанского гранита Западного Приазовья и гранодиорита района с. Павлополь (Кравченко, Цуканов, 1972) объединены в салтычанский комплекс (Усенко и др., 1972б). Изотопный возраст гранита 2130 млн. лет (Ивантишин, Куц, 1965).

Салтычанский гранит — высококачественный строительный и декоративный камень (Могила Салтычья).

Стародубовский гранит выделен Р. М. Полуновским и др. (1969).

Гранит светло-серый с розоватым оттенком, средне- и крупнозернистый.

Структура гипидиоморфнозернистая.

Мин. состав: микроклин 25—35, кварц 25—35, плагиоклаз (№ 4—10) 24,5—35, биотит и мусковит до 7; акцессории — флюорит, топаз, циркон, торит, колумбит, магнетит. Микроклин четко решетчатый, ксеноморфный. Биотит буровато-зеленый. Флюорит иногда зонален, содержит включения колумбита. Топаз образует неправильные или таблитчатые зерна размером 0,5 мм. Торит красновато-бурый, наблюдается в виде включений в биотите и флюорите.

Хим. состав (см. табл. 11).

Гранит слагает Стародубовский массив в районе с. Стародубовки (Приазовье). Размеры массива 2,7× ×1,5 км. Залегает под толщей суглинков мощностью 5—11 м, обнажений нет. По отношению к структурам вмещающих гнейсов и мигматитов массив представляет собой дискордантную малую интрузию. По петрографическим и петрохимическим особенностям хорошо сопоставляется с другими гранитными массивами каменномогильского комплекса (см. каменномогильский гранит).

Старокорецкий гранит выделил Л. Г. Ткачук (1947г, 1948).

В польской геологической литературе под этим названием описаны порфировидные граниты мухаревского типа (массивы Мухаревский, Токаревский). Термин излишний.

Сырницкий гранит выделила Н. А. Беспалько (1970, 1972). По минеральному составу и структуре близок к Львовковскому граниту.

Гранит развит на северо-восточном продолжении Пержанского массива и прослежен скважинами от с. Рудни-Перганской до с. Сырницы. Как и львовковский, приурочен к юго-восточному обрамлению Пержанского массива. Отличается большим катаклазом и грейзенизацией, интенсивно развитой вдоль контакта с породами сущанской свиты (Сырницкий участок).

Токовский гранит (токовский тип гранита) выделил Н. И. Безбородько (1935б). Описан в работах Н. И. Безбородько (1935б), И. С. Усенко (1948), В. Т. Латыша (1953), Н. П. Семененко (1958и) и др.

Гранит розовый, крупнозернистый, местами порфировидный, массивный.

Структура гипидиоморфнозернистая, участками порфировидная.

Мин. состав: микроклин 30—35, альбит-олигоклаз 30—35, кварц 25—30, биотит 3—4 (В. Л. Бойко, 1972); акцессории — циркон, ортит (до 384,7 г/т; Ляхович, 1967), бастнезит, торит, апатит, сфен, гранат, ильменит, магнетит, пирит, молибденит. Порфировые вкрапленники микроклина (1—3 см) четче выражены на участках гранита со среднезернистой структурой.

Хим. состав (см. табл. 11).

Физ. свойства: $\sigma=2{,}68$; $\varkappa=1600—4200$ (1900), $I_n=80—350$ (190) (Савенко, Глевасская, 1967).

Токовский гранит обнажается по рекам Базавлуку и Каменке возле станций Ток и Подстепная. По р. Каменке наблюдаются живописные скалы этого гранита (урочище «Водопад» и др.).

Гранит, возможно, слагает небольшой массив (40—50 км²), возможно, образует поле развития сложного строения, занимающее значительную площадь (Бойко, Полетаева, 1970). Гранит прорывает осадочно-вулканогенные породы верховцевской серии. Породы этой серии, а также серые плагиоклазовые граниты содержатся в токовском граните в виде ксенолитов. Гранит прорывается дайками диабаза и содержит многочисленные (особенно в зоне контакта) пегматитовые и кварцевые жилы.

Токовский гранит рассматривался Ю. Ир. Половинкиной (1954) в составе днепровско-токовского комплек-

са и по возрасту параллелизовался с многочисленными жильными телами розового днепровского гранита. Полученные в последнее время определения изотопного возраста — 2700 млн. лет (Семененко и др., 1971), а также геохимические данные позволяют выделить гранит токовского типа в отдельный комплекс, как это и сделано ранее Н. И. Безбородько (1935б).

С постмагматической фазой этого комплекса, по данным Н. П. Семененко (1958и), связано интенсивное развитие натриевого и кальциевого метасоматозов, как во вмещающих породах, так и в самих гранитах. Результатом этих процессов явилось образование базавлукитов, представляющих собой альбит-амфиболовые метасоматические породы с бариевым полевым шпатом.

Токовский гранит — прекрасный строительный камень.

Уманский гранит (уманский тип гранита) выделил Н. И. Безбородько (1935б). Описан в работах Н. И. Безбородько (1935б), Ю. Ю. Юрка (1953), И. Б. Щербакова (1972а) и др.

Гранит розовато-серый и серый, среднезернистый, иногда мелкопорфировидный, биотитовый.

Структура гипидиоморфнозернистая, участками порфировидная.

Мин. состав (средний): микроклин 36,4, плагиоклаз 33,0, кварц 27,2, биотит 3,8 (Усенко и др., 1973а); акцессории — магнетит, апатит, сфен, монацит, циркон, рабдофанит, бастнезит, торит, пирит, ильменит, гранат. Розово-серый гранит из с. Старые Бабаны имеет такой мин. состав: калишпат 39,3, плагиоклаз 25,2, кварц 27,8, биотит 6,0, прочие минералы 1,7 (Юрк, 1953). В порфировидных гранитах в основной массе наряду с микроклином содержится ортоклаз. Биотит темно-бурый; плагиоклаз № 11—32 (преобладает № 20).

Хим. состав (см. табл. 10).

Физ. свойства: $\sigma = (2{,}63)$, $\varkappa = 119—1460$ (1326), $I_n = (44)$ (Толстой и др., 1973). Выделяются розово-серая и серая разности гранита, различающиеся содержанием микроклина и биотита.

Серый гранит обнажается в районах сел Танского, Старые Бабаны, Косеновки и др.; розовато-серый порфировидный гранит — около с. Краснополки и г. Умани. Между г. Уманью и с. Пиковцом вдоль р. Уманки этим

гранитом сложены экзотические скалы. Скальные выходы этого же гранита наблюдаются в знаменитом парке «Софиевка» (г. Умань).

Уманским гранитом сложен крупный овальной формы массив, площадью около 1300 км² (Юрк, 1958г). Массив имеет зональное строение: в центральной части распространен серый порфировидный гранит, который постепенно переходит к периферии в розовато-серый, местами лишенный вкрапленников полевого шпата; по периферии массива развит розовый аплит-пегматоидный гранит краевой зоны. Постепенные переходы между этими разностями можно наблюдать в разрезе вдоль р. Ревухи на южной окраине с. Танского. Уманский массив имеет интрузивный контакт с вмещающими породами (амфиболитами, гранодиоритами, амфибол-биотитовыми и биотитовыми гнейсами), о чем свидетельствуют ксенолиты этих пород в гранитах. По данным Ю. Ю. Юрка (1953), материнским расплавом уманского гранита выполнена крупная антиклинальная структура сводового характера, а также несколько более мелких купольных структур.

Массивы уманского гранита (Уманский, Юрпольский и др.) объединены в уманский комплекс нижнепротерозойской формации нормальных гранитов (Усенко и др., 1973а).

Изотопный возраст гранита, согласно последним данным, 2010 млн. лет (Щербаков, 1972а). Уманский гранит разрабатывается в карьерах как строительный камень.

Устиновский гранит выделила Н. А. Беспалько (1970). Детально описан Н. И. Безбородько (1929б), Н. А. Беспалько (1965, 1970) и др.

Гранит розовый и розово-серый, крупнозернистый.

Структура гипидиоморфнозернистая, на приконтактовых участках катакластическая, местами милонитовая и очковая.

Мин. состав: микроклин-пертит, плагиоклаз, кварц, биотит (3—4%); акцессории — циркон, циртолит, апатит, ильменит, молибденит, пирит, магнетит, торит, касситерит, монацит, флюорит, ортит; вторичные минералы — серицит, альбит, хлорит, эпидот. Микроклин-пертит нерешетчатый, преобладает над плагиоклазом и кварцем. Плагиоклаз (андезин № 30—36, олигоклаз № 20—24 и альбит) часто образует идиоморфные удлиненно-призматические зерна, иногда крестовидные сростки (Беспаль-

ко, 1972). Кварц темно-серый до черного. Биотит темно-бурый и темно-зеленый.

Хим. состав (см. табл. 11).

Гранитом сложен массив площадью 130 км², вытянутый в субширотном направлении на расстояние 17 км. Устиновский гранит обнажается в долине Перги от с. Устиновки до с. Замысловичей и в районах сел Рудни-Озерянской, Юрово. Иногда встречаются крупные живописные скалы стоговидной формы (высотой 6—8 м). Массив расположен юго-восточнее Сущано-Пержанской разрывной зоны. Непосредственные контакты с более древними гранитами (осницким, житомирским и др.) не наблюдались. Установлены контакты устиновского гранита с основными и средними эффузивами. Эндоконтактовые фации насыщены ксенолитами порфиритов, диабазов, диорит-порфиритов. По данным Н. А. Беспалько (1972), гранит оказывает интенсивное воздействие на вмещающие породы, выразившееся в образовании приконтактовых гибридных пород диоритового и гранодиоритового состава. Таким образом, устанавливается более молодой возраст устиновского гранита по сравнению с эффузивными образованиями сущанской свиты, т. е. доказывается близость его к коростенскому комплексу.

Эта точка зрения впервые высказана Н. И. Безбородько (1929), который объединял устиновский гранит с гранитом пержанского типа и относил их к образованиям коростенского комплекса.

Изотопный возраст гранита, определенный по породе, составляет 1300 млн. лет (трест «Киевгеология»). Возраст биотита из порфиритового ксенолита (по калий-аргоновому методу) 1600 млн. лет.

Фастовский гранит (фастовский тип гранита) выделил Н. И. Безбородько (1935б). Описан Н. И. Безбородько (1935б), В. И. Лучицким (Лучицкий, Лебедев, 1934) и др.

Гранит светло-серый, равномернозернистый, биотитовый.

Структура гипидиоморфнозернистая.

Мин. состав: плагиоклаз (олигоклаз), кварц, микроклин, ортоклаз, биотит; акцессории — магнетит, апатит. Редкие порфиробласты представлены микроклином. Биотит коричневый, с плеохроичными двориками. По

составу гранит близок к житомирскому, отличаясь более крупной зернистостью.

Хим. состав (см. табл. 9).

Гранит слагает небольшой массив севернее г. Фастова, обнажающийся по р. Унаве (с. Малая Снитинка и др.). Массив тесно связан с вмещающей гнейсовой толщей. Наблюдается частая перемежаемость гнейсов, фастовского гранита и аплит-пегматитовых жил. Фастовский гранит, по-видимому, следует сопоставлять с житомирским.

Хочинский гранит выделили З. М. Гречишникова и Т. А. Чистякова (1972). Описан Н. А. Беспалько (1970).

Гранит крупнозернистый, местами пегматоидный, красный, лейкократовый.

Структура микропегматитовая.

Мин. состав: калишпат 45—65, плагиоклаз 3—18, кварц 30—35, темно-бурый биотит 1—3, мусковит, очень редко амфибол; акцессории — малакон, циркон, флюорит, ортит, торит, оранжит, магнетит, ильменит, пирит, молибденит. Характерны гранофировые срастания калишпата с кварцем. Плагиоклаз — альбит-олигоклаз.

Хим. состав (см. табл. 11).

Хочинский гранит приурочен к северной части сложного Пержанского массива (район с. Рудни-Хочинской и др.). Южная часть массива сложена львовковским гранитом, который имеет аналогичный состав, но более мелкозернистую структуру. Оба эти гранита относятся к пержанскому комплексу (Беспалько, 1970, 1972; Гречишникова, Чистякова, 1972).

Кроме перечисленных выше, в литературе имеются упоминания и о других разностях (типах) гранитов, выделенных по территориальной приуроченности. Например, граниты: щербаковский (Ладиева и др., 1971), корецкий и гвоздевский (Смуликовский, 1967), и др. Некоторые публикации буквально изобилуют местными названиями гранитов (Герасимов и др., 1964; и др.), которым в той или иной степени придается значение определенных типов. Необходимо иметь в виду, что многие исследователи, развивая типологию гранитов УЩ Н. И. Безбородько, пошли формальным путем, выделяя новые типы без достаточного петрологического обоснования. Как уже упоминалось выше, Н. И. Безбородько каждому из выделен-

ных типов гранитов придавал определенную петрогенетическую роль в истории УЩ, т. е., по сути дела, многие из них в его понимании имели значение интрузивных (или интрузивно-ультраметаморфических) комплексов. В этом заключался основной принцип предложенной Н. И. Безбородько типологии гранитов.

РАЗНОВИДНОСТИ ГРАНИТОВ, ВЫДЕЛЯЕМЫЕ ПО ОСОБЕННОСТЯМ МИНЕРАЛЬНОГО СОСТАВА

Амфиболовый гранит (амфиболовый гранофировый гранит, амфиболовый гранофир). Под таким названием описаны некоторые разновидности рапакивиподобных гранитов Коростенского плутона (коростенский и россоховский граниты). Гранит имеет слегка выраженное порфировое сложение, содержит сравнительно повышенное количество роговой обманки и пониженное кварца (в 3—4 раза меньше, чем калишпата). По данным В. Е. Тарасенко (1895), амфиболовый гранит наблюдается в виде небольших выходов в районе сел Ушомира, Зубринки, Краевщины, т. е. связан с коростенским гранитом.

К разностям амфиболового гранита относятся роговообманковый, биотит-роговообманковый, пироксен-амфиболовый граниты. Они характеризуются преобладанием в составе цветных минералов роговой обманки.

Роговообманковый гранит описан В. И. Лучицким (Лучицкий, Лебедев, 1934). Встречается по р. Кальмиусу и в окрестностях с. Чермалыка (Восточное Приазовье) среди роговообманко-авгит-биотитовых гранитов (граносиенитов) и сиенитов приазовского граносиенитового комплекса. Наряду с обыкновенной роговой обманкой в породе содержится и щелочная (киевит, тарамит).

Термин неточный. Судя по химическому составу, эту породу следует относить к сиениту (граносиениту).

Биотит-роговообманковый гранит (биотит-роговообманковый гранофировый гранит) широко развит в пределах Коростенского плутона. Употребление этого термина вместо введенного Н. И. Безбородько (1929б) — россоховский гранит — по мнению В. И. Лучицкого и других исследователей, является более правильным.

Пироксен-амфиболовый гранит отмечается среди чарнокитов Подолии (Лазаренко, Сребродольский, 1969).

Возможно, представляет собой обогащенную амфиболом (роговой обманкой) разновидность чарнокитов.

Биотитовый гранит на территории Украины очень широко развит. За небольшим исключением этот термин может быть применен ко всем гранитам УЩ, выделенным по территориальной приуроченности (житомирский, кировоградский, антоновский, коростышевский, фастовский и др.). В. И. Лучицкий (Лучицкий, Лебедев, 1934) описал биотитовый гранит, встречающийся в районе с. Снитинки (фастовский гранит), по р. Шанке и возле с. Хлыстуновки (Корсунь-Новомиргородский плутон), возле с. Анадоля и ст. Карань (анатолийский гранит). В большинстве гранитов биотит преобладает среди темноцветных минералов, поэтому данный термин представляется излишним. Его можно применять в случае необходимости обособления гранита с одним только биотитом, например, развитого среди двуслюдяного.

Выделяются разности биотитовых гранитов — гранат-биотитовая, гиперстен-биотитовая, роговообманко-биотитовая, гранитит.

Гранат-биотитовый гранит (Ткачук, 1947д). Ассоциирует с аналогичными мигматитами, образуя совместно с ними широкую краевую зону вокруг массивов гиперстеновых пород в Винницком районе. На севере района граничит с бердичевским гранитом, с которым во многом сходен. Цвет гранита зеленовато-серый с голубым оттенком, текстура чаще полосчатая, чем массивная. Структура весьма неравномернозернистая — кварц-полевошпатовая масса с крупными кристаллами граната сменяется мелкозернистым кварцевым агрегатом. Количество граната в породе обычно не превышает 10—20%, но иногда увеличивается до 40% (биотит-гранатовый гранит).

Хим. состав (табл. 12).

Гранат-биотитовый гранит можно считать разновидностью бердичевского гранита.

Гиперстен-биотитовый гранит (Ткачук, 1947д). Этот термин применяется некоторыми исследователями при описании чарнокитов Гайворон-Первомайского и Винницкого районов и представляется излишним. Ультракислая разновидность этого гранита (чарнокита) выделена Н. И. Безбородько (1935б) под названием *сабаровит*.

Химический состав различных гранитоидов Украины, %

№	SiO_2	TiO_2	Al_2O_3	Fe_2O_3	FeO	MnO	MgO
1	75,55	0,06	13,3	2,24	0,73	0,02	0,37
2	71,11	0,61	11,65	4,04	0,90	0,12	0,11
3	76,66	Не обн.	12,82	0,20	Сл.	—	Сл.
4	61,01	0,61	16,85	1,49	5,53	—	0,04
5	70,45	—	14,06	4,33	2,05	—	1,78
6	65,09	0,78	15,37	1,79	4,18	0,09	0,72
7*	72,49	0,17	16,24	0,12	1,20	—	0,36
8	74,95	—	11,35	2,10	3,43	—	Сл.

* В сумму анализа входит также Cr_2O_3 — 0,20%.

Примечание: 1 — *аляскитовый гранит*, с. Перга (Беспалько, 1970); 2 — *гранит*, с. Карачуновка, р. Ингулец (Лучицкий, Лебедев, 1934); 4 — *роговообманковый гранит*, с. Новоконстантинов, Подольский район (Ткачук, 1947д); 6 — *ада адамеллит гиперстеновый*, с. Красненькое, Подольский район (Ткачук, 1947д); 8 — чук, 1947д).

Термин целесообразно применять при описании магматических разновидностей чарнокитов.

Роговообманко-биотитовый гранит характеризуется небольшой примесью роговой обманки. Сюда относятся россоховский, каранский, некоторые разности мокромосковского, мухаревского и других типов гранитов. Вообще роговая обманка содержится в разновидностях гранитов, отличающихся повышенной основностью и приближающихся по составу к гранодиориту или тоналиту.

Гранитит (Тарасенко, 1895). Согласно Г. Розенбушу (1934), термин применяется к разновидности гранита, слюдистые минералы которого представлены исключительно биотитом. Собственно гранит, по Г. Розенбушу, должен иметь в своем составе и биотит, и мусковит. В. Е. Тарасенко (1895) к гранититам относил лезниковский (села Лезники, Топорищи) и некоторые другие граниты Коростенского плутона. Гранитит с. Пикарщины представляет собой мелкозернистую породу, в которой рассеяны крупные (до 2 см) вкрапленники ортоклаза. Основная масса состоит из микроклина и кварца (в одинаковых количествах), а также биотита, плагиоклаза и единичных мелких зерен циркона. В. Е. Тарасенко описал порфировидный гранитит с. Зубринки. Более крупнозер-

CaO	Na_2O	K_2O	P_2O_5	F	H_2O^-	П. п. п.	Сумма
0,12	2,24	3,77	0,05	—	0,25	0,61	99,31
1,96	3,11	6,07	0,12	0,39	0,13	0,22	100,54
1,04	4,25	4,77	—	—	—	0,58	100,32
2,95	4,32	6,22	—	—	0,11	0,35	99,48
4,10	1,65	1,55	—	—	0,09	—	100,06
1,87	3,92	5,18	—	—	—	0,97	99,96
3,46	3,83	0,50	—	—	—	—	99,14
1,90	3,65	1,49	—	—	—	0,46	99,33

диаллаговый гранит, Восточное Приазовье (Половинкина, 1954); 3 — *мусковитовый ковый гранит*, Восточное Приазовье (Лучицкий, Лебедев, 1934); 5 — *гранат-биотимеллит*, б. Вали-Тарама, Восточное Приазовье (Лучицкий, Лебедев, 1934); 7 — *гранит пироксен-плагиоклазовый*, с. Снитовка, р. Волк. Подольский район (Тка-

нистый гранитит хут. Тростянца отличается незначительным содержанием биотита. В с. Ушомире (р. Уж) гранитит постепенно переходит в биотитовый гнейс. При этом каких-либо различий в минеральном составе между гнейсом и гранититом не установлено. Широкое развитие гранитита отмечено И. А. Морозевичем (1901) в Приазовском районе. В более поздних петрографических работах термин гранитит почти не применялся.

Гранат-кордиеритовый (кордиерит-гранатовый) гранит (Лучицкий, 1947а) представляет собой наиболее распространенную разновидность пород бердичевского комплекса (см. бердичевский гранит).

Двуслюдяной гранит (Лучицкий, Лебедев, 1934) представляет собой серовато-белую, среднезернистую, массивную породу, состоящую из кварца, микроклина, плагиоклаза (№ 20—22), биотита и мусковита. Листочки мусковита по количеству не уступают биотиту и образуют срастания с ним. По мнению В. И. Лучицкого, мусковит в этих гранитах так же, как и биотит, является первичным минералом, хотя, по Н. И. Безбородько (1929б), мусковит в гранитах северо-западной части УЩ везде носит вторичный (наложенный) характер. Двуслюдяные граниты обнажаются в районах сел Тесновки, Старосельцев, Папирни, а также по рекам Свинолужке и

Мыке. Все это в разной степени мусковитизированные граниты житомирского комплекса (см. житомирский гранит). Значительное содержание вторичного мусковита иногда наблюдается в коростышевском, анатолийском, каменномогильском, салтычанском и других гранитах УЩ.

Калиево-полевошпатовый гранит. Этот термин употреблялся Н. П. Щербаком (1965) при характеристике аплит-пегматоидных гранитов Побужья.

Микроклиновый гранит (Родионов, 1958; Е. О. Лазаренко, 1960) представляет собой лейкократовую породу гранитного состава с четким преобладанием микроклина среди полевых шпатов (например, микроклиновый гранит осницкого комплекса).

Термин является излишним, поскольку все граниты отличаются преобладанием калишпата (микроклина) над плагиоклазом.

Мусковитовый гранит (Лучицкий, Лебедев, 1934) представляет собой разновидность биотитового гранита, в которой биотит частично или полностью мусковитизирован. Встречается в бассейнах Ингульца и Саксагани.

Хим. состав (см. табл. 12).

Ортитовый гранит (Безбородько, 1928) представляет собой нормальный среднезернистый гранит с повышенным содержанием акцессорного ортита (иногда до нескольких процентов). Распространен в Западном Приазовье (см. салтычанский гранит).

Пеликанитовый гранит (Блюмель, 1871; Тарасенко, 1895). Светлый, сильно выветрелый гранит, состоящий из кварца, частично разложенного полевого шпата и пеликанита (агрегат каолина и аморфного кремнезема—опала). Пеликанит, количество которого достигает 30%, в виде плотной сливной белой массы цементирует зерна кварца и полевого шпата и развивается по трещинкам (Половинкина, Ковалев, 1949).

Пеликанитовый гранит обнажен в районе сел Теренцов, Мокренщины и Пекарщины (Коростенский плутон) в неглубоких карьерах. В верхней части обнажений гранит переходит в рыхлую массу. Пеликанитовый гранит известен также на Подолии (Блюмель, 1871). По мнению многих исследователей, процесс пеликанитизации является своеобразным гипергенным изменением гранитов,

отличным от процесса каолинизации. Б. А. Гаврусевич (1931) и В. И. Бартошевский (1955) считали, что образование пеликанитового гранита Волыни обусловлено процессами постмагматического изменения завершающих стадий становления Коростенского плутона. Одним из доказательств такого предположения возможно является повсеместная приуроченность пеликанитизированных пород к определенному тектоническому направлению (СВ 15—20°).

Пироксеновые граниты. Термин *гиперстеновый гранит* (Ткачук, 1947д) является синонимом магматического чарнокита. *Эгириновый гранит* обнаружен Г. М. Коровниченко (Лучицкий, 1947б) среди рапакиви Коростенского плутона в ассоциации с эгириновыми сиенитами и другими щелочными породами. *Диаллаговый гранит* встречен Ю. Ир. Половинкиной (1954) среди пород приазовского граносиенитового комплекса и описан как разность пироксен-амфиболового щелочного гранита.

Мин. состав: основной олигоклаз (№ 27), микроклин-микропертит, щелочной амфибол и эгирин-авгит (близкий к федоровиту).

Плагиоклазовый гранит (плагиогранит, биотит-плагиоклазовый гранит, Семененко и др., 1954, 1958д) охватывает группу глубинных гранитоидов, состоящих из кислого плагиоклаза, кварца и слюды. Особенно широко развиты эти породы в центральной (Среднее Приднепровье) части УЩ.

Галещинский плагиоклазовый гранит выделил М. Н. Доброхотов (1959).

Гранит светло-серый, среднезернистый, преимущественно с массивной текстурой. Иногда неясно выражена гнейсовидность.

Структура гипидиоморфнозернистая.

Мин. состав: плагиоклаз 50, кварц 35, биотит 8, мусковит 5, хлорит 2, эпидот 1 (Доброхотов, 1959). Плагиоклаз — альбит-олигоклаз (№ 12—16). Биотит буровато-зеленый. Микроклин встречается лишь изредка в виде неправильных зерен или каемок вокруг плагиоклаза.

Хим. состав (табл. 13).

Плагиоклазовый гранит установлен в районе Кременчугской магнитной аномалии и приурочен к полосе меридионального простирания (ст. Галещино — с. Горишние

Химические анализы плагиоклазовых гранитов Украины, %

№	SiO_2	TiO_2	Al_2O_3	Fe_2O_3	FeO	MnO	MgO
1	68,54	0,50	16,85	0,18	4,09	0,08	2,00
2	73,29	0,11	15,59	0,03	1,83	0,02	1,11
3	69,62	0,39	13,19	—	4,17	0,05	1,02
4	69,40	0,36	16,12	1,02	2,74	0,06	1,08
5*	70,55	0,21	15,15	0,75	2,62	0,07	0,63
6	67,59	0,66	16,61	1,23	2,42	0,04	1,64

* В сумму анализа входит F — 0,05%.

Примечание: 1 — *плагиогранит Чивчинских гор*, р. Сараты (Казаков, тов, 1959); 3 — *кременчугский плагиогранит*, г. Кременчуг (Семененко, 1958д); 4 — 5 — *звенигородский плагиогранит*, г. Звенигородка, р. Гнилой Тикич (Усенко и

Плавни) шириной в несколько километров. Полоса развития гранита обрамляет синклинальные структуры, сложенные породами криворожской серии (например, Галещинскую и Горишнеплавнинскую синклинали). Гранит слагает ядерную часть Южно-Галещинской антиклинали, образует мелкие интрузивные тела среди метабазитов, развитых к востоку от Горишнеплавнинского месторождения и вообще совместно с мигматитами того же состава является доминирующей породой, окружающей железорудные месторождения района.

В центральной части Южно-Галещинской антиклинали, по данным М. Н. Доброхотова (1964), отчетливо виден интрузивный характер контакта плагиоклазового гранита с песчано-филлитовыми породами нижней свиты. А. С. Войновский (1972) считает, что в этом районе имеется два типа плагиоклазовых гранитов: плагиогранит более древний, чем породы криворожской серии, и галещинский плагиогранит более молодого возраста. Последний преимущественно развит западнее Криворожско-Кременчугской зоны.

И. С. Усенко и др. (1973а) плагиоклазовый гранит этого района рассматривают в составе галещинского комплекса плагиоклазовых гранитов нижнепротерозойского возраста.

Ингулецкий плагиоклазовый гранит выделил М. Н. Доброхотов (1967). Детально описан Н. П. Семененко и др. (1954) как серый биотит-плагиоклазовый гранит; В. Н. Трощенко (1973) и др.

CaO	Na_2O	K_2O	P_2O_5	SO_3	H_2O^-	П. п. п.	Сумма
0,88	2,26	2,80	0,17	0,15	1,90	0,08	100,48
1,04	3,84	1,95	Не опр.	—	1,20	—	100,01
3,10	4,01	2,34	0,05	—	0,88	0,31	99,13
2,59	4,59	1,22	—	—	0,96	0,22	100,36
2,21	4,85	1,60	—	—	0,84	0,18	99,71
2,93	4,34	1,50	0,085	—	—	—	—

1963); 2 — *галещинский плагиоклазовый гранит*, Кременчугский район (Доброхотов, 1967); 3 — *саксаганский плагиогранит* массивный, р. Саксагань, Кривой Рог (Усенко, 1947); 4 — *саксаганский плагиогранит* массивный, р. Саксагань, Кривой Рог (Усенко, 1947); 5 — *саксаганский плагиогранит* массивный, р. Саксагань, Кривой Рог (Усенко, 1947); др., 1972б); 6 — *тоналит* саксаганского комплекса (Трощенко, 1973).

Плагиогранит светло-серый, среднезернистый, местами неясно полосчатый.

Структура гипидиоморфнозернистая.

Мин. состав: плагиоклаз (№ 15—23) 35—45, кварц 30—35, биотит 10—15, микроклин 0—15; акцессории — апатит, циркон, магнетит. Микроклин содержится в резко подчиненном количестве по отношению к плагиоклазу. Иногда встречаются чисто плагиоклазовые разности (натриевые гранодиориты и сиениты, по В. Н. Трощенко, 1973). Биотит темно-коричневый, ассоциирует с мусковитом (образует параллельные срастания).

Плагиоклазовый гранит слагает небольшие массивы (Йосифпольский, Водянский, Александро-Марьевский и др.), обнажающиеся по р. Ингульцу и его притокам. Гранит тесно связан с вмещающей гнейсо-мигматитовой толщей — образовался в процессе ее гранитизации и залегает в ней согласно.

По данным Н. П. Семененко и др. (1954), по р. Желтой в Желтянской полосе и на запад от Буденновского рудника, а также на Николаевском и других участках серые граниты внедряются в сланцы саксаганской железорудной серии и мигматизируют их. Ингулецкие граниты хорошо сопоставляются с кременчугскими и галещинскими и, возможно, входят в состав единого комплекса (Доброхотов, 1967).

Звенигородский плагиогранит выделил Ю. Ю. Юрк (1958б). Н. И. Безбородько (1935б) рассматривал его в

составе звенигородско-кременчугского типа гранодиоритов. Детально описан Ю. Ю. Юрком (1953).

Плагиогранит серый и розовато-серый, среднезернистый, с гнейсовидной текстурой.

Структура гипидиоморфнозернистая, гранобластовая, реже порфиробластовая.

Мин. состав: микроклин 2—16, плагиоклаз 43—65, кварц 21—36, биотит и роговая обманка 3—10 (Юрк, 1953). Мин. состав меланократовых разностей: микроклин 9,5, плагиоклаз 51,5, кварц 25,2, биотит 7,6, амфибол 5,0, акцессории 1,2; лейкократовых: микроклин 0,3, плагиоклаз 60,5, кварц 32,6, биотит 6,2, амфибол 6,7, акцессории 0,9 (Никольский, Прусс, 1971). Акцессории — циркон, апатит, сфен, ильменит, пирит, магнетит (Щербаков, 1972а). Плагиоклаз — олигоклаз и андезин (преобладает № 30). Биотит темно-бурый, роговая обманка синевато-зеленая.

Хим. состав (см. табл. 13).

Физ. свойства: σ=2,51—3,00 (2,70) (Шаповал, Антонюк, 1964).

Плагиогранит обнажается по р. Гнилому Тикичу в районе г. Звенигородки. На протяжении всего города в долине реки он образует живописные серые скалы. Ю. Ю. Юрк (1953) установил и изучил три небольших массива (г. Звенигородка, восточнее с. Лисняки и в с. Каменном Броде). Общая площадь развития звенигородского плагиогранита, по данным И. Б. Щербакова (1972а), превышает 1000 км^2.

Плагиогранит содержит ксенолиты амфиболовых гнейсов, характеризуется четко выраженной гнейсовидной текстурой и постепенно сменяется полосчатыми мигматитами. Все это дало возможность Н. И. Безбородько (1935б) сделать заключение о наиболее древнем возрасте звенигородского плагиогранита среди гранитоидов УЩ.

Звенигородский плагиогранит, так же как и гранодиорит р. Горного Тикича, относится к звенигородскому гранитоидному комплексу (Никольский, Прусс, 1971; Усенко и др., 1973а).

По данным И. Б. Щербакова (1972а), плагиограниты этого района представляют собой метасоматические образования, возникшие в результате гранитизации пород древнего гнейсо-мигматитового комплекса.

Изотопный возраст плагиогранита 1900 млн. лет (Никольский, Прусс, 1971).

Кременчугский плагиогранит выделил М. Н. Доброхотов (1967). Н. И. Безбородько (1935б) относил его к звенигородско-кременчугскому типу гранодиорита, В. И. Лучицкий (1947г) — к кременчугско-звенигородскому плагиогранитовому комплексу, Н. П. Семененко (1958д) — к кременчугскому комплексу плагиоклазовых гранитов. И. Л. Личак (1935) описывает его как серый среднезернистый ортогнейс.

Плагиогранит серый, среднезернистый, биотит-плагиоклазовый, с массивной, реже гнейсовидной текстурой.

Структура гипидиоморфнозернистая.

Мин. состав: плагиоклаз, кварц, биотит, микроклин, ортоклаз, рудный минерал, роговая обманка, эпидот, апатит (г. Крюков; Личак, 1935). В породе преобладают плагиоклаз (олигоклаз-андезин) и кварц. Калишпат (микроклин, ортоклаз) и роговая обманка встречаются в единичных зернах. Н. П. Семененко (1958д) приводит такой усредненный состав плагиогранита: плагиоклаз 32,39, ортоклаз 5,28, кварц 42,6, цветные минералы 18,6. В. И. Орса (1973) приводит следующий мин. состав плагиогранитов района г. Запорожья: плагиоклаз 40—75, кварц 15—40, биотит 3—25, роговая обманка 0—5, микроклин 0—10, эпидот 1—3, хлорит до 2, мусковит до 2, кальцит до 0,5. Акцессории — магнетит, апатит, циркон, ортит, сфен, пирит (Мищенко, 1966).

Хим. состав (см. табл. 13).

Физ. свойства: $\sigma=2{,}59—2{,}74$; $\varkappa=160—190$ (Савенко, Глевасская, 1967).

Плагиогранит обнажается в каменоломнях Кременчуга и Крюкова, а также в селах Чикаловке и Редутах по р. Днепру (Кременчугский массив). Аналогичный плагиогранит обнажается и ниже по Днепру в районах сел Тарамского, Сухачевки, Деевки (Тарамовский массив), Старые Кайдаки (Старокайдакский массив), г. Запорожья (Запорожский массив) и др.

В плагиогранитах встречаются участки мигматизированных гнейсов, располагающиеся в виде полос северо-западного простирания и связанные между собой постепенными переходами. По данным Н. П. Семененко (1958д), северо-западное простирание плагиогранитов вблизи Криворожско-Кременчугской складчатой зоны

сменяется субмеридиональным. В карьере с. Чикаловки меридиональное направление имеют многочисленные жилы серых гранитов, которые секут кременчугский плагиогранит.

По Н. И. Безбородько (1926а), гнейсы и плагиограниты Приднепровья следует считать древнейшими образованиями УЩ. Этот вывод впоследствии подтвердился радиогеохронологическими исследованиями. Изотопный возраст кременчугского плагиогранита 2700—3000 млн. лет (Ивантишин, Орса, 1965; Щербак и др., 1966).

Плагиогранит и сопровождающие его породы используются как строительный камень.

Саксаганский плагиогранит выделил Д. Н. Соболев (1939). Н. И. Безбородько (1935б) описал его как криворожский тип гранодиорита. Однако из-за недостаточного количества калиевого полевого шпата, эту породу целесообразно относить к плагиогранитам.

Плагиогранит серый, среднезернистый, массивный, реже неяснополосчатый.

Структура гипидиоморфнозернистая.

Мин. состав: массивные разности — плагиоклаз (№ 25—30), кварц, биотит, магнетит, апатит, циркон, серицит, эпидот, титанит, мусковит, изредка кальцит и хлорит; полосчатые разности — плагиоклаз (№ 22—26) 54,7, кварц 26,5, биотит 12,8, хлорит 3,5, прочие 2,5 (Усенко, 1947). Полосчатые разности по сравнению с массивными содержат больше цветных минералов.

Хим. состав (см. табл. 13).

Плагиоклазовый гранит обнажается в районе Кривого Рога по р. Саксагани. Типичные обнажения находятся возле сел Тернового Кута, Соколовки и Оболоновки, а также возле ст. Мудреная. Полосчатые разности плагиогранита развиты в районе сел Соколовки и Оболоновки, южнее отмечается площадное развитие массивных разностей. Согласно данным И. С. Усенко (1947в), плагиоклазовые граниты подстилают саксаганскую серию Кривого Рога, породы которой залегают на их размытой поверхности. Этот вывод подтвердился проведенными недавно минералого-геохронологическими исследованиями (Щербак и др., 1969), которые показали, что изотопный возраст саксаганского плагиогранита древнее 2800 млн. лет.

Плагиогранит Чивчинских гор (чивчинский гранит)

(Казаков, 1963). О. И. Матковский (1971) описал его как двуслюдистый плагиогранит.

Серый с голубоватым оттенком, среднезернистый, массивный, с высоким содержанием слюд и кварца.

Структура гипидиоморфнозернистая.

Мин. состав: плагиоклаз (№ 10—25) 25—40, кварц 25—40, коричневый биотит 10—16, мусковит 10—18, хлорит 1—4; акцессории — гранат (до 3%), сфен, апатит, циркон, рутил, магнетит (О. И. Матковский, 1971).

Хим. состав (см. табл. 13).

Небольшие обнажения и глыбы плагиогранита обнаружены Л. Р. Казаковым (1963) на левом склоне долины Сараты (приток р. Белого Черемоша) юго-восточнее с. Перкалаба (восточный склон хр. Черного). Плагиогранит залегает среди метаморфических пород докембрийского фундамента и по времени образования считается палеозойским (О. И. Матковский, 1965). Изотопный возраст по биотиту 339±12 млн. лет (О. И. Матковский, 1971).

Черноквarцевый гранит описан Ю. Ир. Половинкиной (1954), Н. П. Семененко (1958а, б). Распространен по рекам Выси (с. Новоданиловка), Боковой и Верблюжке (новоукраинский, верблюжский и боковянский граниты). Характерной его особенностью являются крупные выделения черного кварца.

Эпидотовый гранит описан В. И. Лучицким (Лучицкий, Лебедев, 1934). Встречается по р. Мокрой Волновахе ниже с. Николаевки. Гранит состоит из плагиоклаза (№ 15—20), микроклина, кварца, биотита и желтых (с резким плеохроизмом) зерен эпидота. Порода в значительной степени милонитизирована. Структура аллотриоморфнозернистая. Возможно, представляет собой измененный (эпидотизированный) в зоне разрыва гранодиорит волновахского типа. Такие же эпидотизированные породы отмечены В. И. Лучицким и в обнажениях по р. Кальмиусу (Приазовье).

РАЗНОВИДНОСТИ ГРАНИТОВ, ВЫДЕЛЯЕМЫЕ ПО ОСОБЕННОСТЯМ ХИМИЗМА

Известково-щелочные граниты, по Н. П. Семененко (1958з), могут быть разделены на существенно кальциевые и магниевые. Первые в основном представлены кре-

менчугскими и звенигородскими плагиоклазовыми гранитами, вторые — бердичевскими гранитами. Образование этих гранитов, возможно, обусловлено слабой активностью щелочей, потерей их в боковых породах, в связи с чем в качестве активных оснований выступают магний и железо, образующие магнезиально-железистые алюмосиликаты — кордиерит и гранат.

Калиевый гранит (Семененко, 1958з) представляет собой существенно микроклиновый гранит днепровского, токовского, верблюжско-боковянского, осницкого, коростенского и пержанского комплексов.

Натриевый гранит (Семененко, 1958з) — это измененный последующими наложенными процессами щелочной гранит. Натриевые граниты могут быть выделены среди пород коростенского и приазовского комплексов.

Щелочноземельный гранит. Этот термин употреблялся В. И. Лучицким (Лучицкий, Лебедев, 1934) для названия всех гранитоидов, которые нельзя отнести к щелочным. В приазовском граносиенитовом комплексе к щелочноземельным относятся биотит-амфиболовые граниты каранского и анатолийского типов, граносиениты и др.

Щелочной гранит (Лучицкий, Лебедев, 1934; Лучицкий, 1938; Половинкина, 1954; и др.). Термин определяет гранит, в котором содержатся щелочные пироксены или амфиболы. В Приазовье этот гранит тесно ассоциирует со щелочным сиенитом. Щелочные граниты с эгирином и рибекитом наблюдаются среди пород коростенского комплекса (Семененко, 1958з).

РАЗНОВИДНОСТИ ГРАНИТОВ, ВЫДЕЛЯЕМЫЕ ПО СТРУКТУРНЫМ ОСОБЕННОСТЯМ

Аплитовый гранит (Лучицкий, 1913) Волыни представляет собой светло-розовую жильную породу, состоящую из кварца, полевого шпата и небольшого количества красного граната (до 0,5 см в диаметре). Структура аплитовая. Гранат иногда приурочен к отдельным полосам. Почти все минералы в значительной степени раздроблены. Представляет собой одну из разновидностей пород побужского комплекса (Щербак, 1972а).

Аплитоидный (аплитовидный) гранит (Лучицкий, Лебедев, 1934; Безбородько, 1935б; и др.). Термин применяется при характеристике жильных лейкократовых грани-

тов с аплитовой (аплитоидной) структурой (днепровский гранит и др.), широко распространенных на территории УЩ (Лучицкий, 1947в).

Аплитовидный гранит обнаружен среди пород Коростенского плутона.

Мин. состав (средний): калишпат 53,9, кварц 34,2, плагиоклаз 9,1, биотит 0,4, амфибол 0,7, пироксен 1,3, акцессории 0,4 (Криволап и др., 1970).

Гранит образует маломощные жилы, залегающие в рапакивидных гранитах.

Аплит-пегматоидные граниты представляют собой лейкократовые граниты с пестрой структурой, в которой преобладают аплитовая и пегматоидная. Этот термин часто применяют при характеристике лейкократовых гранитов днепровского и других комплексов. Аплит-пегматоидные граниты широко распространены в докембрийских породах УЩ. Наиболее детально они изучались на Подолии, в районе г. Коростышева и в бассейне Горного Тикича.

Аплит-пегматоидные граниты (калиево-полевошпатовые граниты) Подолии (Щербак, 1965) — это существенно ортоклазовые породы, в которых кислый плагиоклаз наблюдается преимущественно в виде микропертитовых вростков. Ясно выраженные аплитоидные разновидности встречаются редко. Структура пород очень пестрая, в небольшом интервале можно наблюдать переход от мелкозернистых разностей к пегматоидным при неизменяющемся составе (Родионов, 1958). По мнению Н. П. Щербака, эти граниты правильнее было бы называть неравномернозернистыми с преобладанием пегматоидных разновидностей.

Мин. состав: калишпат 35—60, олигоклаз 5—15, кварц 15—25, биотит 5—10; серые лейкократовые граниты: калишпат 30—60, олигоклаз 15—40, кварц 20—35, биотит 2—6, гранат 1—6.

Хим. состав (табл. 14).

Физ. свойства: $\sigma=2{,}59$; $\varkappa=50$ (Беланов, Индутный, 1964). Граниты образуют многочисленные согласные и секущие жильные тела, залегающие среди гранатовых мигматитов, бердичевских гранитов и чарнокитов. Н. П. Щербак (1965) среди аплит-пегматоидных гранитов Подолии выделяет две разновидности: серые среднезернистые лейкократовые и розовые, преимущественно пег-

Химический состав аплит-пегматоидных гранитов, аплитов, пегматитов и

№	SiO_2	TiO_2	Al_2O_3	Fe_2O_3	FeO	MnO	MgO	CaO
1	75,72	0,10	13,37	0,28	0,71	—	0,32	1,08
2	74,36	0,05	13,73	0,50	1,26	—	0,42	0,58
3	74,40	0,33	14,12	0,81	0,48	—	0,47	0,81
4	68,48	0,41	16,03	1,85	2,53	0,03	1,23	3,56
5	78,36	0,15	11,09	0,20	1,00	—	0,10	0,20
6	75,14	0,12	12,75	1,10	1,12	0,06	0,48	0,48
7	72,50	0,20	14,26	0,80	1,25	0,02	0,16	1,68
8	74,16	—	12,58	0,95	1,85	—	0,11	0,87
9	71,24	0,01	14,02	0,36	2,44	0,19	0,87	2,47
10	63,16	0,69	17,27	1,92	2,97	0,10	3,33	1,20
11	67,66	0,75	14,47	0,46	4,88	0,02	3,60	0,40
12	71,46	Не обн.	14,88	0,17	0,58	—	0,32	0,70
13	78,58	—	12,37	0,05	0,07	—	—	0,50
14	74,53	—	15,24	0,46	0,22	0,06	0,10	0,55

Примечание: 1 — *аплит-пегматоидный гранит*, р. Горный Тикич, с. Мо Коростышева, с. Калиновка (Логвин, 1970); 3 — *аплит-гранит клесовский*, район 1947в); 5 — *розовый аплитоидный гранит*, с. Виры, Волынь (Ткачук, 1948); 6 — *гранит* Подолии, р. Тетерев (Щербак, 1961); 8 — *гранит-порфир Коростенского* Горный Крым (Лебедев, Оровецкий, 1969); 10 — *гранодиорит-порфир* Выгорлат-*зованный*, хр. Прелучный, Карпаты (Рудаков, 1966а); 12 — *пегматит*, Полонно-Западное Приазовье (Юрк и др., 1964); 14 — *пегматит*, хут. Сороки, Приазовье

матоидные. По взаимоотношению с вмещающими породами первые являются синорогенными, вторые — позднеорогенными (посторогенными) образованиями. Обе эти разности гранитов имеют свои пегматиты (Щербак, Лавров, 1963). Они входят в побужский комплекс лейкократовых гранитов (Щербак, 1970).

Изотопный возраст монацита из этих гранитов 1920—2150 млн. лет (Щербак, 1965).

Аплит-пегматоидные граниты района Коростышева (Логвин, 1970) — светло-серые и розовые, крупнозернистые, неравномернозернистые в пегматоидных разностях, и мелкозернистые, равномернозернистые в аплитоидных разностях.

Структура аллотриоморфнозернистая, аплитовая, гипидиоморфнозернистая, иногда встречается пегматитовая.

Мин. состав: микроклин 15—31 (среднее 23,5), плагиоклаз 33—38 (среднее 36), кварц 31—35 (среднее 32,5), мусковит 1—11 (среднее 5), биотит 2—5 (сред-

Таблица 14

других жильных пород Украины, %

Na_2O	K_2O	P_2O_5	CO_2	SO_3	H_2O	П. п. п.	Сумма
3,42	4,68	0,02	—	0,01	0,17	0,39	100,27
3,31	4,31	0,20	0,18	0,01	0,50	0,46	99,87
3,60	4,16	—	—	0,07	0,63	0,26	100,14
2,87	3,05	—	—	—	0,10	0,52	100,66
1,37	7,00	—	—	0,17	0,11	0,58	100,33
3,28	4,79	0,13	0,07	—	0,08	0,57	100,17
3,14	4,98	0,01	—	—	0,07	0,56	99,63
2,99	5,90	—	—	—	—	0,75	100,16
3,23	0,67	0,29	—	—	0,86	3,64	100,29
1,75	2,19	—	—	—	0,52	4,66	99,76
2,15	3,05	0,21	—	0,02	0,22	2,74	100,63
3,01	8,68	0,22	—	0,03	0,04	0,32	100,41
2,87	5,37	—	—	0,17	0,07	0,53	100,58
4,20	4,14	0,15	—	0,05	0,20	0,50	100,40

настырек (Юрк, 1953); 2 — *мелкозернистый розовый аплитоидный гранит* района Клесова, Волынь (Ткачук, 1948); 4 — *микроадамеллит*, р. Саксагань (Усенко, *кварцевый порфир*, с. Боровино, Волынь (Ткачук, 1948); 7 — *аплит-пегматоидный плутона*, г. Малин (В. С. Соболев, 1947б); 9 — *плагиогранит-порфир*, гора Сераус, Гутинской гряды, Карпаты (Соболев и др., 1955); 11 — *гранит-порфир метаморфи-*Барановское пегматитовое поле, Волынь (Юрк, 1953); 13 — *пегматит*, б. Сапатая, (Юрк и др., 1964).

нее 3); акцессории — гранат, апатит, монацит, сфен, циркон, ортит, берилл, магнетит, рутил, ильменит, пирит. Плагиоклаз — альбит и альбит-олигоклаз (№ 3—10). Плагиоклаз корродируется микроклином, имеющим четкую двойниковую решетку.

Хим. состав (см. табл. 14).

Аплит-пегматоидные граниты широко распространены (села Кмитов, Козиевка, Минино, Левков, Высокий Камень и др.). Слагают сравнительно крупные тела в краевой зоне Коростышевского плутона (Логвин, 1970) и многочисленные жилы, секущие коростышевские граниты. Последние на контакте с жильными породами окварцованы, в них здесь появляется большое количество граната, увеличивается концентрация сфена. Аплит-пегматоидные граниты тесно связаны с коростышевскими и, очевидно, представляют собой продукты завершающей фазы формирования коростышевского комплекса. Изотопный возраст гранитов по биотиту 1600—1610 млн. лет (Логвин, 1965).

Аплит-пегматоидные граниты р. Горного Тикича (Юрк, 1953) представляют собой розовые и розово-красные неравномернозернистые жильные породы.

Мин. состав: калишпат, плагиоклаз, кварц, биотит, мусковит, апатит, гранат, магнетит, ильменит, пирит, арсенопирит, халькопирит, циркон, сфен, рутил, анатаз.

Хим. состав (см. табл. 14).

Физ. свойства: σ=2,50—2,69 (2,57), $\varkappa$=(63) (Болюбах, 1972).

Аплит-пегматоидными гранитами сложены многочисленные жильные тела и небольшие массивы. Наиболее крупный массив обнажен по б. Полковничьей выше с. Монастырки. В районах сел Глыбочка, Корсунки по обоим берегам Горного Тикича граниты образуют живописные скалы. С этими гранитами связаны пегматиты, например, Скелеватское месторождение (р. Шполка, с. Скелеватка).

Аплит-гранит клесовский (аплит-гранит клесовского типа, клесовит) (Ткачук, 1947г, 1948).

Мелкозернистая массивная порода серого, красного, розового или желтоватого цвета. Часто по внешнему виду напоминает сливной кварцит. Некоторые разности в результате рассланцевания напоминают слоистые метаморфические породы.

Структура аплитовая или типичная микрогранитовая. Характерная ее особенность — наличие в полевых шпатах включений округлых зерен кварца размером 0,2—0,3 мм.

Мин. состав: микроклин 34,2—66,5, олигоклаз 0,7—29,5, кварц 24,7—31,1, биотит 0,2—5,9, мусковит 0—2,9, магнетит 0,2; апатит, циркон, гранат до 1. Кварц представлен двумя генерациями — ранней (мелкие округлые зерна в полевом шпате) и поздней (крупные зерна с волнистым угасанием). Биотит темно-бурый.

Хим. состав (см. табл. 14).

Аплит-гранит широко распространен среди пород осницкого комплекса в северо-западной части УЩ на площади около 310 км². Наиболее крупные тела встречаются в районе г. Клесова, сел Теодоровки, Ясногорки, Борового, Глинного, Войткевичей и др. Тела имеют удлиненную пластообразную форму и часто перемежаются с осницкими гранитами, с которыми образуют постепенные переходы. Наблюдались также случаи пересечения аплит-

гранитов жилами осницкого гранита (урочище «Пугач»). Л. Г. Ткачук (1948) считал клесовские аплит-граниты родственными осницким и рассматривал их как продукты одной и той же гранитной магмы. А. Я. Хатунцева (1967, 1972) доказывает первично-вулканогенную природу этих образований, определяя их как лептиты (клесовиты).

Гранофировый гранит (Лучицкий, Лебедев, 1934; Лучицкий, 1947б; Чернышкова, 1961; и др.). Термин применяется при характеристике рапакивидных гранитов (коростенский, россоховский граниты), в которых иногда широко развита гранофировая структура (порфировые кристаллы полевого шпата заключены в основной массе из микропегматитовых сростков микроклина и кварца).

Л. П. Чернышкова (1961) среди овоидных и безовоидных гранитов Коростенского плутона, кроме гранофировых разностей, по структурному признаку также выделяла мирмекитовые и микрографические граниты.

Амфиболовый гранофир впервые установлен В. Е. Тарасенко (1895) в районе с. Кропивни (Коростенский плутон). Представляет собой порфировидную породу с идиоморфными вкрапленниками ортоклаза или микроклина и мелкозернистой основной массой, состоящей из ортоклаза, кварца, роговой обманки и биотита. При этом кварц и ортоклаз находятся в микропегматитовом срастании. Амфиболовый гранофир как фациальная разность рапакивидных гранитов выделялся также среди пород Корсунь-Новомиргородского плутона (возле с. Вербовки; Тарасенко, 1916).

Термин гранофир в применении к глубинным породам в настоящее время не употребляется.

Микрогранит выделен В. Е. Тарасенко (1895) в породах Коростенского плутона. В отличие от гранофиров эта порфировидная порода обладает микрогранитовой структурой основной массы. Во вкрапленниках, составляющих больше половины объема породы, наблюдаются ортоклаз и кварц. Основная масса состоит из изометричных зерен ортоклаза и кварца с примесью биотита. Акцессории представлены рудным минералом, апатитом, цирконом.

Микрогранит обнажается возле с. Шершней.

Л. Г. Ткачук (1947г) употреблял термин микрогранит по отношению к аплитоидным гранитам (аплито-гранитам) клесовского типа.

Порфировидный гранит (порфироподобный, порфировый). Гранит с порфировидной структурой. Разности — мелкопорфировидный, грубопорфировидный, неяснопорфировидный и др. К порфировидным гранитам относятся бобринецкий, богуславский, боковянский, верблюжский, вознесенский, демуринский, долинский, екатериновский, каранский, кировоградский, корнинский, коростенский, коростышевский, львовковский, мухаревский, новоукраинский, пержанский, росинский, россоховский, рапакиви и рапакививидный, частично днепровский, каменномогильский, осницкий, токовский, уманский.

Рапакиви (граниты рапакиви) представляют собой порфировидные породы, состоящие из крупных овоидов или ограненных кристаллов калиевого полевого шпата, заключенных в среднезернистой основной массе гранитного состава. Вокруг вкрапленников калишпата обычно наблюдаются каемки олигоклаза. На Украине рапакиви приурочены исключительно к породам Коростенского и Корсунь-Новомиргородского плутонов (коростенский комплекс).

Рапакиви Коростенского плутона (рапакиви коростенский, радомышльский) детально описаны В. И. Лучицким (1912), В. И. Лучицким, П. И. Лебедевым (1934), М. И. Ожеговой (1928), Н. И. Безбородько (1929б, 1935б), В. С. Соболевым (1947), И. Л. Личаком (1957, 1958б) и др.

Зеленовато-серые и красно-бурые, порфировидные, массивные породы; состоят из овоидов калишпата и среднезернистой основной массы.

Мин. состав: во вкрапленниках — тонкопертитовый, реже решетчатый микроклин; в основной массе — микроклин, ортоклаз, плагиоклаз, кварц, амфибол, биотит, моноклинный пироксен, оливин; акцессории — магнетит, ильменит, флюорит, циркон, апатит, ортит, турмалин, сфен; вторичные минералы — хлорит, карбонат, серпентин, пренит, серицит. Размер вкрапленников обычно не превышает 2 см (в крупноовоидном рапакиви с. Рыхты — 4—5 см). Порфировидные выделения калишпата обрастают сплошной или же прерывистой каемкой олигоклаза (№ 16—22). Нередко такая каемка отсутствует, а по краям овоидов развиваются пойкилопегматитовые прорастания кварца. На основании этого В. И. Лучицкий (1912) выделил микропегматитовый и гранофировый

рапакиви. Микроклин часто альбитизирован. Плагиоклаз имеет зональное строение (в центре зерен — андезин, по периферии — олигоклаз № 16—18). Главный цветной минерал рапакиви представлен буровато-зеленой роговой обманкой. В ассоциации с ней находится бесцветный амфибол грюнеритового типа, выделенный В. И. Лучицким в особую разность под названием киевит. Биотит играет подчиненную роль, обычно окружает амфибол. Сильно железистый оливин и моноклинный пироксен наблюдаются в виде единичных зерен. Оливин часто непосредственно контактирует с кварцем. Иногда встречается в виде скоплений мелких зерен (черный рапакиви; В. С. Соболев, 1947).

В. И. Лучицкий (Лучицкий, Лебедев, 1934) выделял следующие разновидности рапакиви:

1 — розовый радомышльский рапакиви, для которого характерно широкое развитие гранофировых структур (прорастание микроклина кварцем);

2 — темно-зеленый мелкоовоидный порфировидный рапакиви со сравнительно небольшим количеством овоидов (размеры 1—1,5 см), эта разность наиболее распространена;

3 — темно-зеленый мелкоовоидный микропегматитовый рапакиви;

4 — темно-зеленый безовоидный рапакиви;

5 — пироксеновый (диаллаговый) рапакиви (с. Сычевка), главным цветным минералом которого является моноклинный пироксен.

Хим. состав радомышльского рапакиви (табл. 15).

Физ. свойства: $\sigma = (2{,}62)$; $\varkappa = (50)$ (Беланов, Индутный, 1964).

Рапакиви слагают юго-восточную часть Коростенского плутона (Малинский или Радомышльский массив). Обнажения известны в районе г. Малина (села Пинязевичи, Городище) и по р. Рыхте (левый приток Тростяницы) в окрестностях сел Буки, Потиевки, Гуты-Потиевки и др. Небольшие выходы наблюдаются также по р. Ирше западнее с. Теренцов и в окрестностях с. Ставков.

Большинство исследователей образование рапакиви связывают со второй фазой формирования плутона, т. е. после образования основных пород. В пользу этого свидетельствуют жилы рапакививидных гранитов в основных породах, явления контактового воздействия грани-

Химический состав рапакиви и рапакививидных гранитов Украины, %

№	SiO_2	TiO_2	Al_2O_3	Fe_2O_3	FeO	MnO	MgO
1	69,03	—	13,84	1,70	3,41	—	0,12
2	66,99	—	14,48	1,29	5,05	—	0,17
3	68,08	—	13,81	2,79	4,20	—	0,21
4	74,16	—	12,58	0,95	1,85	—	0,11
5	75,06	—	12,51	1,02	1,28	—	0,11
6	71,65	—	14,08	1,37	2,18	—	0,05
7	74,46	—	14,00	0,68	0,50	—	0,19
8	70,94	0,40	13,24	1,06	3,11	0,05	0,32

Примечание: 1 — *радомышльский рапакиви*, розовый, гранофировый, *городского* плутона, г. Корсунь-Шевченковский (Лучицкий, Лебедев, 1934); 3 — *мелкоовоидный*, с. Гамарня, Коростенский плутон (Лучицкий, Лебедев, 1934); 5 — *ский гранит* (Безбородько, 1935б); 7 — *россоховский гранит* (Безбородько, 1935б); плутон (В. С. Соболев, 1947б).

тов на эти породы, а также наличие редких ксенолитов основных пород в гранитах (Личак, 1972а).

Изотопный возраст рапакиви Малинского массива, определенный по циркону, 1080—1700 (среднее 1480) млн. лет (Личак, 1972а).

Рапакиви Корсунь-Новомиргородского плутона изучались В. И. Лучицким (1912, 1934, 1947б), В. Е. Тарасенко (1916), В. Н. Чирвинским (1927), Н. И. Безбородько (1935б), Л. Г. Ткачуком (1934, 1940), В. С. Соболевым (1947б), И. Л. Личаком (1958б), Ю. В. Кононовым (1969) и др.

Крупнозернистые порфировидные граниты, окрашенные в различные оттенки зеленовато-серого, темно-коричневого, темно-бурого и розового цветов.

Мин. состав: вкрапленники — микроклин, окруженный сплошной или прерывистой каймой олигоклаза, часто окрашенного в одинаковый цвет с микроклином; основная масса — кварц, микроклин, плагиоклаз (№ 20—30, 30—35), роговая обманка. Второстепенные и акцессорные минералы — биотит, бесцветный амфибол (киевит), фаялит, пироксен, флюорит, апатит, циркон, ортит, рутил, титанит, ильменит, турмалин; вторичные минералы — кальцит, хлорит, эпидот, иддингсит, серицит. Размеры овоидов микроклина в среднем 2,5—3,5 см, т. е. больше, чем в рапакиви Коростенского плутона. Иногда

Таблица 15

CaO	Na_2O	K_2O	P_2O_5	F	H_2O^-	П. п. п.	Сумма
1,85	3,89	5,51	—	—	—	0,94	100,29
3,09	3,79	3,90	—	—	—	—	99,84
2,73	3,06	4,23	—	—	0,14	0,84	100,09
0,87	2,99	5,90	—	—	—	0,75	100,16
0,60	2,95	5,59	—	—	—	0,81	99,93
0,66	3,15	6,12	—	—	—	0,84	100,10
1,05	3,96	5,10	—	—	—	0,50	100,44
1,45	2,95	5,35	0,07	0,05	0,16	0,49	99,64

г. Малин, Коростенский плутон (Лучицкий, 1912); 2 — *рапакиви Корсунь-Новомиргородского типа*, *рапакиви черкасского типа*, г. Городище (Лучицкий Лебедев, 1934); 4 — *рапакиви безоливиновый*, *рапакиви безоливинового типа*, г. Радомышль (Лучицкий, Лебедев, 1934); 6 — *коростенит*, 8 — *биотит-роговообманковый рапакивидный гранит*, с. Лугины, Коростенский

они достигают 5—7 и даже 10 см (Личак, 1958б). Буровато-зеленая роговая обманка всегда преобладает над биотитом и по составу приближается к гастингситу (В. С. Соболев, 1947б).

Хим. состав (см. табл. 15).

Физ. свойства σ=2,47—2,74 (2,60), $\varkappa$=0—50 (43); I_n=1—300 (162) (Болюбах, 1972).

Рапакиви преобладают среди пород огромного массива, приуроченного к ядерной части Кировоградского антиклинория. Они обнажаются по р. Роси в районе г. Корсунь-Шевченковского, в окрестностях г. Шполы и далее на восток по р. Ташлыку, по р. Ольшанке в районе г. Городища, в окрестностях ст. Новомиргород и др.

В. И. Лучицкий (1912, 1947б) выделял в этом районе черкасский, каневский и корсунский рапакиви (типы рапакиви).

Черкасский рапакиви представляет собой среднеовоидный и редкоовоидный темноокрашенный (темно-бурый, зеленовато-темно-серый до черного) порфировидный гранит. Типичные обнажения наблюдаются в районе г. Городища по р. Ольшанке. Эта разновидность рапакиви наиболее распространена в плутоне.

Каневский рапакиви сначала был выделен в Каневском массиве. Постоянной составной частью этой разновидности является пироксен (изоморфная смесь диопсида

и геденбергита) и оливин, близкий к гортонолиту. Обнажается по р. Роси. Разделяется на нормальный (собственно каневский) и основной, названный впоследствии (Лучицкий, 1947б) корсунским.

Корсунский рапакиви (основной рапакиви) образует неправильной формы полосы и участки в нормальном рапакиви, которые окрашены в несколько более темные цвета в связи с повышенным содержанием роговой обманки и киевита. Структура основной массы этой породы более мелкозернистая, чем в нормальном рапакиви; овоиды также мельче (1,5—2 см). Состав плагиоклаза колеблется между № 20 и 35.

По данным Ю. В. Кононова (1970), крупнозернистый рапакиви корсунского типа является господствующей разновидностью среди гранитоидов рассматриваемого плутона. Обнажения его известны по рекам Малой Выське (с. Юрьевка), Сухому и Гнилому Ташлыкам (села Ташлык, Копейчино, Самгородок), Ольшанке (северная окраина г. Городища).

Наиболее вероятный возраст рапакиви (определен по цирконам) 1700—1750 млн. лет (Кононов, 1965).

Аплитовый рапакиви (Лучицкий, Лебедев, 1934) приурочен к периферийной части плутона и развивается на контакте с вмещающими мигматитами (села Яблуновка, Петрушки, Арбузин). Он характеризуется небольшим содержанием роговой обманки и биотита, крупными овоидами микроклина.

Пироксеновый рапакиви-сиенит (Лучицкий, Лебедев, 1934) представляет собой черную порфировидную породу с овоидами микроклина. Основная масса состоит из ортоклаза, плагиоклаза (№ 40—50), наполненного игольчатым апатитом, и роговой обманки. В большом количестве содержится гиперстен, меньше диаллага и оливина. Зеленая роговая обманка обычно окружает зерна гиперстена и диаллага. По мнению В. И. Лучицкого, рапакиви-сиенит представляет собой переходную породу между габбро и нормальным рапакиви.

Сиенитовый рапакиви отмечен В. С. Соболевым (1947б) как контаминированная разность рапакиви Коростенского плутона, наблюдающаяся на контакте с основными породами (р. Добрынька).

Рапакививидные (рапакивидные, рапакивиподобные, рапакивиобразные) биотит-амфиболовые граниты

(Лучицкий, Лебедев, 1934; В. С. Соболев, 1947б, Личак, 1957, 1958б и др.) напоминают рапакиви и отличаются некоторыми структурно-текстурными особенностями. Н. И. Безбородько (1929б, 1930) выделял эти породы как коростенский и россоховский типы гранитов.

Красновато-бурые, серовато-красные, на глубине зеленовато-серые, крупно- и среднезернистые, большей частью порфировидные граниты. Л. С. Криволап и др. (1970) по структурным признакам выделяют следующие разности рапакививидных гранитов Коростенского плутона:

1. Нечеткопорфировидный среднезернистый гранит с аллотриоморфнозернистой или гипидиоморфнозернистой структурой основной массы.

Мин. состав: калишпат 59,9, кварц 24,8, плагиоклаз 9,7, биотит 0,5, амфибол 3,5, пироксен+оливин 1,0, акцессории 0,6.

2. Порфировидный мелкозернистый гранит с аплит-пойкилитовой, пойкилитовой или гранулитовой структурой основной массы.

Мин. состав: калишпат 50,9, кварц 29,6, плагиоклаз 13,3, биотит 1,3, амфибол 3,5, пироксен+оливин 1,0, акцессории 0,4.

3. Порфировидный мелкозернистый гранит с пойкило- и аплит-пегматитовой структурой основной массы.

Мин. состав: калишпат 52,4, кварц 30,7, плагиоклаз 10,0, биотит 3,0, амфибол 2,8, пироксен+оливин 0,9, акцессории 0,2.

4. Порфировидный мелко- и тонкозернистый гранит с микропегматитовой структурой основной массы (гранофировый гранит).

Хим. состав (см. табл. 15).

Физ. свойства: σ=2,47—2,78 (2,62), $\varkappa$=0—100 (144), I_n=0—300 (100) (Болюбах, 1972).

Рапакививидные граниты наиболее широко распространены в породах Коростенского плутона. Обнажаются они в бассейне Ужа и его левого притока Жерева. Эти граниты постепенно переходят в рапакиви и считаются их фациальной разностью (В. С. Соболев, 1947б; Личак, 1957).

В Корсунь-Новомиргородском плутоне рапакививидные граниты развиты сравнительно ограниченно и часто приурочены к контактовым зонам основных пород и ра-

пакиви (села Вязовка, Бурты, Ротмистровка и др.). Ю. В. Кононов (1969) отмечает следующие разности этих гранитов: 1) зеленовато-серые биотит-амфиболовые безовоидные, реже мелкоовоидные; 2) розово-серые преимущественно биотитовые безовоидные с микропегматитовой структурой; 3) зеленовато- и розово-серые, серые биотит-амфиболовые с гранофировой структурой. Выделение полей развития перечисленных разностей связано со значительными трудностями (частое чередование разностей друг с другом и плохая обнаженность Корсунь-Новомиргородского плутона). В некоторых обнажениях (карьер в с. Копейкино) можно наблюдать постепенную смену в направлении к контакту массива нормальных рапакиви со среднезернистыми гранофировыми рапакививидными гранитами с редкими и мелкими овоидами микроклина.

РАЗНОВИДНОСТИ ГРАНИТОВ, ВЫДЕЛЯЕМЫЕ ПО ТЕКСТУРНЫМ ПРИЗНАКАМ

Гнейсо-гранит. В понимании Н. И. Безбородько (1930) термин охватывает гранитоидные породы, характеризующиеся ориентированным расположением минералов или их скоплений (разгнейсованный и полосчатый гранит). Термин имеет описательное (полевое) значение. К гнейсо-гранитам могут быть отнесены некоторые докембрийские гранитоиды УЩ и Карпат (бердичевский, кировоградский, новоукраинский, пержанский и другие граниты; саксаганский, галещинский плагиограниты; табурищенский, волновахский и другие гранодиориты).

Динамогранит является разновидностью гнейсо-гранита (Безбородько, 1930). Характерно однородное сложение. Ориентировка минералов (преимущественно темноцветных) вызвана тектоническими усилиями, приложенными к массиву или определенному участку породы на завершающих этапах кристаллизации. В связи с этим в динамограните отмечаются катакластические структуры (в порфировидных разностях — очковые текстуры). Динамогранит образуется и в результате последующих наложенных изменений гранитов в зонах разрывов, выразившихся в катаклазе и частичной перекристаллизации. Участки динамогранита могут быть выделены в массивах пержанского (Сущано-Пержанская зона), ки-

ровоградского (Кировоградская зона разрывов), житомирского (с. Городок возле Коростышева, с. Полонное на р. Хоморе и др.), каранского (с. Гранитное) и других гранитов.

Схистогранит как разновидность гнейсо-гранита представляет собой полосчатый гранит, слоистая текстура которого связана с процессами дифференциации расплава (Безбородько, 1930). Н. И. Безбородько установил образования типа схистогранита среди курчицкого, чудновобердичевского, днепровского и других гранитов, из магмы которых в процессе становления выделялось значительное количество флюидно-пегматоидного материала.

Тениогранит также, согласно Н. И. Безбородько (1930), является разновидностью гнейсо-гранита и представлен полосчатой породой. Полосчатость связана с процессами ассимиляции гранитным расплавом вмещающих полосчатых пород. Тениогранит в особенности характерен для экзоконтактовых участков гранитоидных массивов, прошедших в процессе формирования стадию расплава. Очевидно, этот термин вполне применим для гранитов, образовавшихся в результате магматического замещения. По данным Н. И. Безбородько, наиболее типичное проявление тениогранита наблюдается в поле развития чудново-бердичевского гранита. В многочисленных обнажениях (реки Гнилопять, Тетерев) отмечена четкая полосчатость, образовавшаяся в результате ассимиляции ксенолитов гранат-биотитовых гнейсов. Участки тениогранита выделены также среди житомирского, курчицкого, днепровского гранитов.

Трахитоидный гранит (Соболев, 1947б; Половинкина, 1950; Кононов, 1969; и др.) представляет собой порфировидный гранит с ориентированным расположением вкрапленников; например, новоукраинский гранит, гранит в тектоническом окне среди пород Коростенского плутона в районе с. Бехи (Соболев, 1947б; и др.).

Флюксогранит (Безбородько, 1930) так же как и трахитоидный гранит характеризуется ориентированным расположением минералов, возникшим в результате течения магматического расплава. Наличие текстуры флюксогранита свидетельствует о магматическом происхождении породы. Особенно четко текстура флюксогранита выглядит в магматических гранитах порфировидной

структуры. Флюксогранит можно наблюдать среди кировского, богуславского, корнинского, каранского и других порфировидных гранитов.

РАЗНОВИДНОСТИ ГРАНИТОВ, ВЫДЕЛЯЕМЫЕ ПО ЦВЕТУ

Среди гранитов Украины преимущественно распространены породы серого и розового цветов с различными оттенками. В свое время окраске гранитов УЩ придавалось определенное значение, поскольку считалось, что тот или иной цветовой оттенок породы указывает на ее возрастное положение.

Серый гранит (Лучицкий, 1947г; Половинкина, 1954; и др.) преобладает среди пород кировоградского (кировоградско-житомирского) комплекса. Ю. Ир. Половинкина (1954) выделяет две разновидности — серый равномернозернистый (житомирский) и серый порфировидный (кировоградский) граниты. Возраст серого гранита, по ее данным, докриворожский (архейский). Предполагалось, что мощные интрузии серого гранита обильно инъецировали вмещающую гнейсовую толщу. На основании этого выделялись мигматиты серого гранита.

Розовый (красный) гранит (Половинкина, 1954 и др.) преобладает в породах днепровско-токовского комплекса (днепровский, токовский, верблюжский, боковянский, осницкий и другие граниты). Возраст комплекса послекриворожский. С интрузией розового гранита, по данным Ю. Ир. Половинкиной, связаны интенсивный калиевый метасоматоз и гранитизация более древних пород (гнейсов, мигматитов), в том числе и криворожской серии. Раньше выделялись мигматиты розовых гранитов и полимигматиты (мигматиты серого гранита, инъецированные розовым гранитом).

Черный гранит (Лучицкий, Лебедев, 1934) представляет собой среднезернистую, равномернозернистую породу, состоящую из кварца, микроклина и плагиоклаза (№ 25) с небольшой примесью темно-коричневого биотита. Акцессории — циркон, апатит, магнетит, турмалин (многочисленные кристаллики). Черный гранит встречен среди пород Корсунь-Новомиргородского плутона в районе г. Городища. Гранит контактирует с габбро, от которого почти не отличается макроскопически.

Черный гиперстен-биотитовый гранит, по данным

В. И. Лучицкого (Лучицкий, Лебедев, 1934), обнажается также по обоим берегам Тясмина. Состоит из кварца (часто катаклазированного), микроклина и плагиоклаза (№ 30). Наряду с биотитом и гиперстеном содержится небольшое количество граната.

Гранодиориты

К гранодиоритам, согласно рекомендациям Терминологической комиссии МПК, относятся гранитоидные породы, которые характеризуются четким преобладанием кислого плагиоклаза над калиевым полевым шпатом (соотношение 1 : 3 и более). Как правило, гранодиориты обогащены цветными минералами, в составе которых существенную роль играет роговая обманка. Содержание кварца в гранодиоритах такое же (или немного меньше), как и в гранитах.

Судя по имеющейся петрографической литературе, гранодиориты в пределах УЩ по сравнению с гранитами развиты ограниченно. Часто ими сложены периферические (гибридизированные) участки гранитных массивов. Н. И. Безбородько (1935б), отмечая сравнительно ограниченное распространение гранодиоритов, выделил их отдельные типы, занимающие определенные неравноценные между собой площади петрогенетических районов.

Волновахский гранодиорит (волновахский тип гранодиорита) (Безбородько, 1935б).

Гранодиорит серый и темно-серый, порфировидный, с четко выраженной гнейсовой текстурой.

Структура порфировидная, гранобластовая.

Мин. состав: плагиоклаз (альбит-олигоклаз и олигоклаз), микроклин, кварц, биотит, роговая обманка; акцессории — апатит, сфен, магнетит. Во вкрапленниках (2—3 мм) выделяется микроклин. Количество роговой обманки иногда равно количеству биотита.

Хим. состав (табл. 16).

Гранодиорит обнажается по р. Мокрой Волновахе (Восточное Приазовье) от г. Волновахи до с. Николаевки и далее в восточном направлении.

По данным Н. И. Безбородько (1935б), гранодиоритом сложен небольшой массив, залегающий согласно в толще гнейсов и мигматитов. Характерным для гранодиорита

Химический состав гранодиоритов Украины, %

№	SiO_2	TiO_2	Al_2O_3	Fe_2O_3	FeO	MnO	MgO	CaO
1	61,91	0,55	17,34	2,78	2,82	—	0,45	4,32
2	67,88	0,35	14,54	0,53	3,40	—	1,48	2,66
3	65,18	0,30	14,84	1,50	2,51	0,05	3,78	3,89
4	64,61	0,45	16,86	0,57	3,54	—	1,88	3,03
5	66,12	—	16,56	1,20	3,14	—	1,36	3,56
6	66,44	—	16,16	1,82	2,50	—	1,80	4,13
7	66,45	0,49	14,79	1,98	2,38	0,07	1,96	2,98
8	65,08	—	16,30	1,80	3,25	—	2,28	2,73
9	62,00	0,41	16,87	2,31	2,44	0,10	3,11	4,90

Примечание: 1 — *волновахский гранодиорит*, с. Николаевка, Восточное р. Днепр (Личак, 1935); 3 — *гранодиорит*, р. Горный Тикич, с. Буки (Юрк, 1953); ко, 1935б); 5 — *шепетовский гранодиорит*, с. Судилково (Безбородько, 1935б); 6 — *диорит осницкого комплекса*, среднее по данным 4 анализов (Хатунцева, 1972); 1935б); 9 — *гранодиорит Осипенковского массива*, обиточненский комплекс, При-

является параллельное расположение удлиненных вкрапленников микроклина (северо-западное простирание).

В последних работах (Усенко и др., 1972б) волновахский гранодиорит рассматривается в качестве порфиробластического мигматита, образовавшегося по биотит-амфиболовому гнейсу лозоватской свиты.

Звенигородско-кременчугский тип гранодиоритов (Безбородько, 1935б). Описан в работах Н. И. Безбородько (1935б), Ю. Ю. Юрка (1953), Н. П. Семененко (1958д) и др. В составе этого типа гранодиоритов впоследствии выделены плагиоклазовые граниты, гранодиориты и кварцевые диориты бассейнов Горного и Гнилого Тикичей (г. Звенигородка), а также кременчугский плагиогранит.

Гранодиорит р. Горного Тикича (Юрк, 1953).

Гранодиорит серый или темно-серый, среднезернистый, массивный, местами неяснопорфировидный.

Структура порфировидная, гипидиоморфнозернистая.

Мин. состав: микроклин 14,8, плагиоклаз 47,1, кварц 23,3, биотит 8,5, роговая обманка 5,4, прочие 0,9. Плагиоклаз представлен олигоклаз-андезином (№ 25—38). Биотит темно-бурый, часто развивается за счет роговой обманки. Кварц имеет резко волнистое угасание.

Хим. состав (см. табл. 16).

Таблица 16

Na_2O	K_2O	P_2O_5	CO_2	SO_3	H_2O^-	П. п. п.	Сумма
4,80	3,44	—	—	—	—	1,26	99,67
5,00	3,84	—	—	—	—	0,68	100,36
4,22	2,79	0,30	—	—	0,12	0,63	100,11
4,66	4,03	0,18	—	—	—	0,84	100,65
3,47	4,31	—	—	—	—	0,15	99,87
4,24	2,70	—	—	—	—	0,75	100,54
3,39	4,27	0,28	0,24	0,19	0,14	0,26	99,87
3,73	4,61	—	—	—	—	0,72	100,50
4,53	1,90	0,23	—	—	0,08	0,93	99,81

Приазовье (Безбородько, 1935б); 2 — *табурищенский гранодиорит*, с. Табурище, 4 — *тригорский гранодиорит*, между селами Фрисаркой и Тригорьем (Безбородько, *собит, биотитовый гранодиорит*, г. Дашев, Подолия (Ткачук, 1947 д); 7 — *грано-*8 — *чудново-бердичевский гранит* (гранодиорит), р. Гуйва, Подолия (Безбородько, азовье, анализ Т. Г. Хмарук (Эйнор и др., 1971).

Физ. свойства: σ=2,51—3,00 (2,70) (Шаповал, Антонюк, 1964).

Гранодиорит слагает три небольших массива по р. Горному Тикичу в районах с. Буки (Букский массив площадью около 100 км^2), с. Шаулихи, и между г. Тальным и с. Глыбочком. По данным Ю. Ю. Юрка (1953), эти массивы образуют полосу северо-западного простирания. Более мелкие тела в виде ксенолитов заключены в антоновском и богуславском гранитах (с. Синява на р. Роси и др.). Гранодиорит содержит ксенолиты биотитовых гнейсов и амфиболитов, отмечается также постепенный переход в амфиболовые гнейсы (Щербаков, 1972). Изотопный возраст гранодиорита (по роговой обманке) — 2000 млн. лет (Щербаков, 1972б).

Криворожский гранодиорит (криворожский тип гранодиорита) выделил Н. И. Безбородько (1935б). Впоследствии описывался как саксаганский плагиогранит (Усенко, 1947в). В. Н. Трощенко (1973) в саксаганском плагиогранитном комплексе выделяет натриевый гранодиорит.

Мин. состав: плагиоклаз 54,9, кварц 30,3, биотит 11,4, амфибол 0,2, микроклин 0,3, мусковит 0,6; акцессории — циркон, ортит, сфен.

Собиты выделены В. Н. Чирвинским (1930). Под этим названием объединены гранодиориты, кварцевые диориты и диориты бассейна Соби (Ткачук, 1947д).

Темно-серые с зеленоватым оттенком, среднезернистые, массивные породы.

Структура гипидиоморфнозернистая, иногда гетерогранобластовая.

Мин. состав: плагиоклаз 40—65, кварц 0—30, роговая обманка 0—25, биотит и микроклин 0—20, изредка встречается моноклинный пироксен (Рябоконь, Безверхий, 1974); акцессории — апатит, сфен, циркон, магнетит. Плагиоклаз — олигоклаз и андезин (№ 34). Розовый микроклин содержится в подчиненном количестве. Кварц серый или дымчатый. Зерна полевых шпатов в крупнозернистых разностях достигают 10 мм.

Хим. состав (см. табл. 16).

Физ. свойства: σ=2,61—3,02 (2,70) (Шаповал, Антонюк, 1964).

Обнажаются собиты в окрестностях городов Липовца, Ильинцев, Дашева, сел Пореевки, Сорок, Кальника, Жадан по р. Соби, в районах сел Севастьяновки, Каменногорки по р. Сороке, в с. Животове по р. Роське и др.

Строение собитовых массивов весьма сложное и обусловлено прежде всего развитием и частой перемежаемостью существенно различающихся по составу разностей пород, а также наличием многочисленных ксенолитов гнейсов, мигматитов, кальцифиров и розовых аплит-пегматоидных гранитов. Жильные граниты генетически связаны с гранодиоритами и диоритами, которые преобладают в строении собитовых массивов. В. Е. Тарасенко (1925) считает, что все разности пород р. Соби образовались в результате дифференциации гранодиоритовой магмы. В. Н. Чирвинский (1930) предполагал, что они формировались вследствие ассимиляции магмой розового гранита амфибол-плагиоклазовых парагнейсов. И. С. Усенко и др. (1973а) объединяют гранодиориты р. Соби и породы их сопровождающие в собитовый комплекс.

Изотопный возраст собитов (по роговой обманке) 2000—2200 млн. лет (Рябоконь и др., 1973).

Табурищенский гранодиорит (табурищенский тип гранодиорита) выделил Н. И. Безбородько (1935б). И. Л. Личак (1935) описал как серый порфировидный гранит, Н. П. Семененко (1958д) — как табурищенский порфировый гранит.

Гранодиорит серый, среднезернистый, порфировидный, с гнейсовидной текстурой.

Структура гипидиоморфнозернистая.

Мин. состав: главные минералы — плагиоклаз, кварц, биотит, ортоклаз и роговая обманка; второстепенные минералы — микроклин, эпидот, кальцит (Личак 1935); акцессории — апатит, циркон, сфен, магнетит. Плагиоклаз (олигоклаз-андезин) преобладает над ортоклазом. Калиевый полевой шпат (ортоклаз и микроклин) образует вкрапленники (4—15 мм) и содержится в основной массе. Самым характерным минералом гранодиорита является роговая обманка (Безбородько, 1935б), которая по количеству уступает бурому биотиту.

Хим. состав (см. табл. 16).

По данным Н. И. Безбородько (1935б), гранодиоритом сложен небольшой массив, обнажающийся по р. Днепру выше г. Кременчуга (г. Светловодск, стар. назв. Табурище). В настоящее время площадь выходов гранодиорита затоплена Кременчугским водохранилищем.

Табурищенский гранодиорит по структурно-текстурным особенностям близок к волновахскому, а наличие порфировидной структуры сближает его также с богуславским гранитом (Безбородько, 1935б). И. Л. Личак (1935) считает гранит с. Табурища близким к кировскому типу гранита. Н. П. Семененко (1958з) также относит его к кировоградскому комплексу. Согласно имеющимся описаниям табурищенского гранодиорита, можно сделать вывод, что при существенных колебаниях количества вкрапленников калишпата и роговой обманки среди разностей этой породы есть такие, которые полностью сопоставляются как с гранодиоритом, так и с типичным кировоградским гранитом.

Гранодиорит в разных направлениях сечется жилами аплита и пегматита неправильной формы. Есть также ксенолиты плагиоклаз-биотитового гнейса размером до 20×30 см (Личак, 1935).

Гранодиорит разрабатывался в Барабановском, Березовском, Картавцевском (район г. Светловодска) карьерах.

Тригорский гранодиорит (тригорский тип гранодиорита) выделил Н. И. Безбородько (1935б).

Описан Н. К. Ненадкевич-Говоровой (1930), Н. И. Безбородько (1932, 1935б), Н. П. Щербаком (1961, 1965),

Ю. Ир. Половинкиной (1963) и др. Под названием роговообманковый гранит эта порода детально описана И. А. Морозевичем (1893). И. Ф. Матковский (1930) назвал ее сиенито-диоритом. Н. И. Безбородько (1932) объединял кварцевые монцониты (украиниты) и гранодиориты Тригорского массива в тригорский тип гранодиорита.

Основной объем Тригорского массива составляют кварцевые монцониты. Собственно гранодиорит слагает его периферическую часть.

Кварцевый монцонит (Щербак, 1965) представлен темно- или зеленовато-серой мелко- и среднезернистой породой. Мин. состав: плагиоклаз (андезин) 45—60, калишпат 15—30, кварц 10—17, биотит 1—7, клинопироксен 1—10, роговая обманка 2—7, акцессории до 1. Роговая обманка образует таблитчатые зерна или неправильные выделения, часто включает реликтовый пироксен. Биотит темно-бурый.

Гранодиорит (Щербак, 1965) представлен светло-серой, массивной, порфировидной, крупнозернистой породой, иногда с отчетливой трахитоидной текстурой. Мин. состав: плагиоклаз 41—43, калишпат 20—30, кварц 15—18, биотит 3—14, амфибол 4—10; акцессории — циркон, сфен. Количество сфена иногда достигает 2—3%. Плагиоклаз (№ 18—27) в отличие от монцонитов представлен более кислой разностью (олигоклаз).

Тригорский массив (Букинский плутон) располагается в 20 км западнее Житомира и обнажен по р. Тетереву (села Фрисарка, Тригорье, Сергеевка, Высокая Печь и др.). Вмещающие породы представлены житомирскими гранитами, гнейсами и мигматитами тетеревской свиты. В районе с. Высокой Печи Н. И. Безбородько (1935б) отмечен постепенный переход гранодиорита в житомирский гранит. Н. П. Щербак (1972б) предполагает тесную генетическую связь между монцонитами, гранодиоритами и житомирскими гранитами и считает Тригорский массив возрастным аналогом кировоградско-житомирского комплекса.

Изотопный возраст тригорского гранодиорита 2100—2360 млн. лет (Щербак, 1972б).

Шепетовский гранодиорит (шепетовский тип гранодиорита) выделил Н. И. Безбородько (1929б, 1935б).

Гранодиорит серый, крупнозернистый, с массивной и местами пятнистой текстурой.

Структура гипидиоморфнозернистая, участками порфировидная.

Мин. состав: плагиоклаз 41,2; микроклин 16,8, кварц 26,9, биотит 14,2 (Толстой и др., 1973); в небольшом количестве роговая обманка, ортоклаз, мусковит; акцессории — сфен, апатит, циркон, магнетит. В породе преобладает плагиоклаз (средний состав — № 25,5). Плагиоклаз часто эпидотизирован. Биотит буро-коричневый. Роговая обманка зеленая, встречается в виде единичных зерен в тесной ассоциации с биотитом. Характерны крупные зерна сфена.

Хим. состав (см. табл. 16).

Физ. свойства: $\sigma = (2{,}73)$, $\varkappa = (45)$, $I_r = (8)$ (Толстой и др., 1973).

Гранодиоритом сложен массив в районе г. Шепетовки (села Судилков, Рудня-Новенькая, Клементовичи). Структура массива довольно сложная, характерно частое чередование сравнительно обогащенных или совершенно лишенных микроклина разностей. Массивная текстура местами сменяется гнейсовидной и полосчатой. Гранодиорит содержит разные по размерам ксенолиты биотитизированного метабазита.

Сходные с шепетовским гранодиоритом образования распространены севернее г. Шепетовки по рекам Корчику и Случи. Все они объединяются в шепетовский комплекс гранодиоритовой формации УЩ (Усенко и др., 1973).

По мнению Н. И. Безбородько (1929б), шепетовский гранодиорит является краевой более основной фацией массива гранитов чудново-бердичевского типа. Однако исследования последних лет показали, что гранодиориты шепетовского комплекса вероятнее всего образовались в результате гранитизации вулканогенно-осадочных пород тетеревской серии.

Шепетовский гранодиорит используется как строительный камень.

Кроме описанных, гранодиориты отмечаются в составах обиточненского (Эйнор и др., 1971), осницкого (Ткачук, 1947г), днепропетровского (Орса, 1973) и салтычанского (Кравченко, Цуканов, 1972) комплексов.

Адамеллиты

Согласно рекомендациям Терминологической комиссии МПК, к адамеллитам относятся гранитоиды с примерно одинаковыми количествами калиевого и натриевого полевых шпатов. На основании предложенной комиссией классификации к адамеллитам можно отнести антоновский, житомирский, салтычанский, коростышевский, стародубовский, курчицкий, токовский и другие граниты УЩ.

Термин адамеллит в применении к гранитоидам УЩ употребляется редко.

Адамеллит Приазовья, по данным П. И. Лебедева (Лучицкий, Лебедев, 1934),— темно-серая, среднезернистая порода с равномерно распределенными кристаллами полевых шпатов.

Мин. состав: микроклин-криптопертит, плагиоклаз, кварц, диопсид, ромбический пироксен, оливин, биотит. Микроклин преобладает над плагиоклазом.

Адамеллит в ассоциации с породами чарнокитовой серии распространен в бассейне Кальчика.

Впоследствии адамеллит описывался как сиенит или граносиенит. Г. К. Фельдман (1941) описал адамеллит среди пород салтычанского комплекса (Западное Приазовье). Л. Г. Ткачук (1947д) выделял адамеллиты в подольском чарнокит-норитовом комплексе. Адамеллиты в составе саксаганско-житомирского комплекса отмечают А. П. Никольский и А. К. Прусс (1971). Мин. состав: плагиоклаз 37,2, микроклин 27,0, кварц 25,7, биотит 9,8, акцессории 0,3. Адамеллит (микроадамеллит) в районе Кривого Рога, по данным И. С. Усенко (1947в), представляет собой жильную фацию плагиогранитов. Хим. состав микроадамеллита (см. табл. 14).

Тоналиты

Представляют собой гранитоидные породы повышенной основности с резким преобладанием среди полевых шпатов плагиоклаза (Коптев-Дворников и др., 1972). Впервые на УЩ тоналиты выделил В. И. Лучицкий (1913) среди биотит-гранатовых гранитов Подолии. На широкое распространение тоналитов, как гранитоидов плагиоклазового ряда, среди пород чарнокит-норитового комплекса Подолии указывал Л. Г. Ткачук (1947д).

Л. Г. Ткачук (1947) описал тоналит как переходную от гранодиорита к кварцевому диориту породу в районе развития осницкого комплекса.

Мин. состав: плагиоклаз 43,2, калишпат 10,2, кварц 17,5, роговая обманка 10,5, биотит 13,1, эпидот 3,4, рудный минерал 0,9, апатит 0,8, кальцит 0,4.

Серый, среднезернистый тоналит из района с. Чабель (Волынь) описал И. Л. Личак (1948).

Мин. состав: плагиоклаз 36,1, роговая обманка 21,2, биотит 16,3, кварц 10,4, калишпат 8,5, эпидот 2,5, рудные минералы 2,2, сфен 2,1, апатит 0,7. Рассматривается как переходная разновидность от нормальных диоритов к кварцевым диоритам и монцонитам.

В. Н. Трощенко (1973) установил тоналиты как в саксаганском, так и в ингулецком комплексах плагиогранитов.

Мин. состав тоналита саксаганского комплекса: плагиоклаз 60,8, кварц 20,5, биотит 14,1, амфибол 0,8, микроклин 0,2, мусковит 0,7, апатит и магнетит.

Хим. состав (см. табл. 13).

Тоналиты встречаются также в породах обиточненского комплекса Приазовья (Эйнор и др., 1971).

Аляскиты

Как породы существенно микроклин-кварцевого состава, часто лишенные цветных минералов, аляскиты широко развиты среди гранитов днепровского типа (лейкократовые аплит-пегматоидные граниты).

В. В. Ляхович (1967) отметил аляскит среди гранитов Токовского массива (см. токовский гранит).

Мин. состав: калишпат 50,89, плагиоклаз 12,53, кварц 33,36, биотит 1,61, прочие минералы 1,61.

Натриевый аляскит выделен В. Н. Трощенко (1973) среди пород саксаганского и ингулецкого плагиогранитовых комплексов Криворожья. Однако, судя по мин. составу (плагиоклаз 59,2, кварц 26,0, микроклин 11,5, биотит 1,8), эту породу следует считать лейкократовым плагиогранитом.

К аляскитам могут быть отнесены некоторые разновидности гранитов коростенского и пержанского комплексов. Однако этот термин в украинской петрографической литературе применяется пока ограниченно.

Среднеглубинные и жильные породы кислого состава

Аплит (гранит-аплит) (В. С. Соболев, 1947б; Усенко, 1947в; и др.) — мелкозернистая, лейкократовая жильная порода с характерной аплитовой структурой. На Украине аплит широко развит среди жильных гранитов днепровского и побужского комплексов и находится в тесной ассоциации с пегматитами (аплит-пегматоидными гранитами). Как жильный материал мигматитов аплит характерен для метаморфических толщ УЩ и Раховского массива.

Аплитом сложены маломощные жилы, секущие граниты коростенского комплекса.

Мин. состав: калишпат 53,6, кварц 32,6, плагиоклаз 9,9, биотит 2,4, амфибол 1,1, акцессории 0,4 (Криволап и др., 1970).

Гранит-порфир (В. С. Соболев, 1947) — розовая и буровато-розовая, редко черная, мелкозернистая порода с порфировой структурой. Вкрапленники распределены неравномерно, иногда их нет вовсе. Представлены микроклином и кварцем. Вкрапленники микроклина (5—6 мм) имеют форму овоидов, что дало основание В. И. Лучицкому описывать эти породы как микропегматитовый мелкоовоидный рапакиви. Основная масса состоит из кварца, микроклина и альбит-олигоклаза. В незначительном количестве наблюдается биотит.

Структура преимущественно гранулитовая, на отдельных участках — микропегматитовая.

Хим. состав (табл. 17).

Химический состав кислых гипабиссальных пород, %

№	SiO_2	TiO_2	Al_2O_3	Fe_2O_3	FeO	MnO	MgO	CaO
1	72,00	0,15	14,00	—	3,23	0,11	0,40	2,94
2	75,14	0,12	12,75	1,10	1,12	0,06	0,48	0,48
3	79,86	0,77	9,63	0,42	1,43	0,01	0,10	0,56
4	67,66	0,75	14,47	0,46	4,88	0,02	3,60	0,40
5	73,43	—	13,31	0,60	1,45	—	0,20	0,88
6	63,16	0,69	17,27	1,92	2,97	0,10	3,33	1,20

Примечание: 1 — *плагиогранит-порфир* мелкокристаллический, гора Ка Волынь (Ткачук, 1948); 3 — *кварцевый порфир*, с. Стила, Приазовье (Макухина, даков, 1966а); 5 — *гранит-порфир*, с. Гамария у г. Малина, Коростенский плутон

Гранит-порфир слагает преимущественно полого падающие жилы, секущие биотит-амфиболовые граниты Коростенского плутона (р. Жерев в районе сел Вязовки, Закусил, Полчи), а также рапакиви в районе г. Малина.

Гранит-порфир метаморфизованный (Рудаков, 1966а) — порфировидная порода с гранолепидобластовой структурой основной массы, состоящая из альбита, кварца, биотита, цоизита и серицита; акцессории — циркон, титанит. Вкрапленники представлены голубовато-фиолетовым кварцем (4—5 мм) и белым плагиоклазом (10—12 мм). Текстура обычно массивная, реже гнейсовидная.

Хим. состав (см. табл. 17).

Слагает небольшие тела (до 1 км²) среди метаморфических пород Чивчинских гор в Карпатах (хр. Прелучный, г. Малый Ластун).

Гранодиорит-порфир (Соболев и др., 1955) — серая с зеленоватым оттенком, порфировая порода с хорошо раскристаллизованной основной массой. Порфировые вкрапленники представлены плагиоклазом (№ 34—42, в центральной части зональных зерен — № 56), кварцем, биотитом и роговой обманкой. Вкрапленники цветных минералов обычно полностью разложены (хлоритизация, карбонатизация). Основная масса имеет аллотриоморфнозернистую, близкую к гранулитовой, структуру и состоит из кварца, калишпата, плагиоклаза, хлорита. Акцессории — циркон, апатит, пирит.

Хим. состав (см. табл. 17).

Гипабиссальные породы типа гранодиорит-порфира распространены в юго-восточной части Выгорлат-Гутин-

Таблица 17

Na_2O	K_2O	P_2O_5	SO_3	CO_2	H_2O^-	П. п.п.	Сумма
4,44	1,43	0,19	—	—	—	1,50	100,39
3,28	4,79	0,13	—	0,07	0,08	0,57	100,17
0,60	5,51	0,05	0,24	—	0,06	—	99,24
2,15	3,05	0,21	0,02	—	0,22	2,74	100,63
3,44	5,88	—	—	—	—	0,67	99,86
1,75	2,19	—	—	—	0,52	4,66	99,76

стель, Крым (Лебедев, Оровецкий, 1969); 2 — *кварцевый порфир*, с. Боровино, 1961); 4 — *гранит-порфир метаморфизованный*, хр. Прелучный, Закарпатье (Ру- (Соболев, 1947б); 6 — *гранодиорит-порфир*, Закарпатье (Соболев и др., 1955).

ской гряды (Вулканические Карпаты). Они слагают небольшие штокообразные массивы, прорывающие осадочно-туфогенную толщу района. Размеры штоков изменяются от нескольких сотен метров до 2—3 км. Гранодиорит-порфиры моложе раннесарматских образований.

Микрогранит (Лучицкий, Лебедев, 1934) — серая, однородная, мелкозернистая, неяснопорфировидная, плотная порода. В основной массе рассеяны вкрапленники (до 1 мм) микроклина, в значительной степени измененного. Основная масса состоит из кварца, ортоклаза (причем, кварц более идиоморфен, чем ортоклаз) и небольшого количества биотита. От типичных микрогранитов эта порода отличается отсутствием вкрапленников кварца. Распространен северо-западнее г. Новоград-Волынска возле сел Чмеля, Емельчина. Образует дайки северо-западного простирания.

В. С. Соболев (1947б) описал жилы микрогранита, секущие биотит-амфиболовые граниты Коростенского плутона по р. Жереву (села Вязовка, Закусилы, Полчь и др.). Термин микрогранит употреблял также Л. Г. Ткачук (1948) при описании клесовских аплитоидных гранитов.

Микрогранит амфиболовый (Лучицкий, Лебедев, 1934) по внешнему виду, структуре и составу сходен с микрогранитом. Отличается повышенным количеством роговой обманки в основной массе. Обнажается в районе с. Горбова (Волынь).

Микрогранодиорит (Соболев и др., 1955) — светло-серая, часто белая (каолинизированная), тонкозернистая сливная порода.

Структура микрогипидиоморфнозернистая.

Мин. состав: плагиоклаз (№ 30—35), калишпат, кварц.

Микрогранодиорит слагает интрузивные штокообразные массивы в северо-западной части Вулканических Карпат. Штоки (не более нескольких десятков метров) прорывают палеогеновые отложения карпатского флиша, имеют крутопадающие контакты и часто сопровождаются развитием характерных приконтактовых брекчий.

Пегматиты (Безбородько, 1929б; Гаврусевич, 1933; Семененко, 1939; Юрк, 1956а; Ивантишин и др., 1957; Юрк, 1958в; Юрк и др., 1964; и др.) — жильные породы кислого (гранитного) состава — на Украине широко раз-

виты, особенно на УЩ. Для пегматитов характерен существенно полевошпато-кварцевый состав, наличие пегматитовой или гигантозернистой крупноблоковой структуры. Обычны жильная и штокообразная формы залегания.

Среди пегматитов УЩ выделяются самые разнообразные по морфологии тел, условиям залегания, структурно-текстурным особенностям, характеру акцессорной и рудной минерализации пегматиты. Скопления штокообразных тел и жил пегматитов образуют пегматитовые поля, развитие которых связано как с долгоживущими разрывными зонами, так и с определенными комплексами гранитоидов. В свое время Н. И. Безбородько (1929б) указывал, что почти каждый выделенный им тип гранитов на завершающих стадиях своего развития давал то или иное количество аплит-пегматоидных отжимков, которые кристаллизовались в апикальных частях массивов. Имеются также предпосылки для генетической увязки процессов пегматитообразования с процессами метаморфизма и особенно ультраметаморфизма докембрийских пород (Доморацкий, 1957; и др.). Все это свидетельствует о возможном полигенном происхождении пегматитовых полей и сложности его расшифровки.

Ю. Ю. Юрк (1956а) приводит описание следующих пегматитовых полей УЩ.

Городницкое. Может быть разделено на собственно Городницкое (долина Случи в районе сел Городницы, Лучницы, Устья, Бельчаков, Дерманки) и Корецкое (г. Корец, долина р. Корчика). Пегматитовые жилы в биотитовых и гранат-биотитовых гнейсах и мигматитах либо залегают согласно, либо секут их. Жилы имеют зональное строение: по краям аплитовидный гранит, дальше письменный пегматит и в центре крупноблоковый полевой шпат и кварц с гнездами мусковита. Пегматиты генетически связаны с курчицким гранитом (Безбородько, 1929б; Юрк, 1956а).

Полонно-Барановское. Располагается на большой площади в бассейне Случи (реки Хомора, Смолка и др). Жилы характеризуются непостоянным минеральным составом, значительными колебаниями мощности, иногда зональным строением. Наиболее крупные жилы наблюдаются в районе сел Глыбочка и Марковки. Хим. состав (см. табл. 14). Физ. свойства: $\sigma = (2{,}59)$; $\varkappa = (50)$ (Беланов, Индутный, 1964). Пегматиты связаны

с гранитами кировоградско-житомирского комплекса (Юрк, 1956а).

Новоград-Волынское (район г. Новоград-Волынска). Мощность пегматитовых жил достигает 20—25 м. Блоки чистого полевого шпата и кварца в некоторых жилах иногда имеют 0,3—0,6 м в поперечнике. Пегматиты предположительно связывают с новоград-волынским гранитом.

Довбышское (села Грузловец, Каменный Брод, Старый Майдан и другие в Житомирской области). Мощность жил, которые разрабатывались или разрабатываются в настоящее время, 15—20 м. По простиранию они прослеживаются на расстояние до 200 м. Мин. состав пегматита: красный микроклин-пертит (преобладает), альбит-олигоклаз, кварц, пластинчатый мусковит и биотит, редко гранат и апатит. Пегматиты связаны с серыми порфировидными гранитами кировоградско-житомирского комплекса.

Житомирское (р. Тетерев, в районе г. Житомира, и его притоки — Каменка, Гнилопять, Гуйва). Пегматиты залегают в гнейсах и мигматитах тетеревской серии и очень редко в житомирских гранитах. Жилы в основном маломощные. Наиболее крупные из них наблюдаются в районе сел Станишевки, Быстрика, Левкова. Пегматиты генетически связаны с житомирским гранитом.

Коростышевское (район сел Козиевки — Городска севернее г. Коростышева). Пегматиты приурочены к зоне северного экзоконтакта Коростышевского гранитного массива (Логвин, 1970). Жильные тела сложены розовым микроклином, белым альбит-олигоклазом, серым кварцем, мусковитом. Пегматит генетически связан с коростышевским гранитом.

Коростенское. Детально описано Ю. Ю. Юрком (1948, 1956а), М. Н. Ивантишиным и др. (1957), Е. К. Лазаренко и др. (1973), В. Т. Клочковым и Ф. В. Мужановским (1973) и др.

Пегматиты распространены на большой площади Коростенского плутона: севернее г. Коростеня по рекам Ужу и Жереву, по р. Тростянице. Наибольшее скопление пегматитов наблюдается в гранитах района г. Володарск-Волынского. Пегматиты приурочены к зоне контакта рапакививидных гранитов с габбро-лабрадоритовым массивом. Пегматитовое поле вытянуто в субмеридиональ-

ном направлении от г. Володарск-Волынского до с. Краевщины и проходит в общем параллельно контакту с габбро-лабрадоритами. Здесь сосредоточено большое количество пегматитовых жил с различными формами и размерами. Наибольший интерес представляют крупные трубообразные или жильно-штоковые тела с занорышами, стенки которых выполнены большими кристаллами полевого шпата, кварца (мориона) и топаза. Кристаллы кварца иногда достигают нескольких тонн. В отдельных занорышах находили до 100 кг топаза, образующего кристаллы небольших размеров (от нескольких до 200—500 г).

Пегматиты Коростенского поля генетически связаны с гранитами коростенского типа. Они представляют собой своеобразный топаз-морионовый тип пегматитов, который на Украине связан исключительно со среднепротерозойскими гранитами. Пегматиты этого поля высоко ценятся как источник пьезооптического сырья, промышленные месторождения которого уже давно разрабатываются на Волыни.

Уманское. Расположено в бассейнах Горного и Гнилого Тикичей, Ятрани и Уманки (Юрк, 1953). Наибольший интерес представляют пегматитовые тела района Антоновка — Тальное (среднее течение Горного Тикича), нижнего течения Гнилого Тикича и р. Шполки. Мощность пегматитовых жил достигает 20—25 м (с. Скелеватка). Пегматиты связаны с гранитами уманского и антоновского комплексов.

Побужское. Детально описано С. П. Родионовым (1958), Н. П. Щербаком и Д. А. Лавровым (1963), Н. П. Щербаком и И. В. Гольденфельдом (1965). Пегматиты ассоциируют с аплит-пегматоидными гранитами (побужский комплекс). Мин. состав: ортоклаз-пертит или микроклин, олигоклаз, кварц, биотит; акцессории — монацит, циркон, гранат.

Пегматиты залегают в виде полос или линз неправильной формы, ориентированных согласно с полосчатостью или кристаллизационной сланцеватостью чудновобердичевских гранитов и мигматитов, с которыми они генетически связаны. Мощность тел не превышает 10—30 м. Секущие пегматитовые жилы чаще наблюдаются в чарнокитах. Они характеризуются сложной морфологией и имеют резкие контакты с вмещающими породами.

Структура обычно блоковая, реже графическая. Характерно наличие голубого кварца. Акцессорный монацит ассоциирует с ортоклазом.

Кировоградское (Ингуло-Кировоградское). Расположено в бассейне Ингула и его притоков, протягивается от г. Кировограда до с. Розановки и дальше на юг. Мин. состав: микроклин-пертит (преобладает), альбит-олигоклаз, кварц (25—28%), биотит, гранат, мусковит; акцессории — апатит, магнетит, турмалин, пирит.

Выделяются две генетические группы пегматитов: пегматиты, залегающие в гнейсо-мигматитовой толще, и пегматиты, пространственно связанные с гранитными массивами. Преимущественно распространены пегматиты первой группы. Наиболее крупные тела сосредоточены по б. Калиновской (выше с. Калиновки), по б. Вшивой (ниже с. Марьевского), по р. Ингулу (с. Бутово), по р. Лозоватке (с. Морквино), по б. Коротяк (с. Седиевка), по р. Березовке (села Ковалевка, Израилевка и др.). Самое крупное пегматитовое тело под названием «Гайдамацкая хата» (правый берег Ингула, 0,5 км выше с. Лозоватки) имеет максимальную мощность 80 м и прослежено на расстояние 500 м (Виноградова, 1940).

Ингулецкое. Расположено на р. Ингульце от б. Власовой до с. Недайводы. Пегматитовые тела известны в районах сел Солдатского, Марьевки, Искровки, Корсуновки, Лозоватки (р. Ингулец), по р. Боковеньке (с. Кудашевка) и по р. Боковой (ниже с. Софиевки). Пегматитовые тела имеют неясно выраженное зональное строение — периферическая часть аплитовая, в центре крупнозернистый пегматоид с участками графического пегматита, блоками розового микроклина и серого кварца. Пегматитовые жилы залегают в гнейсах, мигматитах и гранитах. Мощность достигает 10—15 м. По данным Н. П. Семененко (1939), пегматиты генетически связаны с интрузией розовых аплит-пегматоидных гранитов.

Базавлукское. Развито в районе сел Александровки, Гуляйполя, Владимировки, Новониколаевки по р. Базавлуку, а также по его притокам — Базавлучку (с. Славяновка), Перевалы и др. Мин. состав: микроклин, альбит и олигоклаз, кварц, биотит, мусковит, гранат. Изредка встречаются магнетит, апатит, сфен, ортит. Наиболее мощные пегматитовые жилы сосредоточены между селами Гуляйполем и Владимировкой. Мощность их достигает

30—35 м. Пегматиты этого поля генетически связаны с серыми порфировидными и розовыми аплитоидными гранитами бассейна Базавлука.

Запорожское. Расположено на левобережье Днепра (р. Мокрая Московка, Волнянка, б. Вербовая). Пегматитовые жилы отличаются незначительной мощностью и характеризуются обычной минерализацией. Генетически и пространственно эти жилы связаны с аплит-пегматоидными гранитами.

Западно-Приазовское. Приурочено к ядерной части Салтычанского антиклинория (реки Обиточная, Чокрак, Кильтичия, Буртичия и др.). Пегматиты детально описаны И. Г. Сагайдаком (1937), Ю. Ю. Юрком (1939, 1956а и др.) и др. Мин. состав: микроклин, альбит и олигоклаз, кварц, биотит, мусковит. Второстепенные и акцессорные минералы — апатит, гранат, турмалин, берилл, колумбит, танталит, приазовит, ампангабеит, ильменорутил, рутил, магнетит, ганит, карбонаты висмута, ортит, циркон, циртолит, монацит, эпидот, серицит, скаполит, гидроокислы железа и др. (Юрк, 1956б).

Хим. состав (см. табл. 14).

Пегматитовые жилы и жилоподобные тела имеют сложное зональное и блоковое строение. Краевые зоны пегматитовых тел сложены сравнительно мелкозернистым полевошпато-кварцевым материалом. Ближе к центру идет промежуточная зона крупнозернистого пегматоида с участками графического пегматита, обособлениями серого кварца, крупными кристаллами магнетита и граната. В центральной зоне наряду с участками розового и белого грубозернистого пегматита наблюдаются крупноблоковые выделения полевого шпата и кварца, гнезда пластинчатых кристаллов мусковита, иногда скопления крупночешуйчатого биотита и кварца. Пегматитовые жилы рассматриваемого поля сконцентрированы на определенных участках, обычно приуроченных к крупным разрывным зонам (Цуканов, Есипчук, 1970б). Можно выделить самостоятельные пегматитовые поля, контролируемые диагональными разрывами — Елисеевское, Долинское, Андреевское, Сорокинское и др. Максимальной мощностью (до 90 м) обладают пегматитовые тела месторождения Зеленая Могила (с. Елисеевка); оно интенсивно разрабатывается. Пегматиты Западного Приазовья залегают в толще амфибол-биотитовых, биотитовых гнейсов

и мигматитов. Образовались в процессе ультраметаморфического преобразования пород этой толщи (Эйнор и др., 1971).

Изотопный возраст пегматитов района с. Елисеевки 2100—2500 млн. лет (Елисеев и др., 1965).

Восточно-Приазовское. Расположено по р. Мокрой Волновахе (села Николаевка, Бугас, Новоигнатьевка, Богдановка и др.). Пегматиты бедны мусковитом, апатитом, турмалином. Наиболее мощные жилы (до 15 м) находятся в районе с. Николаевки. Строение жил зональное. В центральной части многих жил наблюдаются крупные блоки микроклина и серого кварца.

Приведенные сведения показывают, что УЩ богат пегматитовыми образованиями, которые в каждом из перечисленных районов могут служить сырьевой базой для керамической промышленности.

На основании исследований Ю. Ю. Юрка (1956а) среди гранитных пегматитов Украины выделяются следующие типы:

I тип — недифференцированные крупнозернистые пегматиты обычной минерализации. Возможно выделение магнетит-гранатового и магнетит-ортитового подтипов (если пегматит обогащен указанными минералами);

II тип — дифференцированные блоковые пегматиты. Подтипы: а) графический, б) обычной минерализации (мусковит-биотитовый), в) блоковый с мусковитом, апатитом, шерлом;

III тип — дифференцированные зональные пегматиты. Подтипы: а) мусковит-биотитовые с апатитом, гранатом и магнетитом, б) альбит-мусковитовые с гранатом, магнетитом и редкими акцессориями (берилл, колумбит, циртолит и др.), в) шерл-мусковитовые, г) микроклин-топаз-морионовые с циннвальдитом, д) циннвальдит-топазовые;

IV тип — пегматиты линии скрещения. Подтипы: а) графитовые, б) контактные, в) гибридные.

Наиболее широко распространены пегматиты I типа, развитые практически на всем УЩ. Пегматиты II типа развиты на многих пегматитовых полях, в частности на Волыни, в Приазовье и др. Пегматиты III типа распространены главным образом в Западном Приазовье, подтип «г» особенно характерен для пегматитов Коростенского поля.

Плагиогранит-порфир (Лебедев, Оровецкий, 1969; Кравченко, Лебединский, 1969) — серая или зеленовато-серая, средне- и мелкозернистая, массивная порода.

Структура порфировая.

Мин. состав: плагиоклаз 61,13 (из них в виде вкрапленников — 6,20), кварц 26,85; вторичные минералы (хлорит, актинолит) 21,74; акцессории — магнетит, апатит. Порфировые выделения (до 0,7×2 мм) представлены альбитизированным плагиоклазом.

Хим. состав (см. табл. 17).

Физ. свойства: σ=2,50—2,66 (2,62), $\varkappa$=11—92 (35), V=4000—5260 (4700) (Лебедев, Оровецкий, 1969).

Плагиогранит-порфир слагает небольшие интрузивные тела в зоне Криворожско-Самсунского глубинного разлома в Горном Крыму (горы Кастель, Шарха, Сераус, Ай-Иори). Они сопровождают крупные магматические тела основного состава (гора Урага и Чамны-Бурун).

Изотопный возраст плагиогранита 170±6 млн. лет (Багдасарян, Лебединский, 1967).

Кварцевый порфир (Лучицкий, Лебедев, 1934; Усенко, 1947в; и др.) слагает дайки в северо-западной и приазовской частях УЩ.

Кварцевый порфир обнаружен в районе с. Боровино (Волынь); светло-серый, мелкопорфировый (Ткачук, 1948).

Мин. состав: плагиоклаз (№ 15) 7,2, калишпат 42,6, кварц 43,8, биотит 6,4. Порфировые выделения представлены округлыми зернами кварца, реже калишпатом. В некоторых разностях вокруг порфировых выделений калишпата наблюдается оторочка альбита.

Хим. состав (см. табл. 17).

Небольшие дайки кварцевого порфира встречаются по р. Мокрой Волновахе (Макухина, 1961). Это — коричневато-серая или коричневая плотная порода, в которой рассеяны мелкие вкрапленники кварца и реже ортоклаза (1—5 мм). Основная масса очень тонкозернистая, существенно полевошпато-кварцевая, с микропойкилитовой или сферолитовой структурой. Реже наблюдаются участки с криптокристаллической или фельзитовой структурой.

Полевой шпат представлен ортоклазом, очень редко альбитом. В небольшом количестве содержатся биотит и хлорит. Акцессории — гранат, апатит, пирит и магнетит.

Эффузивы кислого состава

Излившиеся породы кислого состава на Украине распространены весьма ограниченно и в неизмененном виде встречаются в основном среди вулканических образований Закарпатья и Крыма.

Дациты (Соболев и др., 1955) представляют собой серые, сиреневые, светло-сиреневые плотные эффузивные породы.

Структура порфировая; структура основной массы андезитовая, микропойкилитовая, фельзодацитовая, реже гиалопилитовая.

Среди вкрапленников преобладает таблитчатый плагиоклаз, встречается также кварц, моноклинный пироксен, гиперстен, роговая обманка, биотит. Иногда вкрапленники слагают 30% объема породы. В основной массе содержатся плагиоклаз, калишпат, кварц, роговая обманка, биотит. Основная масса в разной степени раскристаллизована, иногда представлена сравнительно чистым стеклом (гиалодацит).

Мин. состав: плагиоклаз (№ 37—50) 15,7, гиперстен 2,2, магнетит 0,3, стекло 81,8.

По минеральному составу могут быть выделены двупироксеновые (р. Тисса у г. Виноградова), гиперстеновые (районы сел Среднего и Визницы), гиперстен-роговообманковые (с. Березинка к юго- востоку от г. Мукачева), роговообманковые и биотит-роговообманковые (с. Среднее), биотитовые (с. Березинка) дациты.

Хим. состав (табл. 18).

Химический состав кислых эффузивных пород Украины, %

№	SiO_2	TiO_2	Al_2O_3	Fe_2O_3	FeO	MnO	MgO
1	70,26	0,25	14,62	0,23	3,57	0,05	0,46
2	70,45	0,27	14,84	0,55	3,57	0,03	0,19
3	62,83	—	17,26	2,44	1,98	—	1,92
4	70,58	0,57	13,62	2,39	1,98	0,07	0,05
5	82,42	0,40	9,57	1,73	0,83	Сл.	0,16

Примечание: 1 — *липаритовый обсидиан*, Закарпатье (Соболев и др., 3 — *дацит* гиперстен-амфиболовый, там же; 4 — *оксикератофир*, Карадаг, Крым ковичи (Дранник, Богацкая, 1967).

Физ. свойства: $\sigma = (2{,}34)$; $\varkappa = (292)$ (Лебедев, Познанская, 1967).

Дациты в пределах Выгорлат-Гутинской гряды Закарпатья распространены значительно шире липаритов. Они встречены у внешнего края гряды в районе с. Перечина, у внутреннего края возле с. Среднего и в средней ее части по р. Визнице. Слагают купола, потоки, покровы и реже интрузивные тела, прорывающие более древние андезиты и их туфы.

Липариты (Соболев и др., 1955) большей частью представлены расстеклованными разностями.

Обычно это темно-серые или бурые породы массивной, флюидальной, полосчатой и брекчиевидной текстуры. Количество вкрапленников редко достигает 5% объема породы. Они представлены в основном плагиоклазом (№ 46—73). Калишпат в липаритах не встречен, в связи с чем их можно рассматривать как плагиолипариты. Реже вкрапленники представлены гиперстеном и роговой обманкой.

Хим. состав плагиолипарита (см. табл. 18).

Физ. свойства: $\sigma = (2{,}33)$; $\varkappa = (304)$ (Лебедев, Познанская, 1967).

Распространены в Выгорлат-Гутинской гряде (Вулканические Карпаты) в двух районах: на юго-восточном отрезке гряды (хр. В. Шоллес, восточнее р. Божавы) и в северо-западной части гряды в междуречье Уж — Латорица. В районе восточнее р. Боржавы выделяются два липаритовых массива. Более крупный восточный массив имеет изометричную форму (3,5×4 км) и, по-видимому,

Таблица 18

CaO	Na_2O	K_2O	P_2O_5	SO_3	H_2O-	П. п. п.	Сумма
2,50	3,70	3,93	0,07	—	0,16	0,02	99,82
2,23	4,06	2,76	0,11	—	0,39	0,23	99,68
4,69	3,84	2,41	—	—	1,34	1,30	100,01
2,70	6,26	1,06	0,25	0,07	0,35	0,92	100,87
0,58	0,09	2,77	Сл.	0,01	—	1,40	99,96

1955); 2 — *плагиолипарит* (*фельзит*), брекчированный, расстеклованный, там же; (Лебединский, Макаров, 1962); 5 — *кварцевый порфир* овручской серии, с. Глад-

представляет собой сложный купол, состоящий из нескольких слившихся куполов. Наблюдаются крутопадающие контакты липаритов с андезит-пирокластической толщей. Западный массив имеет удлиненную языкообразную форму. Здесь видно налегание липаритов на более древние андезиты.

Обсидиан (Соболев и др., 1955) представляет собой смоляно-черную, стекловатую породу. Наблюдаются все переходы от почти чистого вулканического стекла до стекла, переполненного кристаллитами, с редкими вкрапленниками плагиоклаза, моноклинного пироксена, гиперстена и роговой обманки. Вкрапленники плагиоклаза иногда достигают 3 мм, но обычно они так же, как и выделения других минералов, измеряются десятыми долями миллиметра. Разновидности этих образований могут быть отнесены к липаритовым обсидианам или фельзитам.

Кристаллиты, заключенные в стекле, имеют вид мельчайших палочек или зернышек, толщина которых значительно меньше толщины шлифа. Палочки часто располагаются ориентированно, создавая микрофлюидальную текстуру. Некоторые стекла переполнены сферолитами (сферолитовый обсидиан).

Хим. состав (см. табл. 18).

Обсидиан приурочен к толще кислых эффузивов (липаритов) Выгорлат-Гутинской вулканической гряды (Вулканические Карпаты). Встречается в виде обломков или реликтов в пористой пемзовидной породе.

Оксикератофир (Лебединский, Макаров, 1962) представляет собой коричневато-серую или светло-шоколадную порфировую плотную породу.

Структура основной массы микролитовая, гиалопилитовая, микропойкилитовая или фельзитовая.

Мин состав: альбит 6,8—23,0, авгит 0,7—0,8, рудный минерал 0,6—1,1, основная масса 74—85 (лейсты и микролиты альбитизированного плагиоклаза, чешуйки и агрегаты хлорита); акцессории — пылевидный рудный минерал, иголочки апатита.

Хим. состав (см. табл. 18).

Физ. свойства: $\sigma = 2{,}30—2{,}64$ (2,55); по величинам $\varkappa$ оксикератофиры можно разделить на три группы с такими средними значениями: 42; 379; 988 (Лебедев, Оровецкий, 1969).

Вместе с кератофирами оксикератофиры слагают потоки лавы в пределах Карадагской вулканической группы Горного Крыма. Мощность потоков изменяется в широких пределах, достигая в западной части хр. Карагач 47 м. По мнению В. И. Лебединского (Лебединский, Макаров, 1962), оксикератофиры представляют собой конечную стадию альбитизации и хлоритизации порфиритов.

Кварцевый порфир (Козловская, 1936; Дранник, Богацкая, 1967) представляет собой наиболее древние эффузивные образования збраньковской свиты овручской серии УЩ. Это лиловая, вишнево-красная, буровато-красная, порфировая порода со сливной тонкозернистой основной массой.

Структура основной массы микропегматитовая.

Мин. состав: вкрапленники — микроклин и альбит-олигоклаз; основная масса — кварц и полевой шпат, обычно замещенный пирофиллитом, серицитом и каолинитом. По всей массе рассеяны зерна магнетита и листочки хлорита, реже наблюдаются идиоморфные кристаллы апатита. Размер вкрапленников 0,5—5 мм.

Хим. состав (см. табл. 18).

Кварцевый порфир в виде покровов залегает или непосредственно на коростенском граните, или на базальных конгломератах. Мощность покрова достигает 85 м. Обнажения прослеживаются в виде узкой полосы от с. Усова до г. Овруча.

Риолит (липарит) преобладает среди кислых эффузивов р. Соби возле с. Ильинцев (Логвин, 1966). Площадь распространения эффузивов достигает 40 км². В 1,5 км от с. Луговой обнаружен вулканический аппарат кратерного типа (650×400 м) (Юрьев и др., 1974). Имеются также предположения, что эти породы образовались в результате мощного ударного воздействия, вызванного падением метеорита (Вальтер, Рябенко, 1973), т. е. представляют собой **импактит** кислого состава (псевдолипарит).

Импактит типа псевдолипарита или псевдообсидиана встречен среди пород Болтышской впадины вблизи г. Кировограда; сама впадина рассматривается как метеоритно-взрывной кратер (Голубев и др., 1974).

ОСНОВНЫЕ МАГМАТИЧЕСКИЕ ПОРОДЫ (БАЗИТЫ)

Рассматриваемая группа магматических пород (габбро—базальт) охватывает породы, состоящие из основного плагиоклаза (свыше 5%) и цветных минералов, представленных оливином, пироксенами и роговой обманкой (Коптев-Дворников и др., 1972). Содержание кремнекислоты в неизмененных базитах обычно не превышает 52%.

В отличие от гранитоидов основные породы относятся ко второй ветви магматического петрогенезиса. Материнская магма основного состава (базальтовая) по сравнению с гранитной магмой имеет более глубинный источник (нижняя часть земной коры, верхняя мантия). В верхние горизонты или на поверхность основная магма попадает через глубокие расколы (разломы) земной коры. Прохождение базальтовой магмой сравнительно большого расстояния от очага зарождения до места кристаллизации способствует значительной ее дифференциации, предопределяющей весьма пеструю гамму базитов.

По условиям образования основные породы разделяются на интрузивные (глубинные и гипабиссальные) и эффузивные (поверхностные).

Основные магматические породы занимают существенное место в строении УЩ и сравнительно широко распространены во всех других районах развития кристаллических пород. Среди них наиболее развиты эффузивные и гипабиссальные образования, глубинные базиты занимают значительно меньший объем. Они часто ассоциируют с ультрабазитами (габбро-перидотитовая формация).

На Украине известны разновозрастные базиты. Образование их происходило на протяжении всей геологической истории. Наиболее древние архейские основные породы широко развиты в офиолитовых формациях начальных этапов геосинклинальных циклов.

Глубинные породы основного состава

Глубинные основные породы — габбро, нориты, анортозиты и др.— встречаются преимущественно среди пород УЩ. Наиболее древние из них представлены метаморфизованными габброидами — габбро-амфиболитами и частично амфиболитами. В этом разделе наряду с другими породами дается характеристика габбро-амфиболитов.

Амфиболиты, как полностью утратившие в процессе метаморфизма признаки первичных габброидов, описаны в разделе метаморфических пород.

Анортозиты представляют собой существенно плагиоклазовые основные породы. На Украине они представлены преимущественно лабрадоровой разностью (лабрадориты). Максимально развиты среди габброидов коростенского комплекса.

Анортозит р. Южного Буга (Ткачук, 1940; Усенко, 1958в). Обнаружен и впервые описан Ю. Г. Дубягой (1937) как анортозитовое габбро. Детально изучен И. Б. Щербаковым (1962).

Анортозит светло-серый, разнозернистый, грубополосчатый, существенно плагиоклазовый.

Структура габбровая, гранобластовая, усложненная явлениями катаклаза. На некоторых участках отмечается коронарная структура, выражающаяся в облекании зерен моноклинного пироксена гроссуляр-андрадитовым гранатом (Щербаков, 1962).

Мин. состав: плагиоклаз (№ 85—100) 90, пироксен 5—6, гранат 5—6, биотит, рудный минерал 1—2, апатит, сфен, шпинель, ортит. Пироксен отнесен к диопсид-геденбергитовому ряду. В небольшом количестве (до 1%) содержится зеленая роговая обманка, развивающаяся по пироксену, а также пренит, скаполит, карбонат.

Хим. состав (табл. 19).

Линзовидное тело анортозита мощностью в несколько метров обнаружено на левом склоне долины Южного Буга (1 км выше с. Завалья) в районе развития хромитоносных гипербазитов. Анортозиты залегают согласно с вмещающим габбро-амфиболитом (горнблендитом). Контакты анортозита с горнблендитом резкие. Горнблендит содержится в анортозите в виде ксенолитов, что может свидетельствовать о магматической природе последнего. Тем не менее считается, что анортозит представляет собой метасоматическую породу скарнового типа, образовавшуюся в результате изменения крупного ксенолита карбонатной породы интрузией габбро-перидотитов (Щербаков, 1968).

Габбро-амфиболиты (Усенко, 1953, 1958в, 1960) — метаморфизованные габброиды, сохранившие реликты офитовой или габбровой структур, а также некоторое

Химический состав глубинных основных магматических пород Украины, %

№	SiO_2	TiO_2	Al_2O_3	Fe_2O_3	FeO	MnO	MgO	CaO
1	46,06	0,91	14,06	3,62	11,48	0,22	7,22	11,36
2	46,96	1,32	13,96	2,68	10,63	0,18	9,03	12,65
3	47,38	0,57	13,93	0,93	11,49	0,22	8,74	12,46
4	36,78	1,57	21,67	9,67	7,18	0,12	11,94	7,70
5	42,04	1,18	16,48	11,46	7,82	0,19	4,42	13,06
6	45,20	0,86	15,48	4,31	9,52	0,22	9,10	11,42
7	42,15	5,20	10,40	2,32	20,39	0,23	4,48	9,24
8	50,74	0,87	12,74	3,03	6,03	0,18	9,59	9,66
9	49,31	0,53	19,60	2,12	8,08	0,17	2,94	11,25
10	41,95	4,96	16,45	0,89	15,95	0,20	4,79	9,25
11	54,40	—	28,00	0,80	—	—	0,40	10,20
12	54,72	0,53	24,20	0,65	3,01	0,05	1,88	9,24
13	47,88	3,73	17,98	1,23	11,62	0,17	5,41	7,78
14	50,72	2,46	18,88	2,26	8,47	0,14	2,20	7,42
15	52,20	2,55	14,67	1,83	11,51	—	3,48	6,69
16	41,30	4,54	12,99	1,14	20,82	0,19	5,55	7,00
17	46,52	2,58	14,12	3,54	16,37	0,18	4,20	6,86
18	47,28	1,16	14,67	3,49	11,35	0,07	13,68	6,86
19	46,02	0,77	15,64	5,85	7,43	0,24	9,15	13,76
20	38,62	4,34	15,92	1,47	20,44	0,24	4,59	9,73
21	49,13	1,61	18,48	0,41	11,69	0,15	5,77	7,42
22	40,58	0,38	30,21	3,13	3,32	0,09	0,97	19,74
23	42,15	5,20	10,40	2,32	20,39	0,23	4,48	9,24
24	53,68	2,14	11,60	2,46	12,99	0,19	2,35	5,72

Примечание: 1 — *габбро-амфиболит* мелкозернистый, р. Кайкула, Прико, 1958в); 3 — *диопсидовый габбро-амфиболит*, с. Добрянка, р. Горный Тикичный Буг, с. Капитановка (Усенко, 1958в); 5 — *амфиболовое габбро*, с. Рокитное, (Ткачук, 1948); 7 — *оливиновое габбро*, Межиреченский массив (Кононов, 1966); среднезернистый, Крым, г. Аюдаг (Лебедев, Оровецкий, 1969); 10 — *оливиновый лабрадорит*, Коростенский плутон, ст. Турчинка, Волынь (Лучицкий, Лебедев, 1966); 13 — *норито-лабрадорит*, Городищенский массив (Кононов, 1966); 14 — *габбро-сиенит* (габбро-монцонит), р. Ирша, с. Горошки, Волынь (Тарасенко, *норит*, там же; 18 — *норит среднезернистый*, с. Капитановка, Побужье (Усенко, ко, 1958в); 20 — *троктолит*, Городищенский массив, Корсунь-Новомиргородский плутон, Волынь (Тарасенко, 1895); 22 — *анортозит*, р. Южный Буг (Щербаков, 24 — *габбро-монцонит*, Корсунь-Новомиргородский плутон, с. Коробчиное (Коно

количество первичных минералов. Они встречаются среди архейских пород Западного Приазовья, Побужья, бассейна Горного и Гнилого Тикичей.

Представляют собой темно-серые, иногда с зеленоватым оттенком, среднезернистые или мелкозернистые, обычно массивные породы.

Габбро-амфиболиты Западного Приазовья (Усенко, 1960).

Na_2O	K_2O	P_2O_5	SO_3	CO_2	S	H_2O^-	П. п. п.	Сумма
2,40	0,58	0,08	0,01	0,14	—	0,08	2,16	100,38
1,30	0,08	—	—	—	—	0,20	1,24	100,23
1,65	0,14	0,04	0,29	—	—	0,24	1,44	99,52
0,52	0,42	—	—	—	—	0,20	2,60	100,37
1,31	0,61	—	0,40	—	—	0,95	0,16	100,08
1,29	0,05	0,05	0,11	0,19	—	0,32	1,85	99,97
1,90	1,22	0,95	—	0,67	0,31	0,08	0,57	100,11
2,55	2,60	0,73	0,16	—	—	0,18	1,18	100,24
2,08	0,54	1,30	—	—	—	2,39	—	100,31
2,27	0,40	1,22	0,03	0,39	0,24	0,07	0,69	99,75
4,47	0,60	—	—	—	—	—	0,80	99,67
4,18	0,85	0,23	0,17	—	—	0,04	0,55	100,30
2,58	0,22	0,07	0,08	0,19	0,20	0,15	0,67	99,96
3,46	1,30	0,69	0,02	—	—	0,23	1,34	99,59
3,04	2,49	0,83	—	0,08	0,23	—	0,11	99,71
2,87	0,87	2,99	—	—	0,32	—	—	100,58
2,27	1,48	1,15	0,13	0,27	0,35	0,06	0,20	100,14
0,79	0,17	—	—	—	—	0,04	0,90	100,46
0,55	0,05	0,05	0,11	—	—	—	0,28	90,90
1,07	0,17	1,73	0,02	0,14	0,27	0,14	0,77	99,66
3,08	1,09	0,34	—	0,08	0,15	0,06	0,07	99,53
0,54	0,04	0,10	0,08	0,20	—	0,08	0,41	99,87
1,90	1,22	0,95	—	0,67	0,31	0,08	0,57	100,11
2,82	3,25	1,09	0,36	0,70	—	0,08	0,09	99,52

азовье (Усенко, 1960); 2 — *габбро-амфиболит*, р. Южный Буг, с. Соломия (Усен- (Усенко, 1958в); 4 — *биотитизированный габбро-амфиболит* с турмалином, р. Юж- Волынь (Ткачук, 1948); 6 — *амфибол-пироксеновое габбро*, с. Ясногорка, Волынь 8 — *габбро-диорит*, р. Горный Тикич, с. Добрянка (Юрк, 1953); 9 — *габбро-диорит габбро-норит*, Городище, Корсунь-Новомиргородский плутон (Кононов, 1966); 11 — 1934); 12 — *лабрадорит* серый Новомиргородского массива, с. Лекарево (Кононов, *бро-лабрадорит*, Новомиргородский массив, с. Коробчино (Кононов, 1966); 15 — 1895); 16 — *оливиновый норит*, г. Городище (Кононов, 1966); 17 — *безоливиновый* 1958в); 19 — *габбро-норит*, левый берег р. Южного Буга, скала Мицкевича (Усен- плутон (Кононов, 1966); 21 — *форелленштейн*, с. Рудня-Гацковка, Коростенский 1962); 23 — *оливиновое габбро*, Корсунь-Новомиргородский плутон (Кононов, 1966); нов, 1966).

Структура гранобластовая, гетеробластовая, нередко наблюдаются отчетливые реликты габбровой, иногда пойкилобластовая.

Мин. состав: моноклинный пироксен 5—27, роговая обманка 14—40, плагиоклаз 22—42, рудные минералы 0,5—7, кварц 0,2, прочие минералы 0—8. Преобладает пироксен диопсид-геденбергитового ряда, редко отмечается гиперстен. Диопсид интенсивно замещается зеленой

роговой обманкой. Плагиоклаз (№ 41—75) образует изометричные зерна, частично замещенные клиноцоизитом. Рудный минерал — магнетит, реже ильменит, наполовину замещенный сфеном.

Хим. состав (см. табл. 19).

Габбро-амфиболиты обнажаются по рекам Обиточной, Сысыкулаку, Токмаку, Берде, Берестовой, Каратышу, Каратюку, Темрюку и др. Слагают различной мощности (до 100 м и более) пластообразные тела (интрузивные залежи, силлы), залегающие согласно среди пород гнейсо-мигматитовой толщи. Они образовались в результате внедрения магмы габбро-перидотитовой формации на ранних этапах развития архейской подвижной зоны.

Габбро-амфиболиты Побужья (Усенко, 1958в).

Структура бластогаббровая; в среднезернистых разностях — гранобластовая, в мелкозернистых — почти всегда гранобластовая с элементами нематобластовой.

Мин. состав: пироксены 1—42, роговая обманка 16—57, плагиоклаз 10—57, прочие минералы 1—5. Пироксены представлены диопсид-диаллагом и небольшим количеством гиперстена. Роговая обманка зеленовато-бурая, по форме зерен похожа на пироксен. Плагиоклаз (состав доходит до № 75) образует удлиненные, чаще изометричные зерна с плохо развитыми двойниками. Рудные минералы — магнетит, титаномагнетит, ильменит, пирит, пирротин. Иногда в виде примеси содержится гранат.

Хим. состав (см. табл. 19).

Физ. свойства: σ=2,80—3,12 (3,01); $\varkappa$=50—13 500 (1160); I_n=3065—4150 (3610) (Шаповал, 1964).

Особенно широко они развиты в районе городов Гайворона и Первомайска, где отмечается пространственная ассоциация с породами чарнокитовой серии. Наиболее значительным распространением габбро-амфиболитов отличаются участки — Гайворон-Хащеватский, Завальевский, Люшневатско-Капитановский. Обычно эти породы встречаются совместно с амфиболитами, образуя согласные залежи. Наиболее крупная залежь обнаружена на левом склоне долины Южного Буга, ниже пос. Зеленой Левады (мощность до 500 м).

Габбро-амфиболит биотитизированный с турмалином (Усенко, 1958 в) — одна из разновидностей габбро-амфиболитов Побужья. Черный, среднезернистый, массивный,

местами полосчатый. Мин. состав: амфибол, биотит, пироксен, турмалин и плагиоклаз. Количественные соотношения между главными минералами непостоянны. В сильно амфиболизированных и биотитизированных разностях установлены такие пределы колебаний минералов: роговая обманка 5—50, плагиоклаз (№ 85) 1—15, биотит 15—36, турмалин 11—43, прочие минералы 3—15. Турмалин наблюдается в виде изометричных зерен размером 1,0—1,5 мм. Хим. состав (см. табл. 19). Встречен скважиной на гл. 185, 4—188,2 м, возле с. Капитановки (левый берег Южного Буга).

Габбро-амфиболиты рек Горного и Гнилого Тикичей (Усенко, 1958в) представляют собой переходные породы от габбро к амфиболитам. По минеральному составу среди них выделяются несколько разновидностей.

1. Гиперстеновый габбро-амфиболит (Усенко, 1958в). Мин. состав: гиперстен 10—25, амфибол 30—45, плагиоклаз (№ 40—44) 40—50, прочие минералы (кварц, апатит, рудный и др.) 5—8. Акцессории — апатит, магнетит, ильменит, пирротин, пирит, халькопирит. Амфибол представлен роговой обманкой, развивающейся по гиперстену.

Гиперстеновый габбро-амфиболит обнажается по р. Горному Тикичу, ниже с. Кривых Колен. Слагает тело мощностью свыше 50 м, которое простирается в северо-западном направлении.

2. Диопсидовый габбро-амфиболит (Усенко, 1958в). Мин. состав: амфибол 25—30, диопсид 5—25, плагиоклаз (№ 52—70) 35—45, прочие 3—8; акцессории — сфен, апатит, магнетит, титаномагнетит, ильменит, сульфиды железа и меди. Амфибол — обыкновенная роговая обманка, образующаяся по диопсиду и содержащая его реликты и пойкилитовые вростки плагиоклаза. Хим. состав (см. табл. 19). Эта разновидность распространена более широко (села Добренка, Глыбочек, Гордашевка и др.). В с. Добренке они переслаиваются с гиперстен-диопсидовым габбро-амфиболитом.

3. Гиперстен-диопсидовый габбро-амфиболит (Усенко, 1958в). Почти черная мелкозернистая порода с четко выраженной гранобластовой структурой. Мин. состав: амфибол 15—30, гиперстен 10—25, диопсид 5—30, плагиоклаз 45, прочие 2—8; акцессории — апатит, магнетит, ильменит, сульфиды железа и меди. Обнажается в

окрестностях с. Песчаного, на левом склоне долины Горного Тикича.

Габбро представляет собой глубинную основную магматическую породу, состоящую из основного плагиоклаза и моноклинного пироксена. По наличию или отсутствию оливина выделяются оливиновые или безоливиновые разности. Многочисленные разности габбро могут быть выделены при уточнении состава цветных минералов по наличию нехарактерных минералов (например, кварца) и другим признакам (Лучицкий, Лебедев, 1934; Ткачук, 1948; Личак, 1948; Усенко, 1953; и др.).

Авгитовые, авгит-гиперстеновые, оливин-авгитовые и роговообманко-диаллаговые габбро установлены В. И. Лучицким (1947е) среди основных пород приазовского граносиенитового комплекса (среднее течение Кальмиуса и верховье Кальчика). Мелкие тела габбро залегают среди пироксен-роговообманко-биотитовых сиенитов и гранитов.

Амфиболовое габбро (Ткачук, 1948; Личак, 1948).

Темно-серая, крупно- и среднезернистая, массивная порода, с обособлениями роговой обманки размером до 2,5×1,5 см.

Структура гипидиоморфнозернистая с отдельными участками пойкилитовой и габбро-офитовой.

Мин. состав: роговая обманка, плагиоклаз, диопсид, биотит; акцессории — апатит, сфен, магнетит, ильменит, титаномагнетит, пирит, марказит, халькопирит, пирротин. Плагиоклаз зонален, состав его меняется от центра (№ 80—88) к периферии (№ 48—50) зерна. По минеральному составу можно выделить наиболее распространенное амфиболовое габбро, амфибол-пироксеновое с содержанием пироксенов до 20% и кварц-биотит-амфиболовое с содержанием биотита до 10%.

Физ. свойства: $\sigma = 2{,}97—3{,}17$ (Ткачук, 1948).

Обнажается в северо-западной части УЩ, возле ст. Остки, сел Косоричей, Ясногорки (урочище «Данилов лесок»), г. Рокитного (урочище «Кривуха»), в окрестностях с. Брониславки. Слагает небольшие тела (ксенолиты) в породах осницкого комплекса.

Безоливиновое габбро выделяется (Лучицкий, Лебедев, 1934; Кононов, 1966) среди габброидов Корсунь-Новомиргородского плутона и Восточного Приазовья.

Мин. состав: плагиоклаз (№ 43—55) 53,8, моно-

клинный пироксен 38,7, ильменит, апатит, циркон 6,7. Редко встречаются амфибол, биотит, микроклин, кварц, хлорит (Кононов, 1966).

В Корсунь-Новомиргородском плутоне образует небольшие шлиры среди норитов Городищенского и Межиреченского массивов.

Кварцевое габбро отмечается В. И. Лучицким (Лучицкий, Лебедев, 1934; Лучицкий, 1947е) среди основных пород Восточного Приазовья и порожистой части Днепра. Как разновидность выделяется кварц-авгитовое габбро б. Ханженковой (Приазовье). Термин неточный.

Мезолитовое габбро (Ткачук, 1948) представляет собой габбро с нормальным соотношением цветных и светлых минералов. Термин употребляется при описании габброидов осницкого комплекса. Син.— нормальное габбро (Лучицкий, Лебедев, 1934; Орса, 1963; и др.).

Оливиновое габбро (Тарасенко, 1895; Лучицкий, Лебедев, 1934; Лучицкий, 1947б; В. С. Соболев, 1947б; Кононов, 1956, 1966; и др.) выделяется в основном среди пород коростенского комплекса (Коростенский и Корсунь-Новомиргородский плутоны).

Оливиновое габбро Корсунь-Новомиргородского плутона — темно-серая, среднезернистая, равномернозернистая, реже с порфировидными выделениями плагиоклаза, порода.

Структура габбровая, реже офитовая.

Мин. состав: плагиоклаз (№ 43—51) 50,6, моноклинный пироксен (пижонит) 17,1, оливин 17,8, гиперстен 0,8, рудный минерал (ильменит, магнетит) 5,6, апатит 3,3, биотит 2,3, калишпат 2,5 (Кононов, 1966).

Хим. состав (см. табл. 19).

Слагает маломощные (несколько метров) полосы в расслоенной массе основных пород плутона. В Городищенском массиве приурочено к контакту оливинового норита с троктолитом. В. И. Лучицкий (Лучицкий, Лебедев, 1934) выделяет оливин-пироксеновую разность габбро (хут. Богатский).

Оливиновое и оливин-авгитовое габбро отмечены также среди основных пород приазовского граносиенитового комплекса (Лучицкий, Лебедев, 1934; Лучицкий, 1947е), в порожистой части Днепра (Пясковский, 1932) и среди основных пород среднего течения Уборти (Орса, 1963).

Габбро-диориты относятся к промежуточным разностям между габбро и диоритом.

Габбро-диориты р. Горного Тикича (Юрк, 1953).

Структура гипидиоморфнозернистая, бластогаббровая, пойкилобластовая.

Мин. состав: плагиоклаз (№ 34—48) 37,3, синевато-зеленая роговая обманка 31,4; моноклинный пироксен 19,2, микроклин 6,1, кварц 2,1, биотит 0,9, прочие минералы 3,0 (р. Горный Тикич, с. Березовка).

Хим. состав (см. табл. 19).

По составу рассматриваемая порода близка к монциниту. Совместно с габбро-амфиболитами входит в состав древнейшего комплекса магматических пород Росинско-Тикичского района (Юрк, 1953).

Габбро-диорит выделяется также среди пород обиточненского комплекса Западного Приазовья (Эйнор и др., 1971).

Габбро-диориты Крыма (Лебедев, Оровецкий, 1969) представлены зеленовато-серыми мелко- и среднезернистыми массивными породами. Ранее описывались как кварц-авгитовые диориты.

Мин. состав: плагиоклаз (№ 30—48) 68,04, пироксены (авгит, пижонит-авгит, бронзит) 8,80, кварц 3,46, вторичные минералы 17,38, рудные 2,32.

Хим. состав (см. табл. 19).

Физ. свойства: $\sigma = (2{,}69)$, $\varkappa = (19)$ (Лебедев, Оровецкий, 1969).

Габбро-диоритами сложены интрузивные лакколитообразные тела гор Аюдаг, Чамны-Бурун, Урага, Кастель, сел Малого Маяка, Фрунзенского и др. Согласно данным С. М. Кравченко и В. И. Лебединского (1969), указанные породы по минеральному составу и химизму могут быть отнесены к габбро-диабазам. Этими же исследователями обоснован байосский возраст перечисленных интрузий.

Габбро-лабрадориты (габбро-анортозиты) представляют собой породы, переходные от габбро к лабрадоритам (Орса, 1963; Кононов, 1966; и др.) (см. лабрадорит Корсунь-Новомиргородского плутона).

Габбро-монциниты. Под таким названием описаны переходные породы от габброидов к рапакививидным гранитам в Коростенском и Корсунь-Новомиргородском плутонах (Кононов, 1966). В. Е. Тарасенко (1895) такие переходные породы описывал под общим названием **габ-**

бро-сиениты. Промежуточное положение этих пород между габбро-норитами и монцонитами отмечали П. И. Лебедев (Лучицкий, Лебедев, 1934), Н. И. Безбородько (1935б), В. С. Соболев (1947б) и др.

Габбро-монцониты Корсунь-Новомиргородского плутона — темно-серые, почти черные мелкозернистые породы с редкими овоидами калишпата (Кононов, 1966).

Структура монцонитовая.

Мин. состав: плагиоклаз (№ 40—45) 43,3, микроклин 12,1, моноклинный пироксен 12,1, оливин 14,1, рудный минерал 7,3, вторичные минералы 8.

Хим. состав (см. табл. 19).

Габбро-нориты (Лучицкий, Лебедев, 1934; Кононов, 1966; и др.) представляют собой породы с примерно равными количествами моноклинного и ромбического пироксенов. В Корсунь-Новомиргородском плутоне Ю. В. Кононов (1966) выделяет оливиновую и безоливиновую разности габбро-норитов.

Структура габбровая, реже диабазовая.

Мин. состав оливинового габбро-норита: плагиоклаз (№ 43—55) 57,8, моноклинный пироксен 9,8, гиперстен 17,4, оливин 3,3, рудный минерал 6,3, апатит 3,3, калишпат 2,1.

Хим. состав (см. табл. 19).

Габбро-норитами в породах коростенского комплекса сложены маломощные шлиры, залегающие среди габбро или норитов.

В работе В. П. Бухарева и В. А. Колосовской (1973) термин габбро-нориты применяется ко всем породам краевого комплекса основных интрузий Коростенского плутона. Обосновывается более молодой по сравнению с анортозитами возраст этих образований. В таком понимании термин неточен.

Лабрадориты — это глубинные, существенно плагиоклазовые (лабрадоровые) основные породы. На Украине лабрадориты развиты преимущественно в породах коростенского комплекса (Коростенский и Корсунь-Новомиргородский плутоны).

Лабрадорит Коростенского плутона впервые детально описал В. Е. Тарасенко (1895). Описание этих пород можно найти также в работах П. Н. Чирвинского (1925, 1926), П. И. Лебедева (Лучицкий, Лебедев, 1934), В. И. Лучицкого (1947б), А. А. Полканова (1936, 1938,

1939), В. С. Соболева (1947б), И. Л. Личака (1957, 1958б) и др. Это крупнозернистая, обычно порфировидная порода, на 85—90% состоящая из плагиоклаза (№ 50—60). Темноцветные минералы (до 10%) — гиперстен, клинопироксен, оливин, иногда биотит и роговая обманка; акцессории — апатит, ильменит, пирротин. Имеется немного кварца и калишпата (антипертитовые вростки). Изредка наблюдается зональный плагиоклаз, краевая зона которого представлена андезином (№ 38—45). Цветные минералы выполняют промежутки между зернами плагиоклаза, которые нередко достигают нескольких сантиметров, а иногда — свыше 10 см (р. Тростяница, села Буки, Каменный Брод).

Выделены следующие разности лабрадоритов: темно-серые (села Головино, Каменный Брод, Горбулев и др.) и серые (села Новый Бобрик, Турчинка, Каменная Печь) с иризирующим плагиоклазом; серые, светло-серые (села Ушомир, Васьковичи) и зеленовато-белые (с. Межиречки) с неиризирующим плагиоклазом (Личак, 1958б). Темные лабрадориты, с иризирующим лабрадором, по В. Е. Тарасенко (1895), являются существенно оливин-диаллаговыми, светлые — гиперстеновыми. Первые отличаются наличием крупных (10 см и более) кристаллов плагиоклаза с синей иризацией; вторые — среднезернистой (1—3 см) структурой и преобладанием голубоватых иризирующих кристаллов.

Хим. состав (см. табл. 19).

Физ. свойства: $\sigma = (2{,}70)$; $\varkappa = (640)$ (Беланов, Индутный, 1964).

Лабрадоритами сложены два крупных массива — Володарск-Волынский (бассейны Тростяницы, Ирши и Быстриевки) и Чоповичский (села Васьковичи, Межиречки, Чоповичи) и несколько меньших — в районе сел Млинов, Ушомира и др. Лабрадорит преобладает среди пород основных массивов Коростенского плутона и слагает их центральные части (центральный комплекс, по А. А. Полканову). Лабрадорит сформировался во вторую стадию (подфазу) ранней фазы коростенского комплекса, характеризовавшуюся внедрением основного расплава.

Лабрадорит Корсунь-Новомиргородского плутона (Ткачук, 1935; Кононов 1966; и др.). Выделяются более светлые, почти мономинеральные, разности (Новомиргородский и Городищенский массивы) и более темные за

счет сравнительно повышенного содержания фемических минералов (с. Мартоноша, р. Большая Высь). Иногда наблюдается пятнистый лабрадорит (возле Новомиргорода). В Городищенском массиве встречены белые лабрадориты. Обычно в темно-серых и серых крупнозернистых лабрадоритах преобладают иризирующие плагиоклазы. Характерны голубые и сиреневые тона иризации, реже наблюдаются зеленовато-синие и желтые.

Структура гипидиоморфнозернистая, реже габбровая.

Мин. состав: плагиоклаз, пироксен, оливин, калишпат, биотит, кварц, апатит, циркон, рудные минералы, сфен. Вторичные минералы — серицит, пренит, эпидот, хлорит, серпентин, карбонаты. Количество плагиоклаза (№ 42—56) в лабрадорите достигает 85—95%, в габбро- и норито-лабрадоритах снижается до 70—75%. Количество гиперстена в лабрадорите 10—13%, в норито-лабрадорите 15—25%. Моноклинный пироксен обычно находится в подчиненном количестве (3—5%). Оливин представлен гортонолитом (65% фаялитового компонента). Количество рудного минерала (ильменит) особенно значительное в норито-лабрадорите (7—9%).

Хим. состав (см. табл. 19).

Физ. свойства: σ=2,61—2,85 (2,72), $\varkappa$=0—500 (260), I_n=50—500 (289) (Болюбах, 1972).

Совместно с габбро и норитами лабрадорит входит в состав Новомиргородского (около 700 км²), Городищенского (около 300 км²), Смелянского (около 330 км²) и Межиреченского (около 100 км²) массивов, залегающих среди гранитоидов Корсунь-Новомиргородского плутона. В строении перечисленных массивов лабрадорит резко преобладает над другими габброидами. Обнажения лабрадорита наблюдаются по р. Ольшанке в селах Вороновке, Вязовке, Дырдине, Хлистуновке и возле г. Городища (Городищенский массив), по р. Большой Выси между селами Веселовкой и Николаевкой (Новомиргородский массив).

Лабрадориты слагают центральные участки массивов, характеризуются большим постоянством состава и структур, чем габбро-нориты. Иногда можно встретить меланократовые пегматоидные образования, напоминающие основные пегматиты (Кононов, 1966). Шлиры основного пегматоидного материала наблюдаются среди лабрадо-

рита в карьере с. Лекаревого. Мощность шлиров достигает 20 см. Основную часть шлира (70%) слагают пироксены (гиперстен и клинопироксен). Плагиоклаз (№ 43—46) в породе не превышает 25%.

Лабрадорит относится к крайним салическим продуктам кристаллизационной дифференциации основной магмы глубинного происхождения. Фемическим продуктом являлись ассоциирующие с ним перидотиты и пироксениты.

Лабрадорит находит широкое применение в качестве ценного декоративного и поделочного камня. На Украине находятся уникальные месторождения лабрадоритов различной зернистости, цвета и оттенков иризации (Агафонова, 1967). Наиболее крупное из них — Головинское (Житомирская область, Коростенский плутон).

Норит как глубинная основная порода, состоящая из плагиоклаза и ромбического пироксена, наиболее распространен среди образований коростенского комплекса.

Оливиновый норит (Кононов, 1966) — серая или темно-серая, среднезернистая, неяснопятнистая порода.

Структура габбровая.

Мин. состав: плагиоклаз (№ 46—54) 34,0, гиперстен 24,93, оливин (гортонолит) 14,1, рудный минерал (преобладает ильменит) 9,74, апатит 1,93, биотит 15,3. Бурый с красноватым оттенком биотит является вторичным минералом. Вторичный калишпат (микроклин) иногда наблюдается в промежутках между первичными минералами.

Хим. состав (см. табл. 19).

Оливиновый норит — наиболее распространенная оливинсодержащая порода Корсунь-Новомиргородского плутона. Оливиновым норитом сложена западная часть Городищенского массива, значительно развита эта порода в Межиреченском массиве. В Новомиргородском и Смелянском массивах данный норит развит ограниченно.

Безоливиновый норит (Кононов, 1966) — темно-серая, мелкозернистая, иногда среднезернистая, с порфировыми вкрапленниками порода.

Мин. состав: плагиоклаз (№ 44—50) 51,62—53,3, гиперстен 18,2—32,43, рудный минерал (преобладает ильменит) 5,1—8,8, микроклин до 8,62, апатит 3,9—4,63, кварц до 0,4, вторичные минералы (биотит и др.) до 14,3.

Хим. состав (см. табл. 19).

Безоливиновый норит выделяется среди основных пород (Городищенский, Межиреченский, Новомиргородский, Смелянский массивы) Корсунь-Новомиргородского плутона. Слагает периферийные части этих массивов. Наблюдается частая смена и перемежаемость безоливиновых и оливиновых разностей норитов с габбро-норитами и габбро.

Амфиболовый норит выделялся В. Е. Тарасенко (1916) среди переходных пород района с. Хлыстуновки (Корсунь-Новомиргородский плутон). Роговая обманка здесь вторичная (Кононов, 1966).

Габбро и нориты встречаются также среди пород, более древних, чем породы коростенского комплекса.

Кварцевый норит упоминался Н. И. Безбородько (1935б) среди пород чарнокитовой серии Подолии (см. катабугит).

Нориты (и габбро-нориты) описаны Л. Г. Ткачуком (1947д) и И. С. Усенко (1958в) среди пироксен-плагиоклазовых гнейсов Побужья. Некоторые из них первично-магматические, возможно, являются продуктами перекристаллизации пород базальтовой магмы. Нориты и габбро-нориты представляют собой средне- или мелкозернистые породы, состоящие из пироксена (гиперстен и диаллаг-диопсид) и плагиоклаза (№ 40—95); акцессории — апатит, магнетит, пирит, пирротин, пентландит. Иногда наблюдаются розовый гранат и роговая обманка (до 80%).

Хим. состав (см. табл. 19).

Встречаются в виде пластовых тел среди гнейсов и чарнокитов (села Завалье, Антоново, Андреевка на Южном Буге).

Норито-сиенит описан В. Е. Тарасенко (1916) (район с. Терновки, Корсунь-Новомиргородский плутон). Представляет собой мелкозернистую породу, состоящую из ортоклаза, плагиоклаза (преобладает) и гиперстена. Второстепенные минералы — роговая обманка, биотит, кварц, апатит, ильменит. Местами наблюдается порфировидная структура с вкрапленниками плагиоклаза. Норито-сиенит — это переходная порода от габброидов к рапакиви (см. габбро-монцонит). Выделяется амфиболовый норито-сиенит — разновидность, обогащенная роговой обманкой (Лучицкий, 1947б).

Троктолит (Кононов, 1966) — темно-серая, неравномернозернистая порода.

Структура габбровая, в мелкозернистых разностях порфировидная.

Мин. состав: плагиоклаз (№ 48—50) 56,0—63,8, оливин (гортонолит) 26,0—29,9, моноклинный пироксен до 0,2, рудный минерал (преобладает ильменит) 6,0—8,4, апатит 4,0—5,7. В оливине наблюдается много включений рудного минерала и апатита. Моноклинный пироксен иногда развивается в виде тонких оторочек вокруг оливина.

Хим. состав (см. табл. 19).

Троктолит встречен скважиной в южной части Городищенского лабрадоритового массива (Корсунь-Новомиргородский плутон). Мощность тела около 5 м.

Троктолит из Юровского габброидного массива (Пержанская зона на Волыни) описан В. И. Орсой (1963).

Форелленштейн (Тарасенко, 1895; Лучицкий, Лебедев, 1934) представляет собой троктолит со серпентинизированным оливином. Встречается среди пород Коростенского плутона (с. Рудня-Гацковка).

Хим. состав (см. табл. 19).

Гипабиссальные и жильные породы основного состава

Жильные породы основного состава (диабазы, габбро-диабазы) на Украине широко распространены, особенно на Волыни и в Приазовье. Скопления жильных тел чаще приурочены к отдельным поясам развития (дайковые пояса), пространственно связанным с долгоживущими разломами глубокого заложения. Мощность жильных тел разнообразная и в основном колеблется от десятков сантиметров до десятков метров. По простиранию они прослеживаются на сотни метров, реже наблюдаются дайки протяженностью в десятки километров (Эйнор и др., 1971). На периферийных участках (эндоконтактовые зоны) большинства даек наблюдаются значительно более мелкозернистые, чем на центральных, часто афанитовые, разности (зона закалки). По величине зерен минералов и степени раскристаллизации основной массы среди основных жильных пород Украины можно выделить группы базальтов, долеритов (диабазов) и габбро-диабазов.

Базальт анальцим-плагиоклазовый (Макухина, 1961) — черная массивная порода с раковистым изломом. В плотной афанитовой массе рассеяны вкрапленники (0,5—1 мм) разрушенного цветного минерала и белые скопления анальцима.

Структура микропорфировая; структура основной массы — микродолеритовая.

Мин. состав: моноклинный пироксен, плагиоклаз (№ 28—37), анальцим; акцессории — сфен, магнетит, апатит. Вторичные минералы — серпентин, хлорит, биотит, карбонат, кварц, гидроокислы железа.

Хим. состав (табл. 20).

В районе с. Стилы анальцим-плагиоклазовый базальт слагает дайку, секущую известняки «белого» девона (юго-западная часть Донбасса).

Дайки базальта (бассейн Ингульца) описаны Л. Г. Ткачуком (1950). Структура породы интерсертальная с переходом к витрофировой, гиалопилитовой и офитовой. Мин. состав: плагиоклаз (№ 54—65) 21,7—42,4, авгит 23,1—34,6, редко оливин (до 0,9), базальтическая роговая обманка (до 9,9), магнетит, пирит, стекло (до 7,1); вторичные минералы 8,8—30,2. Хим. состав (см. табл. 20).

Дайки базальта секут гнейсы, мигматиты, кировоградские и боковянские граниты. Мощность обычно не превышает 1 м, в редких случаях достигая 5 м (с. Чечелеевка).

Жильный базальт отмечен В. П. Бухаревым (1973) среди пород Коростенского плутона.

Волынит (Оссовский, 1871). Детально описан В. Е. Тарасенко (1895), Л. А. Крыжановским (1931). Как диабазовый порфирит (диабазо-порфирит) описан В. Н. Чирвинским (1928), В. И. Лучицким и М. И. Ожеговой (1941), В. С. Соболевым (1947б) и др.

Черная, мелкозернистая, порфировая порода.

Структура офитовая.

Мин. состав: плагиоклаз, роговая обманка и моноклинный пироксен (содержатся в одинаковых количествах); второстепенные минералы — биотит, оливин, кварц; акцессории — титаномагнетит, апатит, пирит. Роговая обманка представлена волокнистой и компактной разностями. Первая развивается за счет моноклинного пироксена. Плагиоклаз (№ 40—56) отличается резким

Химический состав основных гипабиссальных пород Украины, %

№	SiO_2	TiO_2	Al_2O_3	Fe_2O_3	FeO	MnO	MgO	CaO
1	43,54	4,18	8,44	9,32	8,15	0,09	8,79	9,73
2	48,20	0,99	17,52	0,92	11,22	0,17	3,66	9,51
3	44,26	3,13	13,29	9,71	4,60	0,23	6,73	8,33
4	52,15	—	25,59	5,66		—	2,47	6,30
5	47,44	1,03	17,30	3,09	9,95	0,17	7,03	11,01
6	44,26	3,13	13,29	9,71	4,60	0,23	6,73	8,33
7	45,95	3,43	15,78	4,49	9,92	0,20	4,45	7,74
8	48,08	1,06	15,25	2,82	7,97	0,18	5,52	6,87
9	48,10	0,61	12,20	2,01	8,72	0,18	12,67	10,40
10	46,46	1,80	14,16	3,38	8,18	0,24	8,34	10,22
11	46,72	1,61	14,32	4,38	8,58	0,17	6,53	10,51
12	49,48	2,23	12,48	5,01	12,50	0,17	3,31	6,33
13	47,39	0,32	13,19	6,86	8,17	0,40	6,97	11,42
14	52,67	3,46	13,00	5,13	11,25	—	1,25	6,25
15	44,20	3,50	15,20	2,38	8,73	0,18	4,50	10,50
16	46,70	1,81	19,68	4,45	7,84	0,18	4,09	8,75
17	49,48	0,86	11,47	5,03	6,32	0,16	7,90	6,44

Примечание: 1 — *анальцим-плагиоклазовый базальт*, с. Стила, Донбасский район (Ткачук, 1950); 3 — *габбро-диабаз оливиновый*, с. Ромашково, Во 1934); 5 — *габбро-диабаз*, ст. Томашполь, Волынь (Личак, 1954); 6 — *оливиновый* ская, 1958); 7 — *габбро-диабаз*, с. Павловка, бассейн Ингула (Кононов, 1966); 8 — кий, 1969); 9 — *амфиболовый диабаз*, с. Виры, Волынь (Личак, 1954); 10 — *диабаз*, среднее по 31 анализу (Бернадская, 1961); 12 — *оливиновый диабаз*, с. Губково, 1903); 14 — *микродиабаз*, с. Анжелика, Волынь (Лучицкий, Лебедев, 1934); 15 — *болизированный диабазовый порфирит*, г. Белая Церковь (Батиевский и др., 1972);

идиоморфизмом, выделяется в виде вкрапленников (№ 56) и содержится в основной массе. Моноклинный пироксен представлен авгитом. Оливин и кварц встречаются очень редко в виде мелких округлых зерен.

Хим. состав (см. табл. 20).

Волынит слагает дайки различной мощности и протяженности, секущие более древние гнейсы и граниты (г. Овруч, села Ушомир, Глумча, Бобрица, Симаковка, Сушки, Михайловка, Васьковичи, Межиречка, Пугачевка, Яблонец и др.). Жилы волынита секут габброиды Коростенского плутона (с. Межиречка), представляют особую формацию жильных пород, возможно имеющих общий с габбро-анортозитами глубинный магматический очаг, и относятся к продуктам позднейшей деятельности этого очага.

Na_2O	K_2O	P_2O_5	SO_3	CO_2	S	H_2O^-	П. п. п.	Сумма
2,67	1,67	0,51	0,09	0,03	—	1,24	1,80	100,25
3,51	1,37	—	—	—	0,04	0,64	2,41	100,16
2,14	1,12	0,41	0,21	0,07	—	2,20	3,29	99,72
5,54	1,58	—	—	—	—	—	0,40	99,69
1,66	0,45	0,22	0,06	0,22	—	0,08	0,01	100,72
2,14	1,12	0,41	0,21	0,07	—	2,20	3,29	99,72
3,19	1,64	0,94	0,06	—	0,85	0,07	2,23	100,94
3,91	0,32	0,43	—	—	—	—	7,72	100,13
1,77	0,72	—	—	—	—	0,20	1,77	99,35
2,20	0,52	0,17	—	—	0,11	0,25	3,34	99,37
2,91	0,27	0,27	0,57	—	0,72	0,35	2,72	100,63
3,50	2,18	0,98	—	—	—	0,17	1,36	99,70
2,62	0,59	—	—	—	0,32	—	1,85	100,10
4,35	2,32	—	—	—	—	—	0,60	100,28
4,19	1,22	0,92	0,10	3,15	0,26	0,07	0,98	100,08
3,58	0,69	0,48	0,26	—	—	2,04	—	100,55
2,06	3,88	0,74	—	—	—	1,78	3,64	99,76

(Макухина, 1961); 2 — *базальт жильный*, с. Чечелеевка, р. Ингулец, Кировоградлынь (Бернадская, 1958); 4 — *волынит*, г. Овруч, Волынь (Лучицкий, Лебедев, *габбро-диабаз*, с. Ромашково, скв. № 123, гл. 64,80 м, Западная Волынь (Бернад-*альбитизированный диабазовый порфирит*, с. Лозовое, Крым (Лебедев, Оровец-с. Логовики, Исачковский купол, ДДВ (Бернадская, 1961); 11 — *диабаз*, ДДВ, Волынь (Личак, 1954); 13 — *олигоклазовый диабаз*, с. Исачки, ДДВ (Морозевич, *лампрофир*, Петрово-Роменская скважина, ДДВ (Бернадская, 1961); 16 — *амфи-*17 — *шонкинитовый порфирит*, Трудовской рудник, Донбасс (Макухина, 1961).

Габбро-диабаз Западной Волыни (Личак, 1954) — темно-серая, равномернозернистая, среднезернистая порода.

Структура офитовая.

Мин. состав: плагиоклаз (№ 50—80) 56,3, пироксен 30,4, рудный минерал 6,3, оливин 1,8, биотит 1,6, роговая обманка 2,4, калишпат 0,2, прочие минералы 1,0 (ст. Томашполь, урочище «Купье»). Пироксен — ромбический и моноклинный. В более меланократовых разностях преобладает моноклинный пироксен.

Хим. состав (см. табл. 20).

Габбро-диабаз относится к распространенным жильным породам Западной Волыни. Дайки обнажаются возле хут. Мушного, ст. Томашгород, сел Сновидовичей, Осницка, Масевичей, Карпиловки, Александровки, Боро-

вого, Поташни, Мочулянки и др. Мощность даек иногда достигает 50—100 м (с. Осницк).

Габбро-диабазы преобладают среди пород Звиздаль-Залесской тектонической зоны меридионального простирания, секущей Коростенский плутон (Бухарев, 1973).

Габбро-диабаз оливиновый (Бернадская, 1958) — темно-серая, почти черная, мелкозернистая порода с вкрапленниками полевого шпата (до 6 мм).

Структура порфировая; структура основной массы офитовая, иногда пойкилоофитовая.

Мин. состав: вкрапленники — зональный плагиоклаз (№ 57—60); основная масса — плагиоклаз, моноклинный пироксен, магнетит, в незначительном количестве (до 2%) оливин; вторичные минералы — хлорит, боулингит, иддингсит, карбонат.

Хим. состав (см. табл. 20).

Вскрыт скважинами в селах Ромашково, Кухецкой Воле, Гуте-Стефановской и др. (Западная Волынь). Совместно с базальтами входит в состав одной и той же трапповой формации рифейского возраста (Усенко, Бернадская, 1954).

Габбро-диабаз образует жильные тела, секущие граниты и гнейсы Кировоградского района (Усенко, 1955; Кононов, 1966). Представляет собой темно-серую, среднезернистую породу.

Структура диабазовая. Лейсты плагиоклаза иногда достигают 6—8 мм.

Мин. состав: плагиоклаз (крупные кристаллы № 47—57, более мелкие № 37—43) 55—60, моноклинный пироксен 5—6, рудный минерал (ильменит, пирит, халькопирит) 10—12, биотит 4—5, апатит до 1, калишпат 1—2; оливин, роговая обманка до 1. Вторичные минералы (иногда до 10—14%) — хлорит, кальцит, кварц (с. Павловка).

Хим. состав (см. табл. 20).

Физ. свойства: σ=2,83—3,00 (2,93), $\varkappa$=40—700 (790), I_n=40—900 (666) (Болюбах, 1972).

Мощность даек габбро-диабаза достигает 30—40 м. Они прорывают как более древние граниты и гнейсы р. Ингула, так и породы Корсунь-Новомиргородского плутона. Габбро-диабаз р. Ингула по своим петрохимическим особенностям близок к габброидам коростенского

комплекса. Дайки габбро-диабаза в Приазовье детально описаны В. А. Слипченко (1956).

Габбро-норит жильный (Кононов, 1966) — темно-серая, плотная, тонкозернистая порода с редкими порфировыми выделениями плагиоклаза.

Мин. состав: плагиоклаз (вкрапленники № 70—88; в основной массе № 62—90) до 50, ромбический пироксен 45—48, кварц до 0,6; биотит, рудный минерал, апатит.

Габбро-норит слагает маломощные (до 0,3 м) дайки, секущие мигматиты по р. Сухому Ташлыку (с. Баландино).

Диабазы — палеотипные гипабиссальные, обычно жильные породы основного состава с характерной офитовой (диабазовой) структурой. Среди гипабиссальных пород основного состава Украины диабазы наиболее широко распространены.

Диабазы Волыни детально описаны И. Л. Личаком (1954), диабазы Приазовья — В. А. Слипченко (1957, 1959), диабазы ДДВ — Л. Г. Бернадской (1961).

По особенностям минерального состава и характеру изменения выделяется несколько разновидностей диабаза.

Диабаз альбитовый (Лебединский, Макаров, 1962) — мелкозернистая неяснопорфировая порода с офитовой структурой.

Мин. состав: альбит 62,8—68,3, авгит 0,8—11,8, хлорит и кальцит 9,1—27,7, кварц до 1,1, роговая обманка до 0,3. Акцессории — апатит и рудный минерал. Первичный плагиоклаз диабаза полностью альбитизирован. Альбит образует идиоморфные призматические и тонкостолбчатые кристаллы. Цветные минералы, занимающие промежутки между лейстами альбита, полностью хлоритизированы. Альбитовые диабазы слагают значительную часть интрузивного тела, обнажающегося в окрестностях г. Симферополя (с. Лозовое). В составе пород этого же тела можно выделить *альбитовый кварцевый диабаз* (Лебединский, Макаров, 1962), который по составу и структурам напоминает альбитовый, отличаясь повышенным содержанием кварца (до 6%).

Учитывая вторичный характер альбита, более правильно называть эти породы альбитизированными диабазами. Так, Т. С. Лебедев и Ю. П. Оровецкий (1969)

интрузивные образования района г. Симферополя (с. Лозовое, Симферопольское водохранилище) относят к диабазовым порфиритам, отмечая значительную их альбитизацию (альбитизированные диабазовые порфириты).

Физ. свойства: σ=2,52—2,78 (2,68), по величине $\varkappa$ выделяются три разности — (29), (626), (3417); I_n= =2000, V=4700—5700 (Лебедев, Оровецкий, 1969).

Возраст альбитовых (альбитизированных) диабазов Крыма раннеюрский. Альбитизированные диабазы известны также среди пород трапповой формации ДДВ (Бернадская, 1961).

Диабаз амфиболовый Западной Волыни (Личак, 1954) представляет собой измененный процессами амфиболизации диабаз (амфиболизированный диабаз, метадиабаз).

Порода темно-серого, почти черного цвета, массивная, мелкозернистая, на контакте с вмещающими породами — афанитовая.

Структура диабазовая (отмечается как реликтовая), обычно бластоофитовая.

Мин. состав: главные минералы — плагиоклаз (№ 55—70) и роговая обманка; второстепенные — диопсид, рудный минерал, биотит, оливин, апатит, сфен, хлорит, серпентин, карбонат, серицит.

Хим. состав (см. табл. 20).

Дайки амфиболового диабаза обнажаются по р. Случи (окрестности сел Вирова, Людвиполя и др.); по р. Тетереву (возле г. Коростышева). Амфиболизированные диабазы (р. Базавлук) изучены И. С. Усенко (1946). Они являются древнейшими жильными основными породами УЩ. Изотопный возраст диабаза р. Базавлука достигает 2700 млн. лет (Бернадская, Усенко, 1965).

Диабаз баркевикитовый (Токарский и др., 1934).

Темная порода афанитового сложения.

Мин. состав: плагиоклаз 34,3—40,5, бурая роговая обманка 15,7—29,7, авгит 10,8—19,0, хлорит 7,0—16,9, зеленая роговая обманка 0,3—0,6, актинолит 0,4—2,0, эпидот 0,4—5,2, биотит 0—0,9, кварц 0—1,1, рудный минерал 3,7—5,6, апатит 0,8—1,4, пирит 0,2—0,6, кальцит 0,6—2,3. Авгит и роговая обманка наиболее идиоморфны.

Баркевикитовым диабазом сложены дайки мезозойского возраста, прорывающие метаморфические породы Чивчинских гор (Карпаты). По особенностям минераль-

ного и химического составов данный диабаз близок к основным лампрофирам (О. И. Матковский, 1971).

Диабаз биотитовый (Лучицкий, Лебедев, 1934) обнажается по р. Кальмиусу возле с. Ласпы (Восточное Приазовье).

Структура офитовая.

Мин. состав: основной андезин (№ 45—50), темно-коричневые биотит и титаномагнетит, в небольшом количестве встречается бурая роговая обманка.

Образует дайку мощностью около 2 м, секущую граниты.

Диабаз биотит-роговообманковый (Лучицкий, Лебедев, 1934) отличается от типичного авгитового диабаза значительным развитием бурой роговой обманки — уралита, замещающей пироксен. Биотит имеет подчиненное значение. Порода представляет собой амфиболизированный диабаз.

Диабазы ДДВ, по данным Л. Г. Бернадской (1961), являются гипабиссальными образованиями трапповой формации Украины. Термин *диабаз* применяется к этим породам вслед за В. С. Соболевым, описавшим под таким названием преобладающие породы трапповой формации Сибирской платформы. Некоторые исследователи (Блюмель, 1867; и др.) называют эти породы *долеритами.*

Л. Г. Бернадская приводит описание диабазов Роменской, Логовиковской, Исачковской, Ромодановской, Радченковой, Полтавской, Новосенжарской, Чернухинской соляных структур, Славянского купола, Беренской антиклинали и Корульского антиклинального поднятия.

Средний хим. состав (см. табл. 20).

Диабаз Исачковской солянокупольной структуры (Бернадская, 1961) — типичный представитель гипабиссальных основных пород ДДВ.

Темно-серая, иногда зеленовато-серая, преимущественно среднезернистая порода. Мелкозернистые и стекловатые разности распространены незначительно.

Структура офитовая.

Мин. состав: плагиоклаз (№ 36—78), пижонит-авгит, титаномагнетит, ильменит; вторичные минералы — актинолит, биотит, кварц, пренит, карбонат, тальк.

Диабаз обнажается на Исачковском холме (с. Исачки). Наряду с другими породами слагает брекчию, вынесенную на поверхность соляным диапиром.

Диабаз лабрадоровый установлен И. А. Морозевичем (1903) среди изверженных пород с. Исачек. Термин излишний, поскольку в составе обычных диабазов преобладает лабрадор.

Диабаз оливиновый Западной Волыни (Личак, 1954) — темно-серая , почти черная, мелкозернистая порода. Изредка наблюдаются вкрапленники плагиоклаза.

Структура основной массы диабазовая.

Мин. состав: плагиоклаз (лабрадор № 50—57 и андезин № 34—49), оливин (50—70% фаялита), рудные минералы, пироксены, биотит, апатит, незначительная примесь кварца. Плагиоклаз, оливин и рудный минерал составляют 85—90% объема породы.

Хим. состав (см. табл. 20).

Дайки оливинового диабаза обнажаются возле с. Губкова (р. Случь). Секут биотитовые гнейсы. Простирание северо-западное, мощность до 2,5 *м*. По мнению И. Л. Личака (1954), данные диабазы генетически связаны с образованиями коростенского комплекса.

Диабаз олигоклазовый выделялся И. А. Морозевичем (1903) среди изверженных основных пород Исачковской структуры в ДДВ (см. диабаз Исачковской структуры).

Хим. состав (см. табл. 20).

Долерит (Соболев и др., 1955) слагает жилообразные тела, прорывающие осадочные породы среднего сармата в Закарпатье.

Структура микропорфировая; структура основной массы долеритовая.

Мин. состав: вкрапленники — основной плагиоклаз (в центре зерен битовнит № 88—92, по периферии — лабрадор № 52—74), моноклинный пироксен и гиперстен (1—2 мм); основная масса сложена преимущественно моноклинным пироксеном и лейстами плагиоклаза (безоливиновый долерит).

К долеритам некоторые исследователи (Блюмель, 1867) относили диабазы с. Исачек (ДДВ).

Микродиабаз (Лучицкий, Лебедев, 1934) представляет собой диабаз, отличающийся мелкозернистой (афанитовой) офитовой структурой. Черная с зеленоватым оттенком плотная порода. Порфировая структура почти не наблюдается. Микродиабаз образует дайки мощностью несколько метров, секущие граниты (села Анжелика, Яблонец на Волыни).

Хим. состав (см. табл. 20).

Минетта (Морозевич, 1903; Лучицкий, Лебедев, 1934) представляет собой черную мелкозернистую породу с вкрапленниками авгита и биотита в основной массе, состоящей из ортоклаза и биотита с примесью магнетита. Слагает тонкие прожилки (мощность до 0,5 м), ассоциирующие с дайкой мелкозернистого диабаза, обнажающейся по р. Конке (с. Гусарка).

Лампрофир основного состава (Бернадская, 1961) — темно-серая, плотная, среднезернистая порода с редкими вкрапленниками амфибола (3—5 мм).

Мин. состав: плагиоклаз (№ 1—5) 28,7, баркевикитовая роговая обманка 36,0, биотит 1,2, эпидот 19,1, хлорит 5,8, рудный минерал (пирит, ильменит), сфен 5,1, карбонат 0,7, апатит 0,9, кварц 0,3.

Хим. состав (см. табл. 20).

Лампрофир слагает жильное тело в верхней части вулканогенной толщи, вскрытой Петрово-Роменской скважиной (ДДВ). Сходен с лампрофирами Синевской структуры.

Порфирит баркевикитовый (черный базальт) установлен В. И. Лучицким (Лучицкий, Лебедев, 1934) в Восточном Приазовье. Обычно окрашен в темный, почти черный, цвет. Основная масса плотная афанитовая. Состоит из плагиоклаза (лабрадора), авгита и баркевикита. По составу и структуре весьма близок к диабазовому порфириту. Баркевикит образует столбчатые зерна с резко выраженным плеохроизмом (от темно-коричневого до светло-желтого). Характерно наличие значительного количества игольчатых кристаллов апатита и мелких зерен оливина.

Порфирит слагает многочисленные дайки в среднем течении Кальмиуса (балки Кровавая, Павлова, Калмыцкая, Чернечья и др.).

Порфирит габбро-монцонитовый отмечен В. С. Соболевым (1947) в районе хут. Губенки, выше с. Гуты-Потиевки (р. Тростяница), на Волыни. Приурочен к краевой зоне габбро-лабрадоритового массива, к контакту его с рапакививидными гранитами. Это мелкозернистая порода с четко выраженной порфировой структурой. Структура основной массы приближается к долеритовой. По составу близок к габбро-норитовому порфириту, отличается повышенным содержанием калишпата. Цветные минера-

лы — ромбический и моноклинный пироксен, оливин, а также более поздняя роговая обманка и биотит.

Порфирит габбро-норитовый (Тарасенко, 1916; Соболев, 1947б; и др.) — жильная порфировая порода с вкрапленниками (до 2—4 мм) лабрадора и диаллага. Основная масса сложена плагиоклазом (размер зерен 0,04—0,08 мм), клинопироксеном, гиперстеном, в меньшей степени — роговой обманкой, биотитом, калишпатом. Структура породы приближается к долеритовой. Габбро-норитовый порфирит отмечен в краевой зоне габбро-лабрадоритового массива Коростенского плутона на контакте его с гранитами (села Млыны, Васьковичи). Порода по составу и структуре близка к волыниту.

Порфирит диабазовый описан В. И. Лучицким (Лучицкий, Лебедев, 1934), В. С. Соболевым (1947б), И. С. Усенко (1947б и др.), И. Л. Личаком (1954), Ю. В. Кононовым (1966) и др.

Представляет собой жильную порфировую породу с вкрапленниками лабрадора и основной массой с диабазовой структурой. Широко распространен на УЩ.

Порфириты диабазовые амфиболизированные (диабазовые апопорфириты) (Батиевский и др., 1972) — темно-зеленые или зеленовато-серые породы с массивной, пятнистой, реже полосчатой текстурой.

Структура бластопорфировая и гломеробластовая. Среди вкрапленников (2—25—30% объема породы) преобладает плагиоклаз, реже наблюдается пироксен, замещенный агрегатом зерен роговой обманки. Основная масса имеет нематобластовую или бластоофитовую структуру.

Мин. состав: плагиоклаз 30—40, роговая обманка 40—50, биотит 4—30, кварц, эпидот; акцессории — магнетит 3—4, циркон, сфен. Вкрапленники плагиоклаза представлены андезином (№ 47—49) и реже лабрадором; в основной массе содержится олигоклаз (№ 25—29) и андезин (№ 40).

Хим. состав (см. табл. 20).

Физ. свойства: $\varkappa = 100—8300$ (3000) (Батиевский и др., 1972).

Метаморфизованные диабазовые порфириты распространены в бассейне Роси в составе белоцерковской свиты росинско-тикичской серии. Они ассоциируют с аподиабазовыми амфиболитами, метаморфизованными андези-

товыми порфиритами, железистыми кварцитами, мраморами и кальцифирами. Образуют согласные прослои (покровы) и пластовые тела. Наиболее крупные из них (от 3×0,5 до 7×1,5 км) обнаружены в районе сел Бакалов, Кожеников, Шкаровки, Томиловки, Блошинцев, Бирюков, Чепиловки.

По данным Б. А. Батиевского и др. (1972), диабазовые порфириты входят в состав обширного поля вулканитов, протягивающегося от бассейна Горного и Гнилого Тикичей в северо-западном направлении до р. Тетерева.

Порфирит диабазовый биотит-амфиболовый (Бернадская, 1961) — темно-серая, мелкозернистая, порфировая порода.

Структура основной массы офитовая.

Мин. состав: плагиоклаз (вкрапленники № 73—78, в основной массе № 55—60) 43,5, бурая роговая обманка 0,9, биотит 1,4, карбонат 54,0, хлорит 0,2. Карбонат заполняет промежутки между зернами плагиоклаза и развивается по пироксену. Порфирит образует дайкообразное тело в осадочно-эффузивной толще, вскрытой Черниговской опорной скважиной.

Порфирит диабазовый биотитовый альбитизированный (Бернадская, 1961) — серая и розово-серая порода с порфировой структурой. Вкрапленники (до 3 мм) представлены розовым альбитом.

Структура основной массы офитовая.

Мин. состав: альбит 42,1, хлорит 45,9, кальцит 7,1, рудный минерал (магнетит, пирит, пирротин, халькопирит) 4,8.

Порфирит образует интрузивную залежь среди эффузивно-осадочной толщи, вскрытой Черниговской опорной скважиной.

Эффузивы основного состава

Основные эффузивы представляют собой тонкозернистые или афанитовые, преимущественно афировые темноокрашенные породы. Раскристаллизованные разновидности состоят из пироксена (преобладает авгит) и основного плагиоклаза. Содержание кремнекислоты в основных эффузивах не превышает 52%. Неизмененные разности представлены базальтами и долеритами, преобразованные палеотипные — диабазами, интенсивно измененные

Химический состав основных эффузивов Украины, %

№	SiO_2	TiO_2	Al_2O_3	Fe_2O_3	FeO	MnO	MgO	CaO
1	53,19	1,47	15,76	8,28	4,77	0,21	4,01	8,17
2	49,60	0,93	20,71	3,29	4,1?	—	4,28	12,24
3	49,10	1,96	19,84	3,46	8,62	—	2,51	8,95
4	45,04	2,54	14,30	6,03	6,46	0,40	8,47	6,58
5	49,50	2,85	12,79	3,36	10,63	0,21	6,19	9,38
6	43,30	3,39	13,27	8,34	6,97	0,25	7,06	8,26
7	44,98	4,17	13,92	8,70	5,44	0,02	6,30	6,72
8	43.10	4,00	15,02	6,99	6,92	0,23	5,84	9,40
9	50.94	2,95	13,19	12,14	1,29	0,09	3,56	5.88
10	50,80	1,58	14,74	3,37	7,45	0,23	4,72	6,31
11	49,21	0,92	12,14	1,23	6,08	0,18	2,86	12,00

Примечание: 1 — *базальт*, с. Станова, гутинская свита, Закарпатье роксена, бужорская свита, Закарпатье (Соболев и др., 1955); 3 — *анамезит*, с. Бе с. Ходосы, Волынь (Бернадская, 1958); 5 — *миндалекаменный базальт*, с. Янова ная скважина, гл. 2265.1 м (Бернадская, 1961); 7 — *роговообманко-биотитовый ба* ная часть Донбасса (Макухина, Устиновский, 1958); 9 — *спилит*, б. Цыганка, ный Крым (Лебединский, Макаров, 1962); 11 — *альбитовый микродиабазовый пор*

основные вулканиты геосинклинальных областей — спилитами.

Основные эффузивы преимущественно развиты среди магматических образований Карпат, Горного Крыма, Донбасса. На УЩ мощные толщи основных эффузивов в большинстве сильно метаморфизованы и представлены меланократовыми гнейсами, основными кристаллосланцами и амфиболитами. Они описаны в разделе метаморфических пород.

Анамезиты. (Карпинский, 1873, 1874) — базальты с основной массой, занимающей промежуточное по величине зерен положение между долеритом и собственно базальтом. Распространены на Волыни (см. базальты Волыни).

Хим. состав (табл. 21).

Базальты являются эффузивными аналогами габброидов. Они состоят из тонкозернистой основной массы (иногда стекловатой) и вкрапленников авгита, оливина, плагиоклаза, реже гиперстена и базальтической роговой обманки. По преобладающему минералу в составе вкрапленников выделяются разности базальтов — оливиновые, биотитовые и др.

Таблица 21

Na_2O	K_2O	P_2O_5	SO_3	CO_2	H_2O^-	П. п. п.	Сумма
2,09	1,26	—	—	—	0,36	0,36	99,93
1,77	1,20	—	—	—	—	1,73	99,86
2,92	0,53	0,21	—	—	2,34		100,44
2,27	0,27	0,29	0,20	0,10	4,10	2,76	99,81
2,42	0,48	—	—	—	0,72	1,88	100,41
2,78	2,05	0,57	—	0,22	0,80	2,41	99,67
2,87	2,43	1,03	0,10	0,10	1,12	2,42	100,32
2,05	2,48	0,32	—	—	—	3,34	99,69
5,05	2,35	0,69	0,03	0,52	0,51	0,70	99,89
3,28	0,72	0,24	0,49	2,56	2,16	1,60	100,25
4,18	0,05	0,15	—	9,40	0,25	2,10	100,75

(Соболев и др., 1955); 2 — *базальт* с крупными вкрапленниками моноклинного пиреновец, Волынь (Пфаффиус, 1886); 4 — *базальт* частично биотитизированный, Долина, Волынь (Бернадская, 1958); 6 — *нормальный базальт*, Черниговская опорзальт, гл. 2375,4 м, там же; 8 — *покровный базальт*, б. Василь-Тарама, юго-западюго-западная часть Донбасса (Макухина, 1961); 10 — *спилитовый порфирит*, Горфирит, с. Лозовое, Крым (Лебединский, Макаров, 1962).

Базальты Закарпатья (Соболев и др., 1955) представляют собой черную или темно-серую афанитовую породу с хорошо выраженной столбчатой отдельностью, массивную или флюидальную.

Структура порфировая (микропорфировая), в основной массе — интерсертальная, микродолеритовая, иногда близкая к пилотакситовой.

Мин. состав: вкрапленники — плагиоклаз, оливин; основная масса — оливин, плагиоклаз, моноклинный пироксен, стекло, очень редко гиперстен и калишпат; акцессории — магнетит, апатит. Вторичные минералы — часто карбонаты. Плагиоклаз во вкрапленниках представлен битовнитом (№ 82—84), в основной массе — лабрадором (№ 50—53) и даже андезином (№ 40). Состав моноклинного пироксена меняется в широких пределах. В потоках базальтов, расположенных близко к водораздельной части хребта, пироксен обладает более высокой железистостью, чем в нижележащих потоках. Степень раскристаллизации основной массы базальтов неодинакова для разных потоков и даже для разных их частей. В общем отмечается меньшая степень раскристаллизации в базальтах со сравнительно крупными фенокристаллами мо-

моклинного пироксена. В некоторых разностях наблюдаются гломеропорфировые скопления кристаллов оливина, иногда вместе с плагиоклазом. Размер отдельных зерен оливина не превышает 0,5 мм.

Хим. состав (см. табл. 21).

Физ. свойства: $\sigma = (2{,}65)$; $\varkappa = (3{,}71)$ (Лебедев, Познанская, 1967).

По сравнению с андезитами и андезит-базальтами базальты на Выгорлат-Гутинской гряде Карпат распространены ограниченно. Наибольшее их развитие отмечается в районе горы Бужора и вулкана Синяк. Базальты известны на хр. Гат (села Станово, Покутье). Небольшие выходы наблюдаются у сел Лентуровиц, Ильковцев, на хр. В. Шоллес и др. Базальты слагают лавовые потоки и покровы, часто чередуются с прослоями туфов. Видимая мощность достигает 80—100 м (хр. Гат), мощность базальто-туфовой толщи местами превышает 500 м. Базальты хр. Гат лежат значительно ниже маркирующего горизонта крупнопорфировых андезитов. У с. Ильковцев установлено налегание базальтов на липаритовые туфы (верхние бужорские базальты).

Базальты Волыни (Бернадская, 1958) описаны А. К. Тышецким (1862), А. П. Карпинским (1874), С. Малковским (1926), И. С. Усенко и Л. Г. Бернадской (1954) и др. В. И. Бартошевский (1958) описал базальты этого района под названием палеобазальты. Л. Г. Бернадская (1958) разделяет их на две разновидности.

I. Афанитовые базальты — черные и темно-серые плотные однородные афанитовые породы.

Структура — интерсертальная.

Мин. состав: плагиоклаз (№ 73—74), энстатит-авгит, рудный минерал (магнетит, ильменит), апатит (игольчатые выделения). Промежутки между этими минералами выполнены вулканическим стеклом, в разной степени раскристаллизованным и участками переполненным распыленным рудным минералом. Кроме стекла, иногда наблюдается значительное количество буровато-зеленого хлоритоподобного вещества типа палагонита, также выполняющего промежутки между зернами. Обогащенная палагонитом разность выделяется как палагонитовый базальт (Бернадская, 1958). Мин. состав: плагиоклаз 36, пироксен 33, стекло 19, палагонит 6, рудный минерал 6.

Афанитовые базальты обнажаются в карьерах сел Берестовца, Яновой долины и др.

II. Миндалекаменные базальты — зеленовато-серая тонкозернистая порода с большим количеством миндалин размером от нескольких миллиметров до 1,5 см, выполненных хлоритом, кальцитом, опалом и кварцем. Порода обычно сильно хлоритизирована, местами карбонатизирована, однако первичная интерсертальная структура сохраняется.

Мин. состав: хлорит, рудный минерал, карбонат, реликты плагиоклаза. Бледно-зеленые тонкочешуйчатые агрегаты хлорита являются продуктами преобразования пироксена, плагиоклаза и стекла. Карбонатом (кальцитом) замещаются плагиоклаз и пироксен. Совместно с хлоритом карбонат выполняет миндалины, располагаясь на их контакте.

Хим. состав (см. табл. 21).

Миндалекаменные базальты вскрыты скважинами в селах Ходосах, Ничеховке, Гараймувке, Будках, Колодьях и др.

Основные изверженные породы распространены в бассейне Стыря. Они образуют полосу, которая простирается в северо-западном направлении от с. Ходосов до границы с Белоруссией. Ширина полосы 12—14 км на юге и 22 км на севере. В пределах полосы выявлено несколько тел, сложенных породами базальтовой магмы. Все они приурочены к зоне крупного разлома. Выделяются Долгопольский (с. Долгое Поле), Гутвинский (с. Гутвин), Мидский (с. Мидск) базальтовые потоки. Мощность их не превышает нескольких метров. Базальтами также сложены интрузивные залежи с. Яновой Долины (мощность 20—25 м), с. Берестовца (мощность 25 м) и Свяцкий лакколит (мощность 43 м). Несмотря на интрузивную форму залегания, базальты лакколита содержат значительное количество стекла.

Изотопный возраст базальтов Волыни, по данным калий-аргонового метода, 510—598 млн. лет (Бернадская, Усенко, 1965).

В последнее время в северо-западной части УССР в составе пород волынской серии Припятского вала (Савченко, Жовинский, 1970) обнаружены обширные поля основных эффузивов, представленных преимущественно базальтами. Вулканогенные образования Припятского

вала распространены на обширной территории: район Горыньград — Берестовец — Чарторыйск — Рафаловка — Маневичи (свыше 300 км²); район Любешов — Камень-Каширский — Хотешов — Ратно — Малорита (около 1200 км²). Максимальная мощность базальтовой толщи (481,2 м) установлена по скважинам в с. Конобель.

На юге Подолии базальты вскрыты скважинами среди пород каменской свиты волынской серии в районе Гусятина и Городка (Савченко, Жовинский, 1970).

Базальты юго-западной части Донбасса и ДДВ (Бернадская, 1961; Макухина, 1961; и др.) — темно-зеленые или черные, плотные, афанитовые породы. Выветрелые разности — лилово-серые, серо-зеленые и темно-бурые, сильно трещиноватые, окрашенные по трещинкам гидроокислами железа в бурый цвет.

Структура микропорфировая, реже афировая; основной массы — интерсертальная, местами микродолеритовая. У покровных базальтов наблюдается пилотакситовая и гиалопилитовая структуры.

Мин. состав: плагиоклаз 30—38, пироксен 28—37, магнетит 10—15, апатит 0,8—1,5, хлорит-серпентиновые псевдоморфозы по оливину 0,5—0,9, биотит до 1,5, хлорит 6—9, кальцит 0—4, стекло и прочие 0,3—5 (Макухина, 1961). Вкрапленники представлены титанистым авгитом, реже измененным оливином и плагиоклазом (№ 45—58). Основная масса состоит из пироксена, плагиоклаза (№ 40—49), рудного минерала, апатита, хлорита, иддингсита, биотита, кальцита и разложенного вулканического стекла.

Базальты, вскрытые Черниговской опорной скважиной, Л. Г. Бернадская (1961) подразделяет на нормальные, биотит-амфиболовые и биотитовые разности. Две последние разности отличаются от обычных базальтов повышенным количеством соответственно биотита и бурой роговой обманки или только биотита, образующего мелкие неправильные бурые чешуйки и скелетные выделения, ассоциирующие с магнетитом.

Наиболее широко распространены базальты среди вулканических пород р. Мокрой Волновахи. В районе сел Николаевки и Новотроицкого они образуют покровы в толще девона. Скважинами вскрыто три-четыре покрова, сопровождающихся базальтовыми туфобрекчиями и туфами. Обнажения базальтов встречаются по балкам

Антон-Тарама, Василь-Тарама, Камышевахе, Цыганке. Покровные базальты северо-западной части Донбасса отличаются неоднородностью состава и структур, различной степенью раскристаллизации. Содержат угловатые ксенолиты пикрито-базальтов, соггендалитов и туфового материала.

Базальты слагают также дайко-экструзивные тела, связанные с отмеченными покровами. Так, на левом берегу Мокрой Волновахи ниже с. Николаевки неккообразное тело базальта (40×50 м) прорывает глинистые сланцы и известняки «белого» девона. Базальт содержит ксенолиты измененного известняка. Здесь же встречена дайка базальта-анамезита мощностью 9 м, также секущая отложения «белого» девона (Макухина, 1961).

Изотопный возраст базальтов ДДВ и Донбасса, по данным калий-аргонового метода, 302—410 млн. лет (Бернадская, Усенко, 1965).

Микродиабазовые порфириты (Лебединский, Макаров, 1962) — темно-серая, зеленовато-серая, тонкозернистая порода с нечеткой порфировой структурой. Данная разновидность основных эффузивов в общем близка к спилитовому порфириту. Главное отличие заключается в том, что основная масса этих пород не столь интенсивно альбитизирована, как в спилитах, а микролиты плагиоклаза представлены андезином. Диабазовая природа этих пород хорошо определяется благодаря многочисленным мелким призмочкам плагиоклаза, образующим сплошную тонкую войлоковидную массу. Преобладает микродиабазовая структура, местами также наблюдаются апогиалопилитовая и апоинтерсертальная структуры.

Мин. состав: альбит 14,7, измененный пироксен 1,9, рудный минерал 0,8, основная масса 81,0, миндалины 1,6. Разновидности с повышенным содержанием альбита выделяются как *альбитовый микродиабазовый порфирит.*

Хим. состав (см. табл. 21).

Физ. свойства: $\sigma=2{,}52—2{,}78$ (2,68); по величине $\varkappa$ выделяются три группы порфиритов: 8—85(29), 420—830(626), 1125—10 337(3417); $I_n=2000$; $V=4700—5700$ (Лебедев, Оровецкий, 1969).

Микродиабазовый порфирит слагает лавовые потоки и интрузивные залежи в районе сел Лозового и Украинки возле г. Симферополя, а также потоки лавы в западной

части хр. Карадаг вблизи скалы Левинсон-Лессинга, под скалой Ивана-Разбойника, у подножья Большой Стены (Лебединский, Макаров, 1962).

Спилиты (сильно альбитизированные и хлоритизированные палеобазальты) из зоны сочленения Приазовья с Донбассом описаны М. А. Макухиной (1968). Волынские спилиты описаны В. И. Бартошевским (1958), спилиты Горного Крыма — В. И. Лебединским и Н. Н. Макаровым (1962).

Спилиты юго-западной части Донбасса — темно-серые с зеленоватым или буровато-фиолетовым оттенком, плотные, афанитовые породы, часто с шаровой отдельностью. Некоторые разности изобилуют миндалинами, выполненными зеленым хлоритом, эпидотом, кальцитом, реже цеолитом, кварцем, альбитом (Макухина, 1961).

Структура непостоянная — микропорфировая или афировая, основная масса имеет пилотакситовую, микролитовую или вариолитовую структуры. Вкрапленники в порфировых разностях представлены альбитом и альбит-олигоклазом (№ 3—16), моноклинным пироксеном и разложенным оливином. Основная масса почти полностью состоит из хлорита нескольких разновидностей.

Хим. состав (см. табл. 21).

Маломощные покровы спилита наблюдаются по балкам Цыганке, Камышевахе, Василь-Тарама и Антон-Тарама. Они перемежаются с туфами базальтов и кератоспилитов. На левом берегу Кальмиуса возле с. Раздольного покров спилита мощностью 3 м залегает на плотных базальтах. Выше спилитов залегают кератоспилиты мощностью до 2 м. Иногда покровы спилитов перемежаются с кератоспилитами и кератофирами.

Спилиты Горного Крыма — зеленовато-серые афанитовые с афировой или с плохо выраженной порфировой структурой породы. По составу и структурам среди них можно выделить лавовые спилиты, спилитовые и кератоспилитовые порфириты (Лебединский, Макаров, 1962).

Структура — чаще микропорфировая, структура основной массы — апоинтерсертальная. В кератоспилитах наблюдается преимущественно апоандезитовая структура.

Мин. состав спилитовых порфиритов: вкрапленники альбита 9,3—11,2, измененные вкрапленники пироксена (авгита) 2,4—2,7, рудный минерал 0,9—1,1; основная

масса 80,5—80,6, миндалины 4,5—4,8. В состав основной массы входят микролиты основного плагиоклаза, полностью или частично альбитизированные, пылевидная вкрапленность рудного минерала и хлоритизированное вулканическое стекло.

Хим. состав (см. табл. 21).

Мин. состав спилитов: альбит (№ 0—10) 58,8, хлорит 28,9, рудный минерал 4,4, кварц (в миндалинах) 7,9.

Спилиты установлены среди верхнетриасовых вулканитов сел Петропавловки и Украинки близ г. Симферополя. Наблюдается переслаивание потоков кератоспилитов, спилитов, микродиабазов и микродиабазовых порфиритов с пластами туфов, туффитов, туфогенных песчаников и алевролитов. Спилитовые порфириты (продукты нижнеюрского вулканизма) приурочены к верхней части разреза вулканогенной толщи (с. Лозовое и междуречье Бодрак — Альма). Спилитовые и кератоспилитовые порфириты широко развиты также среди пород вулканической группы Карадага (среднеюрский вулканизм), где они слагают несколько мощных (25—30 м) потоков подушечных лав. Эффектное обнажение спилитовых порфиритов находится в Пограничной и Пуццолановой бухтах. Этими порфиритами иногда сложены линейные дайки Берегового хребта (Карадаг).

Спилиты Приднепровья наблюдаются среди пород нижней метабазитовой толщи Сурского района (Танатар-Бараш и др., 1971). Представлены темно-серыми и темно-зелеными, мелкозернистыми породами с массивной, реже сланцеватой, текстурой.

Структура бластофитовая, иногда гранонематобластовая.

Мин. состав: актинолит 59—73, альбит 17—35, эпидот и цоизит 0—6, кварц 1—6, ильменит до 2, сфен 0,5—5.

Возраст спилитов архейский (Бордунов, 1972).

Глубинные магматические породы среднего состава

Глубинные средние магматические породы — диориты — на территории Украины развиты сравнительно мало, главным образом на УЩ. Характерные особенности диоритов — темная окраска, среднезернистые структуры, значительное содержание цветного минерала (до 35%), представленного преимущественно роговой обманкой, отсутствие или небольшое количество кварца, из полевых шпатов преобладает андезин. В большинстве случаев диориты тесно связаны с массивами гранитов и гранодиоритов, являясь их гибридными или приконтактовыми фациями. Таковы, например, диориты обиточненского комплекса Приазовья (Эйнор и др., 1971), собитового комплекса Побужья (Ткачук, 1947д), осницкого комплекса Волыни (Ткачук, 1947г) и др. В геологической литературе диориты Украины разделяются прежде всего по минеральному составу (роговообманко-биотитовые, кварцевые и др.), а также по территориальной приуроченности (вировские и др.).

Авгитовый диорит выделен В. И. Лучицким (Лучицкий, Лебедев, 1934) среди граносиенитов р. Кальмиуса (Приазовье).

Мин. состав: плагиоклаз (№ 25—30), авгит, роговая обманка, титанит, кальцит.

Химический состав диоритов Украины, %

№	SiO_2	TiO_2	Al_2O_3	Fe_2O_3	FeO	MnO	MgO	CaO
1	55,41	0,28	2,04	2,92	9,18	—	16,44	11,40
2	53,40	—	19,74	2,97	6,96	—	3,53	6,50
3	60,61	—	19,54	2,30	4,13	—	2,02	4,92
4	58,30	1,00	16,76	0,38	7,18	0,09	3,75	5,37
5	54,02	0,49	12,80	7,82	5,61	0,14	4,25	6,82

Примечание: 1 — *амфибол-диорит*, р. Обиточная, Приазовье (Лучицкий, винский, 1930); 3 — *диорит*, с. Жаданы, р. Собь (В. Н. Чирвинский, 1930); 4 — *рит*, с. Ясногорка, Волынь (Ткачук, 1948).

Гиперстеновый диорит (Тарасенко, 1895) **и кварц-пироксеновый диорит** (Ткачук, 1947д) отмечены как разновидности чарнокитов Подолии. Термин излишний.

Амфибол-диорит (амфиболит-диорит). В. И. Лучицкий (1947д) употреблял этот термин при описании одной из разновидностей метабазитов I типа, продуктов метаморфизации пород габбро-перидотитовой магмы. Порода состоит из роговой обманки и среднего плагиоклаза, широко распространена по рекам Обиточной и Кильтичии.

Хим. состав (табл. 22).

Термин излишний. Впоследствии такие породы относились к амфиболитам (Усенко, 1959а, 1960 и др.).

Роговообманковый диорит (нормальный диорит) (Ткачук, 1947г; Личак, 1948) выделен среди темноцветных пород на территории развития осницких гранитов (см. вировский диорит).

В. И. Лучицкий (Лучицкий, Лебедев, 1934) описал обнажения роговообманкового диорита на берегах р. Свинолужки между селами Тесновкой и Старосельцами. Это темно-серая, массивная порода, состоящая из плагиоклаза (№ 40), часто зонального, и роговой обманки (преобладает). Наблюдается небольшая примесь темно-коричневого биотита. Порода местами порфировидная, что обусловлено выделениями (до 0,5 см) белого плагиоклаза. Характерно повышенное содержание акцессорного апатита.

Биотит-роговообманковый диорит (В. Н. Чирвинский, 1930; Лучицкий, Лебедев, 1934; Ткачук, 1947д; и др.)

Таблица 22

Na_2O	K_2O	P_2O_5	SO_3	CO_2	H_2O^-	П. п. п.	Сумма
0,46	0,46	—	—	—	—	—	98,59
3,92	2,28	—	—	—	—	0,82	100,12
3,88	2,04	—	—	—	—	0,73	100,17
3,18	2,78	0,36	0,13	—	0,18	0,19	99,65
2,29	3,88	0,55	0,08	0,08	—	1,22	100,05

1947д); 2 — *биотит-роговообманковый диорит*, с. Севастьяновка, р. Собь (В. Н. Чир- *кварцевый диорит*, с. Кислын, р. Горный Тикич (Юрк, 1953); 5 — *вировский дио-*

наиболее детально описан Л. Г. Ткачуком (1947д) в составе пород собитового комплекса.

Мин. состав: плагиоклаз, биотит, роговая обманка, очень редко гиперстен, а также серый или дымчатый кварц; акцессории — магнетит, апатит, сфен, циркон (р. Собь).

Хим. состав (см. табл. 22).

Биотит-роговообманковый диорит бассейна Соби встречается в ассоциации с гранодиоритом в составе собитового комплекса. Наиболее характерные обнажения наблюдаются возле городов Липовца, Ильинцев, сел Пореевки, Сорок, Жадан, Кальника, Данеева, Севастьяновки, Каменногорки и др. Такая же разновидность диорита выделена Л. Г. Ткачуком (1948) среди пород осницкого комплекса (см. вировский диорит), а также отмечена В. И. Лучицким (Лучицкий, Лебедев, 1934) в районе г. Радомышля. Диориты этого района образуют небольшие массивы среди биотитовых гранитов и мигматитов.

Кварц-биотитовый диорит отмечен В. Е. Тарасенко (1925) среди пород собитового комплекса на Подолии. Термин излишний, поскольку кварцсодержащие разности диоритов всегда в своем составе имеют то или иное количество биотита (см. кварцевый диорит).

Кварцевый диорит детально описан Л. Г. Ткачуком (1948), Ю. Ю. Юрком (1953) и др. В средней части УЩ в обнажениях по р. Горному Тикичу кварцевый диорит темно-серый, почти черный, среднезернистый, массивный.

Структура гипидиоморфнозернистая, гранобластовая.

Мин. состав: плагиоклаз (андезин № 35—41) 57,5, биотит 15,8, роговая обманка 12,7, кварц 5,0, микроклин 7,6, прочие минералы 1,4 (Юрк, 1953); акцессории — апатит, магнетит, ильменит, сфен, пирит, изредка ортит. Роговая обманка буро-зеленая.

Хим. состав (см. табл. 22).

Физ. свойства: σ=2,51—3,00 (2,70) (Шаповал, Антонюк, 1964).

Кварцевый диорит образует небольшие тела, ассоциирующие с гранодиоритами в районах сел Кислина, Иваньков, Глыбочка, Юрполя. По данным Ю. Ю. Юрка (1953), этот диорит сечет габбро-амфиболиты и, в свою очередь, рассекается жилами гранит-аплита.

Кварцевый диорит сравнительно широко распространен среди пород обиточненского комплекса в Приазовье (Эйнор и др., 1971), где совместно с гранодиоритами и тоналитами слагает вытянутые согласно со складчатостью массивы площадью до 100 км². Обычно приурочен к эндоконтактовым участкам массивов.

Хлоритовый диорит выделен В. И. Лучицким (Лучицкий, Лебедев, 1934) в Восточном Приазовье. Тела этого диорита залегают среди мигматитов. Роговая обманка частично замещена хлоритом, наблюдается также значительное развитие эпидота и сфена. Термин излишний, поскольку хлоритизация и эпидотизация являются вторичными процессами изменения диорита.

Вировский диорит (диорит вировского типа) (Малковский, 1927). Детально описан Л. Г. Ткачуком (1948). В работе Л. Г. Ткачука и А. Я. Хатунцевой (1972) назван метадиоритом.

Вировский диорит темно-серый, почти черный, мелкозернистый, массивный.

Структура гипидиоморфнозернистая, изредка порфировидная.

Мин. состав: плагиоклаз, роговая обманка, биотит, изредка кварц, калишпат, клинопироксен; акцессории — апатит, сфен, магнетит. Состав плагиоклаза колеблется в пределах олигоклаз (№ 21—25) — лабрадор (№ 57). По минеральному составу среди вировских диоритов Л. Г. Ткачук выделяет: 1) роговообманковые или нормальные диориты; 2) биотит-роговообманковые диориты с примерно равным количеством биотита и роговой обманки; 3) тоналиты, которые рассматриваются как породы переходные к кварцевым диоритам и гранодиоритам.

Хим. состав (см. табл. 22).

Вировским диоритом сложены небольшие по площади тела (до нескольких сотен квадратных метров), залегающие в виде ксенолитов среди гранитов осницкого комплекса (Ткачук, 1948). Наибольшее количество этих ксенолитов наблюдается в районе сел Виров, Чабеля, Теодоровки, Ясногорки, Сновидовичей, Боровина и др. Ксенолиты пронизаны многочисленными прожилками розового аплита и пегматита, которые связаны с осницким гранитом. Контакты ксенолитов с гранитом то резкие,

четкие, то расплывчатые с постепенными переходами одних пород в другие.

Диорит, по мнению Л. Г. Ткачука, представляет собой гибридную породу, образовавшуюся в результате ассимиляции гранитным расплавом более древних габброидных пород. Возле с. Рокитного (урочище «Деревца») можно наблюдать постепенный переход диорита в среднезернистое амфибол-пироксеновое габбро.

Изотопный возраст циркона из диорита 2100 млн. лет (Хатунцева, 1972).

Вировский диорит — прекрасный строительный камень.

Гипабиссальные и жильные породы среднего состава

Андезиты, залегающие в виде даек, штокообразных или пластообразных залежей, известны во всех районах развития средних эффузивов (Карпаты, Крым, Донбасс).

Интрузивные двупироксеновые и *пироксен-амфиболовые андезиты* средней части Закарпатья (юго-восточнее р. Боржавы) описаны В. С. Соболевым и др. (1955). Это черные, темно-серые, мелкопорфировые породы.

Структура — андезитовая, гиалопилитовая, иногда интерсертальная. Вкрапленники (до 1 мм) представлены плагиоклазом (№ 65—87, по краям № 56—64), ги-

Химический состав средних гипабиссальных пород, %

№	SiO_2	TiO_2	Al_2O_3	Fe_2O_3	FeO	MnO	MgO	CaO
1	59,15	0,60	16,36	1,28	4,82	0,13	2,63	5,53
2	53,60	0,96	16,62	2,08	6,09	0,62	2,45	9,90
3	54,40	1,22	17,22	3,73	5,35	0,05	2,85	7,40
4	58,06	0,75	14,70	3,79	1,93	0,14	3,62	6,22
5	46,41	2,07	15,43	2,33	8,04	0,15	6,37	7,27
6	59,55	0,47	17,72	7,15	0,71	0,15	1,59	5,74
7	52,77	1,68	17,05	4,50	8,00	0,14	2,75	4,50
8	61,98	0,50	16,06	4,86	1,40	0,11	2,04	4,81
9	68,10	0,56	13,78	1,05	5,94	0,10	1,33	3,11

Примечание: 1 — *кварцевый диорит-порфирит*, Закарпатье (Соболев и 1955); 3 — *интрузивный пироксен-роговообманковый андезит*, там же; 4 — *андезит*, ры, Карпаты (Матковский, 1971); 6 — *порфирит*, с. Горбово, Волынь (Усенко, *фирит*, Волынь (Ткачук, 1948); 9 — *кварцевый порфирит*, р. Бобер, Волынь (Тка

перстеном и моноклинным пироксеном. Основная масса состоит из плагиоклаза, моноклинного пироксена, магнетита, иногда стекла. Содержания цветных минералов в основной массе варьируют.

Хим. состав (табл. 23).

Андезиты образуют жилообразные интрузии, которые прорывают глинистые сланцы, причем наблюдается отчетливое ороговикование сланцев в зоне контакта. Мощность жил достигает 50 м, по простиранию могут прослеживаться на расстояние 1—2 км. Падение крутое. Андезиты содержат ксенолиты сланцев.

Андезиты — наиболее распространенные гипабиссальные породы в юго-западной части Донбасса (Усенко, 1947б; Макухина, 1961). Это светло-серые, пепельно-серые, реже темно-серые, плотные породы с вкрапленниками роговой обманки и плагиоклаза.

Структура пород порфировая; основная масса — микролитовая, реже пилотакситовая.

Мин. состав: главные минералы — роговая обманка, моноклинный пироксен, плагиоклаз, реже кварц; второстепенные — сфен, апатит, флюорит, магнетит, пирит, калишпат; вторичные — хлорит, биотит, мусковит, цеолит, карбонат и др. Во вкрапленниках встречаются зеленая роговая обманка, моноклинный пироксен, плагиоклаз (№ 50—52 — в центре зерен, № 26—36 — в краевых частях), реже сфен, апатит и магнетит. Соотношение

Таблица 23

Na_2O	K_2O	P_2O_5	SO_3	CO_2	H_2O	П. п. п.	Сумма
2,50	1,85	—	—	—	1,28	4,17	100,30
2,24	0,36	—	—	—	0,40	3,75	99,07
2,30	1,60	0,24	—	—	1,92	1,30	99,58
4,09	1,90	0,14	0,19	—	1,56	2,51	99,60
3,74	1,85	0,68	0,25	0,79	0,34	4,09	99,81
3,17	1,78	0,80	0,52	—	—	0,42	99,77
2,32	3,74	—	0,68	—	—	1,60	99,73
3,70	4,01	0,78	—	—	0,07	0,47	100,79
3,39	1,63	0,05	0,13	—	0,18	0,71	100,06

др., 1955); 2 — *интрузивный двупироксеновый андезит*, Закарпатье (Соболев и др., р. Сухая Волноваха, Донбасс (Макухина, 1961); 5 — *спессартит*, Чивчинские го-1947б); 7 — *порфирит*, р. Каратюк, Приазовье (Усенко, 1947б); 8 — *клесовский пор*-чук, 1948).

объема вкрапленников и основной массы 1:(6—7). Выделяются *роговообманковые* и *роговообманко-пироксеновые* разности.

Хим. состав андезита (Донбасс) (см. табл. 23).

Андезиты образуют дайки, межпластовые интрузии, неправильные штокообразные и лакколитообразные тела. Обнажаются по рекам Сухой и Мокрой Волновахам между селами Николаевкой и Раздольным, где они выполняют трещины северо-западного и северо-восточного простираний. Андезиты прорывают породы девона и нижнего карбона, а также секут покровы и жильные тела более ранних основных пород. Часто в них содержатся мелкие (1—5 см) ксенолиты гранита, аплита, базальта, андезито-базальта.

Андезитами сложена интрузия горы Чертов Камин в Горном Крыму, представляющая собой грушевидное тело с узким подводящим каналом (Лебединский, Макаров, 1962).

Диорит-порфирит кварцевый (Соболев и др., 1955) — серая порфировая порода. Вкрапленники представлены плагиоклазом (в центре зерна № 55—70, по периферии № 33—48), гиперстеном, моноклинным пироксеном и роговой обманкой. В основной массе с андезитовой структурой преобладает плагиоклаз, калишпата и кварца гораздо меньше, чем в гранодиорит-порфирите. Акцессории — апатит и циркон.

Хим. состав (см. табл. 23).

Интрузии кварцевого диорит-порфирита встречаются в юго-восточной части Выгорлат-Гутинской гряды. Они моложе раннесарматских пород. Образуют небольшие штокообразные массивы или слагают периферические участки массивов гранодиорит-порфиров.

Диоритовый порфирит отмечен некоторыми исследователями в Приазовском районе УЩ (Лучицкий, Лебедев, 1934; и др.). Обычно слагает дайки мощностью 1—5 м (р. Каратюк, Грузкий Еланчик, Кальчик, б. Полковая и др.).

Керсантит (Гинзберг, 1916; Лучицкий, Лебедев, 1934; и др.) — черная жильная порода с шаровой отдельностью, встречается в верховье Мокрой Конки (Приазовье). Основная масса состоит из олигоклаза, ортоклаза, небольшого количества кварца, апатита и магнетита. Вкрапленники представлены зеленоватым авгитом и

корродированными листочками биотита (Лучицкий, Лебедев, 1934). А. С. Гинзберг (1916) приводил следующий мин. состав керсантита, обнаруженного им по б. Вали-Тарама (Восточное Приазовье): авгит, биотит, магнетит, полевой шпат (андезин или лабрадор).

Порфириты (палеоандезиты) развиты преимущественно в северо-западной части и в Приазовском районе УЩ (Усенко, 1947б). Темные с зеленоватым оттенком, плотные. Выделяются порфировые и афировые разности. Они разнообразны и в минералогическом отношении — пироксеновые (авгитовые), роговообманковые, биотитовые, биотит-роговообманковые и уралитовые. Порфировые выделения представлены в основном плагиоклазом (андезин-лабрадор и лабрадор), реже авгитом, роговой обманкой и биотитом. Обычно плагиоклаз в значительной степени изменен с образованием серицита и минералов группы эпидота. Основная масса имеет мелкозернистую, реже стекловатую структуру. Состоит из плагиоклаза средней кислотности, титанавгита, роговой обманки, биотита, в некоторых разновидностях имеется измененное стекло. Акцессории — апатит, магнетит, титаномагнетит, ильменит, титанит. Вторичные минералы — уралит, хлорит, цоизит, эпидот, серицит, кварц.

Хим. состав (см. табл. 23).

Порфирит, состоящий из вкрапленников полевого шпата (андезина) и основной массы, образованной агрегатом сильно измененных плагиоклаза, авгита и роговой обманки, обнажается по р. Сухой Волновахе в Приазовье (Лучицкий, Лебедев, 1934). Слагает лакколит, залегающий среди известняков нижнего карбона.

Порфирит кварцевый (Ткачук, 1948 и др.) — темно-серая, мелкозернистая порода с порфировыми выделениями (3—4 мм) серовато-белого с зеленоватым оттенком полевого шпата. Состоит из плагиоклаза (№ 10—40), калишпата, роговой обманки, кварца, биотита и небольшой примеси цоизита и серицита. Акцессории — апатит, циркон, сфен, рудный.

Хим. состав (см. табл. 23).

Обнаружен по р. Бобер на Волыни. Обнажается в виде небольших глыб с хорошей плитчатой отдельностью.

Порфирит клесовский (Малковский, 1927; Ткачук, 1948). Описан В. Е. Тарасенко (1929) под названием

амфибол-диоритовый порфирит, Ю. Токарским (1929) — монцонитовый гранит.

Клесовский порфирит темный, стально-серый, с четкой порфировой структурой.

Мин. состав: плагиоклаз, калишпат, роговая обманка, биотит. В небольшом количестве содержатся кварц, эпидот, серицит, кальцит; акцессории — апатит, сфен, магнетит. Вкрапленники (от 0,8 до 5 мм) представлены андезином (№ 50—55). Зеленовато-бурый биотит часто развивается по роговой обманке. По минеральным особенностям клесовский порфирит близок к вировскому диориту, отличаясь большим содержанием калишпата и кварца.

Хим. состав (см. табл. 23).

Порфирит максимально развит в районе г. Клесова, где вскрыт в нескольких карьерах. Обнажения наблюдаются во многих местах вдоль дороги Клесов — Виры. Порфирит в осницких гранитах образует ксенолиты неправильной формы со сложным строением. Границы ксенолитов чаще нечеткие, расплывчатые, с постепенной сменой порфирита диоритом вировского типа и дальше гранитом. Порфирит, в свою очередь, содержит ксенолиты биотит-плагиоклазового гнейса и ассоциирует с клесовскими гранит-аплитами (Ткачук, 1948) или лептитами (Хатунцева, 1972).

По мнению Л. Г. Ткачука (1948), минеральный состав порфирита вторичный, сложившийся в результате преобразований габброидных пород под воздействием расплава осницкого гранита.

Спессартит описан И. Л. Личаком и Е. К. Пискорской (1968) как разновидность диоритовых лампрофиров Волыни.

Зеленовато-темно-серая, тонкозернистая, плотная порода.

Структура порфировая. В порфировых выделениях [(0,25×0,08) — (2,3×0,5) мм] преобладает роговая обманка.

Мин. состав: плагиоклаз (№ 40—47) 56,6, роговая обманка 33,7, биотит 5,8, кварц 0,8, рудный минерал 1,3, сфен и апатит 0,4, прочие минералы 1,4.

Спессартитом сложена дайка мощностью около 1,5 м, секущая биотит-плагиоклазовые гнейсы в районе г. Емильчина (Волынь). По мнению авторов, спессартит

может быть отнесен к производным осницкого комплекса.

Спессартит встречается среди осадочных пород карбона в районе г. Шахты на Донбассе. Образует интрузивное тело мощностью 6—28 м (Раздорожный, 1974).

Спессартит Чивчинских гор (Карпаты) — темно-серая до черной, мелкозернистая порода с массивной текстурой (О. И. Матковский, 1971). Измененные разности имеют зеленоватый оттенок, а выветрелые — бурый.

Структура призматически-зернистая, панидиоморфнозернистая.

Мин. состав: плагиоклаз 40—50, роговая обманка 30—45, биотит 1—2, хлорит 2—3, рудные минералы 3—4, лейкоксен 3—4, апатит 0,5; вторичные минералы — карбонат 3—5, кварц 1, серицит, эпидот. Плагиоклаз (андезин) иногда имеет зональное строение с более основным ядром.

Хим. состав: (см. табл. 23).

Спессартит образует дайки, залегающие среди пород метаморфического комплекса Чивчинских гор (р. Перкалаб, верховья Рыжеватого и Попадинца). Возраст даек мезозойский.

Спессартит из окрестностей сел Анатолии и Алексеевки (Приазовье) описан А. С. Гинзбергом (1916) как жильная порода.

Мин. состав: игольчатая роговая обманка, плагиоклаз (сильно разложен), магнетит, кальцит, эпидот.

Эффузивные породы среднего состава

На территории Украины средние эффузивы (андезиты) распространены значительно более широко и представлены разнообразнее, чем их глубинные аналоги (диориты). Области развития андезитового вулканизма связаны с молодыми складчатыми сооружениями (Карпаты, Крым, Донбасс). Андезиты, как правило, ассоциируют с продуктами основного вулканизма.

Среди андезитов выделяются отдельные разновидности, характеризующиеся преобладанием какого-либо темноцветного минерала или особой структурой. С более основными и более кислыми эффузивами андезиты связаны переходными разностями (соответственно андезито-базальты и андезито-дациты).

Андезито-базальты (Соболев и др., 1955; Лебедев, Макаров, 1962) распространены среди пород Выгорлат-Гутинской гряды (Карпаты) и Карадага (Крым), а также на Донбассе.

Для *Карпатских андезито-базальтов* (Соболев и др., 1955) характерно развитие столбчатой отдельности, сходной с отдельностью настоящих базальтов. Иногда наблюдается веерообразное расположение столбов. Развивается также плитчатая и скорлуповатая отдельность. Текстура массивная. В особую группу выделяются пористые стекловатые андезиты. Наблюдаются также разновидности с хорошо выраженной флюидальностью.

Структура порфировая с гиалопилитовой или микродолеритовой основной массой.

Мин. состав: вкрапленники — плагиоклаз, гиперстен, моноклинный пироксен; основная масса — плагиоклаз, моноклинный пироксен, магнетит, стекло. Вкрапленники (2—3 мм) плагиоклаза широкотаблитчатые, представлены битовнитом и лабрадором (№ 65—80). Отличительным признаком породы является обогащение основной массы моноклинным пироксеном.

Хим. состав (табл. 24).

Физ. свойства: $\sigma = (2{,}66)$; $\varkappa = (439)$ (Лебедев, Познанская, 1967).

Химический состав средних эффузивных пород Украины, %

№	SiO_2	TiO_2	Al_2O_3	Fe_2O_3	FeO	MnO	MgO	CaO
1	54,52	1,15	17,92	5,08	4,50	0,18	4,53	8,83
2	55,34	0,49	17,89	2,23	3,20	0,13	1,05	9,40
3	52,03	2,68	15,40	5,02	6,13	0,32	3,90	5,70
4	61,58	0,79	17,01	1,70	6,00	0,13	1,59	5,15
5	59,46	0,90	16,80	3,18	5,79	0,18	1,79	5,72
6	56,84	1,60	16,92	4,92	3,11	—	2,50	6,92
7	57,45	0,85	16,78	3,52	1,86	0,16	1,93	5,00
8	62,20	0,64	16,32	3,29	2,08	0,07	0,51	4,62
9	68,48	0,44	16,56	0,61	3,28	0,09	0,05	5,68
10	55,18	1,80	15,14	3,03	8,40	0,19	1,28	1,94

Примечание: 1 — *андезито-базальт,* левый берег р. Латорицы, Карпаты Макаров, 1962); 3 — *андезито-базальт,* б. Камышеваха, Донбасс (Макухина, 1961); *вый андезит,* Карпаты (Соболев и др., 1955); 6 — *крупнопорфировый гиалоанде* (Лебединский, Макаров, 1962); 8 — *андезито-дацит,* район, с. Рокосова, гора Ке ский, Макаров, 1962); 10 — *измененный порфирит овручской серии,* УЩ, с. Збрань

Андезито-базальты наиболее широко распространены в средней части Вулканических Карпат от р. Латорицы до р. Боржавы. Слагают потоки и покровы в нижней части разреза вулканогенной толщи. Встречаются также интрузивные формы залегания.

Андезито-базальты Крыма (Лебединский, Макаров, 1963) — черные и черно-серые породы с вкрапленниками стекловидного плагиоклаза и зелено-бурого пироксена. Некоторые разновидности имеют миндалекаменную текстуру.

Структура порфировая, основной массы — гиалопилитовая или микропойкилитовая.

Мин. состав: вкрапленники — плагиоклаз (№ 51—82) до 20,1, авгит до 6,0, бронзит до 5,5, рудный минерал до 1,4; основная масса — микролиты плагиоклаза, мельчайшие зернышки пироксена, рудного минерала и вулканическое стекло (мало).

Хим. состав (см. табл. 24).

В ассоциации с андезитами слагают лавовые потоки на разных участках хр. Карагач (Карадаг).

Андезито-базальты Донбасса (Макухина, 1961) — темно-серая или буровато-серая порода с густой вкрапленностью полевого шпата (до 0,5—1 см) и реже пироксена (до 3 мм).

Таблица 24

Na_2O	K_2O	P_2O_5	SO_3	CO_2	H_2O^-	П. п. п.	Сумма
0,84	0,83	—	—	—	0,35	0,97	99,70
1,17	0,03	0,19	0,07	—	1,31	8,87	101,37
3,42	1,85	0,23	0,03	—	—	3,24	99,95
2,99	1,93	—	—	—	0,58	1,18	100,63
2,90	2,10	0,19	—	—	0,87	0,41	100,29
3,63	2,86	—	—	—	0,78	0,24	100,32
2,20	1,28	—	—	—	9,20		100,23
2,72	2,84	1,17	—	—	1,22	2,58	100,26
2,29	0,49	0,22	—	0,23	0,22	0,92	99,56
5,94	3,49	0,94	0,09	—	—	2,36	99,78

(Соболев и др., 1955); 2 — *андезито-базальт*, хр. Карагач, Крым (Лебединский, 4 — *гиперстеновый андезит*, район с. Рокосова (Пискорская, 1953); 5 — *оливиновый андезит*, хр. Гат, Карпаты (Соболев и др., 1955); 7 — *андезит*, хр. Карагач, Крым регедь, Карпаты (Пискорская, 1953); 9 — *оксипорфирит*, Карадаг, Крым (Лебединхи (Дранник, Богацкая, 1967).

Структура основной массы гиалопилитовая, пилотакситовая, на некоторых участках интерсертальная или микродолеритовая.

Мин. состав: плагиоклаз (№ 14—52), пироксен, рудный минерал, хлоритизированное стекло. Изредка отмечается базальтическая роговая обманка.

Хим. состав (см. табл. 24).

Андезито-базальты наиболее развиты по б. Камышевахе, встречены скважинами в районах сел Новотроицкого и Николаевки. Ассоциируют с базальтами, от которых отличаются более светлой окраской. Андезито-базальты слагают маломощные покровы (1,0—1,3 м) и реже жильные тела. По мнению А. А. Макухиной (1961), они образовались в результате ассимиляции базальтовой магмой пород «белого» девона.

Андезит наряду с базальтом — наиболее распространенная эффузивная порода Украины. Основные районы развития — Выгорлат-Гутинская гряда Карпат (Соболев и др., 1955), Горный Крым (Лебединский, Макаров, 1962) и Донбасс (Макухина, 1961).

Структура обычно порфировая. Вкрапленники представлены плагиоклазом.

Мин. состав: средний до основного плагиоклаз, пироксен, стекло или продукты разрушения как стекла, так и первичных минералов. Андезиты практически не содержат кварца.

Физ. свойства андезитов Карпат непостоянные: $\sigma = (2{,}57) — (2{,}71)$, $\varkappa = (376) — (688)$ (Лебедев, Познанская, 1967).

По минеральному составу и особенностям структуры выделены некоторые разновидности андезитов.

Двупироксеновый андезит (Соболев и др., 1955) — наиболее распространенная разность Выгорлат-Гутинской гряды. Характерна крупноглыбовая и шаровая отдельность.

Структура порфировая с андезитовой, гиалопилитовой, участками микропойкилитовой, фельзодацитовой основной массой.

Мин. состав: вкрапленники — плагиоклаз, моноклинный пироксен, гиперстен; основная масса — плагиоклаз, небольшое количество моноклинного пироксена, магнетит, стекло, а также кварц, калишпат, иногда тридимит. Плагиоклаз представлен битовнитом (№ 70—75),

в краевых частях зерен — лабрадором (№ 60—65). В общем плагиоклаз кислее, чем в андезито-базальтах Карпат. Количество пироксена во вкрапленниках весьма существенно (до 10%), а иногда резко преобладает (*меланократовый андезит* вулкана Маковица). *Лейкоандезит* является противоположной разновидностью, его вкрапленники представлены почти исключительно плагиоклазом (район Мукачева).

Данный андезит встречается в низах разреза вулканогенной толщи в районе неогеновых вулканов Маковица, Борлио-Дил, Мал. Синяк и др. Залегает в виде потоков мощностью от нескольких до десятков метров.

Гиперстеновый андезит (Пискорская, 1953; Соболев и др., 1955) представляет собой темно-серую мелкозернистую породу.

Структура микропорфировая, основная масса имеет структуру переходную от пилотакситовой к микропойкилитовой.

Мин. состав: вкрапленники — плагиоклаз (№ 50—60), гиперстен, магнетит, апатит; основная масса — плагиоклаз, калишпат, кварц, магнетит, моноклинный пироксен, биотит (вторичный).

Хим. состав (см. табл. 24).

Гиперстеновые андезиты наиболее распространены в пределах полосы, тянущейся от г. Мукачева в меридиональном направлении, где предполагается зона глубокого разлома. Типичные гиперстеновые андезиты обнажаются в карьере возле с. Шелестова по р. Визнице. Эти андезиты образуют типичные вулканические купола. Экструзия этих пород произошла в период затухания вулканической деятельности второй фазы.

Пироксен-роговообманковый андезит (Соболев и др., 1955) по внешним признакам и по структуре ничем не отличается от пироксенового.

Мин. состав: вкрапленники — плагиоклаз, роговая обманка, гиперстен, моноклинный пироксен, апатит; основная масса — плагиоклаз, моноклинный пироксен, магнетит, стекло. Состав плагиоклаза колеблется от лабрадора (№ 63) до битовнита (№ 83). Роговая обманка в крупных кристаллах меняет окраску от темно-зеленой в центре до бурой по краям.

Пироксен-роговообманковые андезиты встречаются сравнительно редко в Выгорлат-Гутинской гряде Карпат

(северо-западнее р. Латорицы, на юго-восточных склонах вулкана Борлио-Дил, на горе Грабовая). Залегание этих андезитов не совсем ясное, скорее всего они слагают расползшиеся купола.

Оливиновый (гортонолитовый) андезит (Соболев и др., 1955) макроскопически — это афанитовая, микропорфировая порода розовато-серого цвета.

Структура порфировая с микропойкилитовой, участками гиалопилитовой основной массой.

Мин. состав: вкрапленники — плагиоклаз, ромбический и моноклинный пироксен, оливин, роговая обманка, магнетит; основная масса — плагиоклаз, кварц, калишпат, магнетит. Плагиоклаз (№ 45—75) характеризуется зональностью с уменьшением основности от периферии к центру. Оливин встречается в виде округлых зерен (0,1—0,5 мм), окруженных опацитовой каймой.

Хим. состав (см. табл. 24).

Оливиновые андезиты распространены недалеко от г. Мукачева (Карпаты).

Крупнопорфировый андезит выделяется В. С. Соболевым и др. (1955) как особая разность, обогащенная порфировыми выделениями (1 см, иногда до 2 см) плагиоклаза. Эти крупные вкрапленники цементируются афанитовой, часто стекловатой основной массой, содержащей обычные выделения (до 1—2 мм) плагиоклаза и пироксена.

Структура основной массы витрофировая или гиалопилитовая, благодаря чему эту породу можно назвать *гиалоандезитом* (Соболев и др., 1955).

Мин. состав: вкрапленники — плагиоклаз 21,4, моноклинный пироксен 6,0, гиперстен 0,6, основная масса (вулканическое стекло с микролитами плагиоклаза и моноклинного пироксена) 72,0. Вкрапленники плагиоклаза — № 60—69 (лабрадор) в центре и № 51—52 в краевой части зерен. Пироксен играет резко подчиненную роль.

Хим. состав (см. табл. 24).

Крупнопорфировые андезиты встречаются преимущественно в средней части Выгорлат-Гутинской гряды (Карпаты), между реками Латорицей и Боржавой (хр. Гат от с. Покутья на севере до с. Иршавы на юге). Лучшие обнажения находятся у с. Арданова. Гиалоандезиты или перекрывают туфогенно-осадочную толщу, или залегают

непосредственно на двупироксеновых андезитах или андезито-базальтах.

Андезито-дацит (Пискорская, 1953; Соболев и др., 1955) — кислая разность андезита, в основной массе которой появляется значительное количество кварца, а структура ее становится микропойкилитовой — фельзодацитовой, мало отличной от структуры типичных дацитов. Е. К. Пискорская (1953), применившая это название для некоторых разностей андезитов района с. Рокосова (Карпаты), отмечает, что для них характерно наличие роговой обманки при высокой основности плагиоклаза (№ 72—74 в центральных частях зерен).

Хим. состав (см. табл. 24).

Л. Г. Бернадская и И. С. Усенко (1965) среди вулканогенных пород Донбасса выделяют дацито-андезитовую формацию. Породы этой формации секут среднекаменноугольные отложения. Их разновидности образуют переходную гамму от андезитов к дацитам. Породы формации слагают интрузивные тела различной мощности. Изотопный возраст, по данным калий-аргонового метода, 180—238 млн. лет.

Порфириты и оксипорфириты (кварцевые порфириты) Карадага (Лебединский, Макаров, 1962) — серые и темно-серые, порфировые породы. Вкрапленников мало. Они представлены призматическими кристаллами плагиоклаза (№ 46—77), авгита, ромбического пироксена.

Структура основной массы микролитовая, пилотакситовая или микропойкилитовая.

Мин. состав порфиритов: вкрапленники — плагиоклаз 17,6, авгит 1,0, ромбический пироксен 0,3, рудный минерал 1,1; основная масса 78,1; миндалины 1,9.

Мин. состав оксипорфиритов: вкрапленники — плагиоклаз 17,9, авгит 1,0, рудный минерал 1,1; основная масса 70,0; миндалины кварцевого и кварц-халцедонового состава 10,0. Плагиоклаз частично, иногда полностью, замещен альбитом или хлоритом.

Хим. состав (см. табл. 24).

Порфириты и оксипорфириты слагают лавовые потоки (мощностью до 30—40 м) в пределах вулканической группы Карадага (хр. Магнитный) в Крыму. В некоторых хорошо выражено подушечное сложение. Мощный поток сложного порфирита кератофирового состава находится в западной части хр. Карагач.

Порфирит измененный широко развит среди эффузивов овручской серии УЩ (Дранник, Богацкая, 1970).

Порфировая мелкозернистая порода темно-серого, зеленовато-серого, розовато-серого или пепельного цвета. Вкрапленники (не более 5—7 мм) представлены кристаллами альбит-олигоклаза. Основная масса сложена серицитизированным плагиоклазом и хлоритом, полностью заместившим цветные минералы. Изредка в порфирите наблюдаются пустоты, выполненные сидеритом и хлоритом.

Хим. состав (табл. 24).

Порфириты совместно с ортофирами приурочены к верхам разреза нижней збраньковской свиты овручской серии. Мощность покрова порфиритов достигает 70 м. Вскрыты скважинами, выходов на поверхность не наблюдалось.

УЛЬТРАОСНОВНЫЕ МАГМАТИЧЕСКИЕ ПОРОДЫ

Семейство ультраосновных пород (син.: ультрабазиты, гипербазиты) включает изверженные породы, содержащие цветные силикатные минералы от 90 до 100%. Плагиоклаз или отсутствует, или содержится в количестве не более 5%.

Ультрабазиты относятся к сравнительно редким магматическим образованиям на Украине, однако их изучению обычно уделяется большое внимание, поскольку с ними связаны многие ценные полезные ископаемые (хром, никель, платина, асбест, талько-магнезиты и др.).

Расплав ультраосновного состава образовывался на больших глубинах, поэтому изучение ультрабазитов дает ценный материал для суждения о вещественном составе нижних горизонтов земной коры и петрогенетических процессах, происходящих в верхней мантии.

По условиям формирования среди ультраосновных пород Украины выделяются глубинные разновидности, встречающиеся преимущественно на УЩ, и среднеглубинные (жильные), обнаруженные как на УЩ, так и в Карпатах. В нескольких пунктах Украины предположительно устанавливаются излившиеся аналоги гипербазитов.

Ультраосновные породы очень редко сохраняют свой первоначальный облик. В условиях верхних горизонтов

земной коры они подвергаются различным изменениям, которые начинались уже на стадии завершения кристаллизации (автометасоматоз). Изменения выражены в частичном или полном замещении первичных магматических минералов минералами групп: серпентина, амфибола, хлорита, карбоната. Принадлежность сильно измененных пород к семейству магматических гипербазитов устанавливается на основании геологических данных, химического состава, состава элементов-примесей и акцессорных минералов, парагенетического анализа.

В разделе наряду с неизмененными ультрабазитами приводится характеристика таких измененных их разновидностей, принадлежность которых к семейству ультраосновных пород сомнений не вызывает.

Глубинные ультрабазиты

Среди глубинных ультрабазитов Украины выделяются дуниты, перидотиты и пироксениты, а также продукты их частичного или полного изменения. Глубинные ультрабазиты развиты преимущественно на Побужье (Усенко, 1953, 1958) и в Западном Приазовье (Усенко, 1960), а также сравнительно часто встречаются в среднем течении Роси, в бассейне Ирпеня, в нижнем течении Тетерева (Фомин и др., 1973).

Дуниты (оливиниты) — близкие к мономинеральным, на 95—99% сложенные оливином (менее 10% фаялитового компонента), глубинные ультраосновные породы.

Дунит Побужья (Каневский и др., 1968).

Зеленовато-серая, мелкозернистая, массивная порода.

Структура панидиоморфнозернистая.

Мин. состав: оливин 95, ромбический пироксен, рудный минерал. Вторичные минералы — серпентин, амфибол, карбонат, брусит.

Хим. состав (табл. 25).

Физ. свойства: $\sigma = (3{,}8)$, $\varkappa = (2900)$ (Каневский и др., 1968).

Обнаружен среди пород Северо-Тарнаватской гипербазитовой интрузии (правый берег Южного Буга у с. Тарнаватой). Вскрытая мощность дунита по скважине 100 м. Интрузия представляет собой межпластовую согласную залежь гипербазита мощностью более 500 м.

Химический состав глубинных ультрабазитов Украины, %

№	SiO_2	TiO_2	Al_2O_3	Fe_2O_3	FeO	MnO	MgO	CaO
1*	38,41	0,06	0,74	1,72	7,93	0,17	45,55	0,35
2*	38,86	0,04	1,78	2,61	5,29	0,13	43,07	0,30
3	43,70	0,22	5,00	2,65	5,86	0,22	25,90	14,15
4*	44,90	—	1,08	6,29	5,98	0,16	34,17	1,75
5*	40,18	0,35	4,70	5,46	7,49	0,11	29,35	—
6	41,14	0,17	2,02	4,64	8,48	0,18	32,38	0,98
7*	51,28	0,21	2,08	2,42	3,80	0,20	19,98	17,86
8*	44,40	0,92	7,37	6,08	8,90	0,10	18,67	9,66
9	40,88	3,61	11,81	2,87	13,36	0,19	11,04	12,32
10	33,16	0,08	1,28	7,18	3,16	0,07	37,45	0,28
11	48,08	0,32	8,91	4,51	9,47	0,22	16,00	9,47
12	44,96	—	1,96	3,14	4,42	0,20	20,20	8,50

* В приведенную сумму входят: 1 — SO_3 0,11; 2 — CO_2 0,48, S — 0,21; 4 — CO_2

Примечание: 1 — *дунит*, Северо-Тарнаватская интрузия, с. Тарнавата, мин, Костюченко, 1972); 3 — *верлит*, р. Южный Буг, выше с. Завалья (Усенко, Приазовье (Усенко и др., 1970); 6 — *перидотит амфиболизированный*, р. Берда. ко, 1958б); 8 — *амфиболизированный пироксенит* (вебстерит), там же; 9 — *пиро нит антигоритовый*, б. Сухая Деренюха, Побужье (Усенко, 1958б); 11 — *горнблен энстатитовый*, р. Шовкай, Приазовье (Коровниченко, 1948).

Сложена в основном серпентинитами, неизмененное дунитовое ядро сохранилось в центральной части интрузии. Гипербазиты окаймляются узкой полосой (50—100 м) метаморфизованных основных пород (амфиболитов, габбро-амфиболитов). Вмещающие породы — биотитовые гнейсы.

Дунит р. Ирпеня (Фомин, Костюченко, 1972) представляет собой темно-серую, почти черную мелкозернистую породу с массивной текстурой.

Структура панидиоморфнозернистая, местами наложенная петельчатая.

Мин. состав: оливин до 90, серпентин до 10, флогопит до 5; иддингсит, хлорит, карбонат до 2; хромшпинелиды до 2; пирит, пирротин, магнетит. Хромшпинелиды образуют округлые зерна размером до 2 мм. Магнетит кристаллизовался в основном в процессе серпентинизации дунита.

Хим. состав (см. табл. 25).

Дунит вскрыт скважиной возле с. Королевки (р. Ирпень). Образует жильное тело мощностью 0,4 м, залегающее среди мигматитов чудново-бердичевских гранитов.

Таблица 25

Na_2O	K_2O	P_2O_5	Cr_2O_3	NiO	H_2O^-	П. п. п.	Сумма
0,19	0,01	0,04	0,68	0,47	0,09	3,01	99,53
0,06	0,38	0,01	0,34	0,25	0,51	6,18	100,50
—	—	0,02	1,61	0,15	—	1,22	100,70
0,14	0,12	0,03	0,10	—	—	4,90	100,64
0,44	0,10	0,03	0,50	0,20	0,21	7,47	100,33
0,12	0,05	—	0,24	0,31	0,08	9,57	100,36
0,05	0,01	0,05	0,56	—	—	0,05	100,46
1,26	0,50	—	0,25	0,30	0,15	1,27	99,91
1,34	0,47	—	0,12	0,04	0,12	2,17	100,34
0,18	—	—	0,23	0,09	0,95	16,01	100,28
1,36	0,09	—	—	—	0,08	1,64	100,47
0,13	0,03	1,03	—	—	—	14,36	99,87

0,95, SO_3 0,07; 5 — CoO 3,72, S — 0,02; 7 — SO_3 0,11; 8 — CoO 0,02, SO_3 — 0,08.

р. Южный Буг (Каневский и др., 1968); 2 — *дунит*, с. Королевка, р. Ирпень (Фо-1958б); 4 — *гарцбургит*, там же; 5 — *перидотит* Мариупольского месторождения, Голубые скалы, Приазовье (Усенко, 1960); 7 — *диаллагит*, р. Южный Буг (Усен-*ксенит амфиболизированный*, р. Берда, Приазовье (Усенко, 1960); 10 — *серпенти-зит*, р. Обиточная, Приазовье (Усенко, 1960); 12 — *пироксенит кумминтонит-*

Дуниты серпентинизированные встречены в Передаточнянском карьере по р. Мокрой Московке (Киктенко и др., 1972). Мин. состав: оливин (хризолит), серпентин, антофиллит и рудные минералы — хромшпинелиды (до 4%), пирротин, халькопирит, миллерит и магнетит.

Перидотиты — ультраосновные породы, состоящие из оливина, ромбического и моноклинного пироксенов. На Украине перидотиты наблюдаются среди образований раннедокембрийской габбро-перидотитовой формации (Побужье, Приазовье), а также среди пород коростенского и приазовского среднепротерозойских комплексов.

Перидотиты Побужья по минеральному составу можно разделить на верлиты, лерцолиты и гарцбургиты.

Верлит (Усенко, 1958б) обнаружен на Завальевском участке. Это темно-серая, почти черная, мелко- и среднезернистая массивная порода.

Структура панидиоморфнозернистая, иногда пойкилитовая и сидеронитовая.

Мин. состав: клинопироксен 52,2—65,3, гиперстен до 5,4, оливин 10,2—26,6, рудный минерал 10,7—12,5, вторичные минералы (амфибол, серпентин, боулингит, кар-

бонат) 6,6—17,2. Оливин содержит 8% фаялитового компонента. Клинопироксен — диопсид-диаллаг, частично замещается амфиболом. Рудные минералы представлены магнетитом, ильменитом и сульфидами (пирит, халькопирит, пентландит), в некоторых образцах заметную роль играет хромпикотит. Карбонат представлен брейнеритом и является первичным минералом.

Хим. состав (см. табл. 25).

Гарцбургит (Усенко, 1958) — менее распространенная на Побужье разность перидотитов. Гарцбургит темно-серый, почти черный, среднезернистый.

Структура панидиоморфная.

Мин. состав: гиперстен 61, оливин 13, серпентин 8, актинолит 2, плеонаст 11, рудный минерал 2, прочие минералы 3. В породе преобладает гиперстен в виде призматических зерен размером до 2 мм. Оливин представлен форстеритом. Плеонаст зеленый, содержит значительное количество пылевидного магнетита. Иногда встречается тальк как продукт замещения серпентина.

Хим. состав (см. табл. 25).

Гарцбургит наблюдается на Капитановском участке развития гипербазитов и в других местах.

Лерцолит (Усенко, 1958б) связан взаимопереходами с верлитом и гарцбургитом и макроскопически ничем от них не отличается. Отличие заключается лишь в том, что оба пироксена (гиперстен и диопсид-диаллаг) выступают в этой породе в роли главных породообразующих минералов.

Перечисленные разновидности являются неизмененными ультрабазитами, которые на Побужье встречаются редко в виде реликтов среди значительных по размерам массивов измененных ультрабазитов. В основном распространены в той или иной мере метаморфизованные их разности, представленные амфиболизированными и серпентинизированными перидотитами, серпентинитами, слюдистыми разностями, лиственитами.

Ультрабазиты Побужья образовались в результате дифференциации базальтовой магмы (габбро-перидотитовая формация) и внедрения ультраосновных расплавов в толщу гнейсов и мигматитов на ранних этапах развития орогена. Наличие секущих жил пироксенитов, по мнению И. С. Усенко (1958б), свидетельствует о существовании самостоятельной гипербазитовой магмы или, по крайней

мере, не позволяет безоговорочно относить ультрабазиты Побужья к дифференциатам базальтовой магмы.

А. Б. Фомин (1971) на основании геохимических критериев подтвердил правомерность выделения наряду с габбро-перидотитовой самостоятельной гипербазитовой формации, в состав которой входят большинство хромитоносных ультраосновных пород Побужья (Каневский и др., 1969).

С корой выветривания ультрабазитов Побужья связаны месторождения силикатного никеля (Додатко и др., 1966; Древин, 1966; и др.).

Перидотит района г. Сквиры (села Каленное и Чепежинцы) (Слынько, 1970). Это почти черные с зеленоватым оттенком, средне- и крупнозернистые породы с массивной текстурой.

Структура идиоморфная, гранонематобластовая и порфиробластовая.

Мин. состав: оливин 45, гиперстен до 15, хризотил до 50, тремолит 40, флогопит 10, хлорит 8; акцессории — пирит (до 3%), ильменит, монацит, циркон, турмалин, гранат, апатит. Характерной особенностью этих перидотитов является наличие крупных (2×3 см) порфиробластов тремолита. Выделяются гигантокристаллические амфиболизированные перидотиты (с. Юровка). В этих перидотитах наблюдаются кристаллы тремолита размером до 10 см с пойкилитовыми врастками серпентинизированного оливина.

Перидотит Октябрьского массива (Айнберг, 1933) связан постепенными переходами с пироксенитом и залегает в нем в виде маломощных шлиров и линз. Главный минерал — оливин (хризолит, 90% форстерита), составляющий до 95% объема. Пироксен (титанавгит) содержится в количестве 5—15%, достигая в переходных к пироксенитам разностях (оливиновых пироксенитах) 40—50%. В перидотите наблюдались обособления оливинита (дунита).

Хим. состав (см. табл. 30).

В приповерхностной зоне Октябрьского массива перидотиты и особенно оливиниты серпентинизированы, и лишь по скважинам (на большой глубине) можно судить о первичном составе пород. Серпентинизированные перидотиты образуют полосу, протягивающуюся в северо-восточном направлении вдоль дороги из с. Свободного в

с. Апостольское. Они прослеживаются по обоим берегам Малого Кальчика, а также по б. Демьяновой. Серпентиниты постепенно переходят в неизмененные ультрабазиты.

Перидотиты совместно с другими ультрабазитами и основными породами слагают крупный блок более древних магматических образований среди щелочных пород Октябрьского массива. Изотопный возраст перидотитов по оливину 2700 млн. лет. Эта цифра дублируется данными по галениту, полученными свинцово-изотопным методом (Елисеев и др., 1965).

Перидотит Мариупольского месторождения (Усенко и др., 1970) темно-серый с зеленоватым оттенком, мелкозернистый, плотный с ясно выраженной сланцеватостью.

Структура панидиоморфнозернистая с элементами петельчатой.

Мин. состав: оливин 10,8—13,1, бронзит 3,4—19,2, диопсид 0,5—3,4, амфибол 23,3—37,1, серпентин 27,7—55,9, магнетит 6,1—8,1. Оливин представлен хризолитом, амфибол — роговой обманкой.

Хим. состав (см. табл. 25).

Перидотит встречен скважинами в породах Мариупольского месторождения (Приазовье). Мощность тел не превышает 12 м.

Серпентинизированные перидотиты (Танатар-Бараш, Ильвицкий, 1970) с четкими реликтами оливина и пироксена обнаружены в Южно-Белозерском массиве, а также в Славгородском, Сурском, Верховцевском и Никопольском районах.

Мин. состав: оливин, бронзит, диопсид, лизардит, хризотил, антигорит, тальк, магнетит, ильменит, хлорит, карбонат.

Структура гранобластовая, петельчатая.

Амфиболизированные перидотиты Приазовья (Усенко, 1960) подразделяются на тремолит-серпентиновые, тремолит-серпентин-хлоритовые, тремолит-хлоритовые, антофиллит-серпентин-хлоритовые, антофиллит-серпентин-тальковые, антофиллит-тремолит-хлоритовые, антофиллит-хлоритовые разности.

Мин. состав некоторых из них показан в табл. 26. Серпентин представлен двумя генерациями — волокнистой, образование которой связано с автометаморфическим превращением оливина, и антигоритовой, являю-

Таблица 26

Минеральный состав амфиболизированных перидотитов Приазовья (Усенко, 1960), %

Минерал	1	2	3	4	5	6
Оливин	2,6—6,4	1,5—5,1	1,5—3,5	1,5—24	17,0	14,8
Тремолит	32,0—51,8	50—69	12—28	—	63,7	—
Антофиллит	—	—	42—68	3,5—30,7	—	14,6
Серпентин	26,0—35,2	—	2—3	16,2—73	—	44,7
Прохлорит	2,0—4.8	10—13.5	5—8	2—17,5	10,3	7,2
Карбонат	0—2,9	0—4,2	0—24	0,9—12	6,4	—
Тальк	—	—	—	—	—	6,2
Рудный минерал	5,0—7,2	4,5—8,4	3,5—6,8	4,2—10,7	2,6	12,5

Примечание. *Перидотиты*: 1 — тремолит-серпентинизированные; 2 — тремолит-хлоритизированные; 3 — антофиллит-тремолит-серпентинизированные; 4 — антофиллит-серпентинизированные; 5 — антофиллит-тремолитовые; 6 — отальк ованные.

щейся продуктом более поздней гидротермальной переработки тремолита и серпентина первой генерации. Хлорит — преимущественно прохлорит.

Хим. состав (см. табл. 25).

Физ. свойства: $\sigma=(3{,}40)$; $\varkappa=234—802$ (518) (Собакарь, 1964).

Амфиболизированные перидотиты слагают небольшие линзовидные или глыбообразные тела. Мощность их редко превышает первые десятки метров (обычно несколько метров). Обнажения измененных перидотитов известны по рекам Берде (урочище «Голубые Скалы»), Обиточной (хут. Шевченко, с. Коза, с. Дахно), Кильтичии (с. Андреевка).

Амфиболизированные перидотиты на Побужье (Усенко, 1958б) распространены ограниченно (с. Завалье, близ хромитового месторождения). Пироксены частично или полностью замещены бледно-зеленой роговой обманкой (до 25—30% объема породы).

Пироксениты — глубинные ультраосновные породы, состоящие из ромбического и моноклинного пироксенов. Они подразделяются на клинопироксениты и ортопироксениты. Промежуточные разновидности выделяются как *вебстериты*. Пироксениты Украины обычно ассоциируют

с перидотитами. Распространены преимущественно на Побужье и в Приазовье.

Пироксениты на Побужье (Усенко, 1958б) по сравнению с перидотитами распространены ограниченно. Они обычно залегают среди перидотитов в виде согласных полос мощностью 70—80 см, среди горнблендитов в виде пропластков и в виде согласных полос среди серпентинитов (балки Сухая и Мокрая Деренюхи). По минеральному составу выделено четыре разновидности пироксенитов: гиперстенит, бронзитит, диаллагит и вебстерит.

Гиперстенит характеризуется резким преобладанием в составе породообразующих минералов гиперстена. В небольшом количестве содержатся клинопироксен (диопсид) и хромшпинелиды. Иногда наблюдается зеленая шпинель (плеонаст), а в качестве акцессорного минерала — гранат. Вторичные минералы представлены обыкновенной роговой обманкой, серпентином, магнетитом, тальком. В гиперстенитах района с. Завалья обычно в небольшом количестве содержится биотит, что связано с процессами последующей гранитизации. Мин. состав: гиперстен 76, диопсид 4, вторичные минералы 11, рудные минералы (магнетит, пирит, пирротин, пентландит) — 9.

Бронзитит — разновидность пироксенита с преобладающим количеством ромбического пироксена, представленного бронзитом.

Вебстерит — темная массивная порода с панидиоморфнозернистой структурой. В вебстерите Побужья ромбический пироксен представлен бронзитом. Мин. состав: бронзит 46, диопсид 39, вторичные минералы (актинолит, серпентин) 8; рудные минералы (магнетит, пирит, пирротин) 7. В небольшом количестве содержатся зеленая шпинель и хромпикотит.

Диаллагит тесно связан с вебстеритом, с которым образует постепенные переходы и внешне ничем не отличается. Главная составная часть породы — диаллаг-диопсид. Первичные минералы представлены плагиоклазом, гранатом, апатитом, плеонастом, хромпикотитом, магнетитом, пиритом, пирротином; вторичные — биотитом, амфиболом, серпентином, тальком. Плагиоклаз образует единичные зерна и представлен анортитом (№ 90—92). Хим. состав (см. табл. 25). Диаллагит обнаружен в

районе с. Завалья, а также по балкам Сухой и Мокрой Деренюхам.

Пироксенит хромпикотитовый (Коровниченко, 1948) (син.— пироксенит рудный, пироксенит хромшпинелидовый) — почти черная, мелкозернистая порода с сидеронитовой структурой (Усенко, 1958).

Мин. состав: феррихромпикотит до 65, пироксены до 32, прочие 3. Пироксены представлены ромбической (бронзит) и моноклинной (авгит) разновидностями. Отмечаются небольшие количества магнетита, амфибола (актинолит и куммингтонит), биотита, серпентина. Оливин для данных пироксенитов не характерен. Иногда наблюдается тонкая полосчатость, параллельная удлинению пироксенитовых тел. Она обусловлена чередованием прерывистых полосок, в разной степени обогащенных хромпикотитом (от 50 до 80%).

Рудный пироксенит встречается на Завальевском участке распространения ультраосновных пород, а также в скважинах по б. Мокрой Деренюхе в районах сел Липовенек, Капитановки, урочища «Бурты» и др. В районе с. Завалья этот пироксенит залегает среди перидотитов в виде небольших линз (мощность до 60 см). В селах Капитановке, Липовеньках мощность линз больше, и залегают они среди серпентинитов. Г. М. Коровниченко считает хромпикотитовый пироксенит бедной хромитовой рудой .

Пироксенит Мариупольского месторождения (Усенко и др., 1970) — зеленовато-темно-серый, мелко- и среднезернистый, массивный или с ясно выраженной сланцеватостью.

Структура панидиоморфнозернистая, местами пойкилобластовая.

Мин. состав: гиперстен 14,8—31,7, диопсид 0—37,5, амфибол 36,5—68,3, магнетит 0—0,8.

Вскрыт скважинами. Залегает в виде согласных тел мощностью от 5,1 до 10,3 м.

Пироксенит Октябрьского массива (Morozewicz, 1930; Айнберг, 1933; Лучицкий, Лебедев, 1934 и др.) — темная, среднезернистая, плотная порода.

Структура аллотриоморфнозернистая, обусловленная преобладающим развитием округлых зерен моноклинного пироксена, насыщенного иголочками или пластинчатыми включениями ильменита.

Мин. состав: пироксен 90, оливин 5, магнетит 5; хромит, пентландит и др. 5. Такой состав, по мнению И. А. Морозевича, позволяет отнести данный пироксенит к верлиту. Переходная к габбро разность названа А. С. Гинзбергом (1916) *плагиоклазовым пироксенитом. Оливиновый пироксенит* рассматривается в качестве переходной к перидотиту разности (Елисеев и др., 1965). Многие исследователи, определяя моноклинный пироксен (авгит или титанавгит) в составе данных пироксенитов как диаллаг, называют их *диаллагитами.* Кроме диаллага, изредка встречается ромбический пироксен (энстатит), а также плагиоклаз (№ 55—57).

Хим. состав (см. табл. 30).

Физ. свойства: $\sigma = 3{,}19—3{,}36\,(3{,}24)$ (Собакарь, 1964).

Пироксенит тесно ассоциирует с габброидами и образует относительно крупные блоки (ксенолиты) в юго-западной и северо-восточной частях Октябрьского массива. На контакте со щелочными породами обогащается гастингситом. Высокая плотность пироксенита, обогащение хромом и никелем свидетельствуют о его глубинном происхождении (Лучицкий, Лебедев, 1934).

Пироксенит с. Покрово-Киреева (Елисеев и др., 1965) состоит преимущественно из титанистого авгита и геденбергита. В промежутках между зернами располагаются неправильные выделения оливина, который почти всегда

Минеральный состав амфиболизированных пироксенитов Приазовья (Усен

Минерал	1	2	3
Моноклинный пироксен	1,0	14,6	10,9--10,0
Ромбический пироксен	—	—	—
Роговая обманка	97,2	83,6	—
Актинолит	—	—	86,5—24,3
Антофиллит	—	—	—
Хлорит	—	—	—
Биотит	—	—	—
Боулингит, эпидот, карбонат и др.	—	—	0—64,8
Рудный минерал	1,8	1,8	2,6—0,6

Примечание: 1 — р. Конка; 2 — б. Камышеватка, выше с. Андреевки; 6—8 — б. Камышеватка; 9 — верховье Кильтичии, окрестности хут. Ревы.

замещен хлоритом и минералами типа иддингсита — боулингита, часто в ассоциации с тальком и серпентином. Довольно много ильменита или титаномагнетита. Роговая обманка и флогопит — вторичные минералы.

Пироксенит слагает удлиненное тело размером 3× ×4 км. Контакты его с окружающими породами тектонические — тело представляет собой сравнительно крупный тектонический блок.

В пределах Покрово-Киреевской структуры (Приазовье) в составе первого магматического комплекса (средний — верхний девон) объединены дайки и штоки оливинитов, верлитов, пироксенитов и рудных пироксенитов (Бутурлинов и др., 1972).

Амфиболизированные пироксениты Приазовья (Усенко, 1960) по минеральному составу довольно разнообразны (табл. 27). Реликтовые минералы представлены оливином, ромбическим (гиперстен) и моноклинным пироксеном.

Структура панидиоморфнозернистая.

Хим. состав (см. табл. 25).

Физ. свойства: $\sigma = (3{,}03)$; $\varkappa = 260—17\,580$ (5929) (Собакарь, 1964).

Пироксениты встречены в верховье Кильтичии (хут. Ревы), по б. Камышеватке, р. Конке (окрестности с. Куйбышева), р. Каратышу (б. Глубокая) и др. Они наблюдаются среди ультрабазитовых залежей в виде неболь-

Таблица 27

...ко, 1960), %

4	5	6	7	8	9
3,4—10,9	10,7	—	—	41,6	—
—	—	16,8	2,8	—	18,6
—	84,2	—	—	—	—
86,5—95	—	71,0	91,4	47,9	51,3
—	—	—	—	—	25,5
—	—	1,8	—	—	0,7
—	—	—	—	—	0,9
—					
	2,1	0,6	—	—	—
1,6—3,7	4,0	9,8	5,8	10,5	3,0

3 и 4 — б. Глубокая, с. Петровка; 5 — р. Берда, выше устья Берестовой

ших по мощности пластообразных или линзовидных тел, ассоциирующих с актинолититами и горнблендитами.

Пироксениты и перидотиты Приазовья относятся к габбро-перидотитовой формации раннего этапа развития. Они, как правило, согласно залегают с вмещающими их гнейсами и мигматитами. Реже отмечаются секущие взаимоотношения, что указывает на их интрузивную природу.

Пироксенит куммингтонит-энстатитовый (Коровниченко, 1948) выделяется как разность амфиболизированного пироксенита.

Буровато-зелено-серый, мелкозернистый, основную часть составляет серпентин (антигорит), содержатся энстатит и куммингтонит. В небольших количествах встречаются тремолит, плеонаст, хромпикотит, хлоритизированный биотит. Серпентин развит по энстатиту (энстатит-бронзиту). Среди более поздних образований, замещающих также и серпентин, существенную роль играют тальк и карбонат.

Хим. состав (см. табл. 25).

Данный пироксенит — лерцолит, по И. В. Мушкетову (Романовский, 1882), змеевиковая порода, по Е. С. Федорову (1889), тальковая порода, по П. П. Пятницкому (1897), — обнажается по р. Шовкаю (Приазовье) севернее с. Петровки, где слагает изометричное тело диаметром несколько десятков метров. Залегает в толще биотитовых гнейсов и мигматитов. Г. М. Коровниченко (1948) считает, что этот пироксенит по многим признакам, в том числе и по высокому содержанию окиси хрома (1,8%), близок к рудным (хромпикотитовым) пироксенитам Побужья. Им выделяется один архейский бугско-азовский габбро-пироксенит-перидотитовый комплекс, с которым могут быть связаны промышленные концентрации хрома.

Амфиболизированные пироксениты в районах сел Чепежинцев, Губченки, Ожеговки (юго-западнее г. Василькова) (Слынько, 1970) слагают небольшие в основном пластообразные крутопадающие тела мощностью 20 — 400 м и протяженностью до 1 км, залегающие среди пород гнейсовой серии и мигматитов; встречаются полностью амфиболизированные разности (горнблендит).

Физ. свойства: $\sigma = (3{,}14)$, $\varkappa = (5000)$ (Беланов, Индутный, 1964).

Серпентинизированные пироксениты (Танатар-Бараш,

Ильвицкий, 1970) встречены вместе с перидотитами в Белозерском и Славгородском районах.

Серые и зеленовато-серые, среднезернистые, массивные породы. Реже порфировидные с вкрапленниками (3—4 мм) диопсида.

Серпентиниты — продукты максимального гидротермально-метасоматического изменения ультрабазитов. Состоят из минералов группы серпентина, а также примеси карбонатов, рудного минерала и редких реликтовых минералов (пироксена и оливина) первичных пород.

Серпентиниты Побужья достигают наибольшего развития по балкам Сухой и Мокрой Деренюхам в районе сел Капитановки, Липовенького, Зеленой Левады и в других местах, где они вскрыты многочисленными скважинами (Усенко, 1958б).

Серпентиниты — плотные породы, окрашенные в зеленый цвет различных оттенков.

Структура очень разнообразная — петлевидная, сетчатая, листоватая, параллельно- и поперечноволокнистая, чешуйчатая, иногда бластопорфировая, характерная для серпентинитов, содержащих биотит.

Мин. состав: хризотил 3—15, антигорит 12—91, бастит до 76, серпофит до 17, рудный минерал 3—6, реликты оливина до 1,5, реликты пироксена до 5.

Хим. состав (см. табл. 25).

Физ. свойства: $\sigma = 1{,}83—2{,}90$ (2,48) (Шаповал, Антонюк, 1964).

Серпентиниты района г. Сквиры (Слынько, 1970) представляют собой темно-зеленые, плотные породы с петельчатой и массивной текстурой.

Мин. состав: хризотил до 45, серпофит до 25, брусит 7, карбонат до 15, джефферизит до 15, флогопит 5, тремолит до 55, реликтовый оливин до 10, магнетит 15.

Кроме того, в районе г. Белой Церкви (села Рубченки, Пятигоры, Озерная, Скибинцы и др.) встречены апоультрабазитовые тремолититы и тремолит-тальк-хлоритовые породы. Содержание тремолита достигает 90%, талька — 60, хлорита — 40, джефферизита — 50%.

Серпентиниты Приднепровья (Танатар-Бараш, Ильвицкий, 1970) по преобладанию определенного серпентинового минерала подразделены на четыре группы: 1) лизардитовые; 2) хризотиловые; 3) смешанные; 4) антиго-

ритовые. *Лизардитовые серпентиниты* развиты в Правдинском массиве по р. Мокрой Суре, а также в Никопольском и Верховцевском районах. Мин. состав: оливин 0—45, лизардит 39—99, антигорит 0—15, серпофит 0—10, карбонат 0—2, магнетит 1—12, шпинель 0—1,5. *Хризотиловые серпентиниты* распространены в Усть-Каменском и Апостоловском массивах Никопольского района, а также в Правдинском и Карнауховском массивах Сурского района. Структура петельчатая, сложно-сетчатая, ячеистая, решетчатая, прожилковая. В составе резко преобладает лазардит. *Антигоритовые серпентиниты* широко развиты в Белозерском, Петровском и Правдинском массивах. Темно-зеленые и черные, в выветрелых разностях приобретают зеленую и фисташково-зеленую окраску. Структура гранолепидобластовая, игольчатая, волокнистая, нематобластовая. Они сложены антигоритом (73—100%). В незначительном количестве содержатся серпофит, хлорит, магнетит, карбонат, амфиболы и тальк.

Физ. свойства: $\sigma = (2{,}54)$ (Бакланов, Бакланова, 1968); $\varkappa = 2000—20\,000$ (Михайлова, 1958).

По данным З. И. Танатар-Бараш и М. М. Ильвицкого (1970), с измененными ультрабазитами Приднепровья связаны железо-никелевые руды Карнауховского, Петровского и Николаевского массивов Сурской магнитной аномалии, талько-магнезиты Правдинского месторождения Сурского района и Веселянского месторождения Конкского района, асбестопроявления в Сурском, Верховцевском и Белозерском районах.

Ультрабазиты амфиболизированные (Усенко, 1958б). Эти породы описывались Л. Т. Ткачуком (1940) как *ариежиты,* а Г. М. Коровниченко (1948) как *бахиаиты.* Однако, учитывая тот факт, что амфибол в их составе всегда вторичный, выделение указанных разностей, по мнению И. С. Усенко, нецелесообразно.

Горнблендит (Усенко, 1958б) образуется в результате полной амфиболизации пироксенита. Представляет собой среднезернистую или крупнозернистую породу, состоящую почти полностью из одной роговой обманки. Иногда роговая обманка содержит незначительные реликты гиперстена. В небольшом количестве встречаются магнетит, единичные зерна розового граната, плагиоклаза (анортит), апатита.

Горнблендит часто наблюдается среди ультрабазитов в районе г. Гайворона, с. Завалья, по б. Мокрой Дереню-хе. Образует полосы мощностью до нескольких метров на приконтактовых участках амфиболизированных пироксенитов или самостоятельно среди чарнокитов.

Горнблендит Западного Приазовья (Усенко, 1960) представляет собой черную среднезернистую породу, состоящую из роговой обманки, рудного минерала и небольшого количества продуктов вторичных изменений — клиноцоизита, хлорита, гидроокислов железа и др. Рудный минерал иногда содержится в количестве до 10—12%. В некоторых разностях есть сфен (до 20%).

Структура гранобластовая или псевдопанидиоморфнозернистая.

Хим. состав (см. табл. 25).

Встречается горнблендит среди залежей ультрабазитов по рекам Обиточной (хут. Шевченко, с. Коза, с. Обиточное и др.), Берде (с. Осипенко), Конке, Кильтичии (с. Новотроицкое). Согласно данным И. С. Усенко (1960), горнблендиты представляют собой продукты преобразования пироксенитов, сложенных кальций-магнезиально-железистыми пироксенами. Для многих разностей горнблендитов характерен призматический габитус роговой обманки, что, возможно, связано с образованием ее как псевдоморфозы по пироксену.

Ультрабазиты биотитизированные (Усенко, 1958б) на Побужье наблюдаются редко и связаны с контактовым метаморфизмом, возникшим в результате внедрения розовых аплит-пегматоидных гранитов. Встречаются также на контакте с мигматитами и чарнокитами. Биотитизированные ультрабазиты, как правило, также и амфиболизированы. Содержание биотита иногда достигает 20—25%. Нередко наблюдается небольшое количество (до 1%) вторичного кварца.

Среди габброидов Корсунь-Новомиргородского плутона ультраосновные породы слагают маломощные шлировидные выделения (мощность до 10 см). По данным Ю. В. Кононова (1966), они представлены *полевошпатовым пироксенитом* (Межиреченский массив), *полевошпатовым гиперстенитом, оливин-полевошпатовым гиперстенитом, норито-перидотитом* (Городищенский массив).

Таблица 28

Минеральный состав ультраосновных пород Корсунь-Новомиргородского плутона (Кононов, 1966), %

Минерал	1	2	3	4	5	6	7
Плагиоклаз	13,7	9,0	17,0	20,0	33,2	36,0	33,7
Оливин	—	—	20,0	—	38,2	25,1	22,4
Гиперстен	65,0	69,4	40,0	—	17,0	20,0	22,0
Клинопироксен	—	—	3,0	50,3	2,0	3,0	3,1
Биотит	1,2	—	—	—	—	—	1,4
Рудный минерал	20,1	20,8	13,0	17,7	7,6	8,1	12,6
Апатит	—	0,8	4,0	8,5	3,0	5,2	4,8
Вторичные минералы	—	—	3,0	3,5	—	2,6	—

Примечание: 1 — *полевошпатовый гиперстенит*, скв. 3, гл. 257,8 м; 2 — то же, скв. 3, гл. 258,9 м; 3 — *оливин-полевошпатовый гиперстенит*, скв. 2918, гл. 93,7 м; 4 — *полевошпатовый пироксенит*, скв. 104, гл. 184,6м; 5 — *норито-перидотит*, скв. 2918, гл. 85,7 м; 6 — то же, гл. 91,4 м; 7 — то же, гл. 92,0 м.

Мин. состав (табл. 28).

Хим. состав (см. табл. 30).

Структура панидиоморфнозернистая и габбровая. Иногда в случае значительного содержания рудного минерала (до 20% ильменита) наблюдается сидеронитовая структура.

Плагиоклаз представлен основным андезином-лабрадором (№ 48—50).

В Коростенском плутоне перидотиты, пироксениты и габбро-перидотиты встречены только в западной части Володарск-Волынского габбро-анортозитового массива (Бухарев, 1969). Несколько наклонно залегающих пластовых тел ультрабазитов установлены среди оливинового габбро-норита в районе с. Рыжан. Наиболее крупное из них достигает 600×50 м. Возле сел Парамоновки и Красноречки скважинами вскрыты четыре небольших пластовых тела габбро-перидотита среди мелкозернистого габбро. Тело перидотита размером 500×200 м залегает в виде дайки среди крупнозернистых анортозитов северо-западнее с. Хичева.

Ультрабазиты мелкозернистые буровато-черные, иногда неяснополосчатые.

Таблица 29

Минеральный состав ультрабазитов коростенского комплекса (Бухарев, 1969), %

Минерал	Габбро-перидотит (57 шлифов)			Перидотит (35 шлифов)		
	Минимальный	Максимальный	Средний	Минимальный	Максимальный	Средний
Оливин	10	73	35	25	70	44
Клинопироксен	8	68	30	12	60	32
Ромбический пироксен	Ед. зер.	10	2	Ед. зер.	8	Ед. зер.
Биотит	0,5	13	1	» »	3	1
Плагиоклаз	5	25	14	» »	8	3
Рудные минералы	6	20	15	15	23	16
Апатит	1	10	3	2	9	4

Структура гипидиоморфнозернистая с элементами сидеронитовой (в перидотитах), реже габбровая, келифитовая и иногда пойкилитовая. Наиболее распространены диаллаговый перидотит (верлит) и габбро-перидотит.

Мин. состав ультрабазитов Коростенского плутона (табл. 29).

Ультрабазитами сложены маломощные линзовидные или пластообразные тела (мощность от нескольких сантиметров до 200 м). Вмещающими породами являются габброиды различного состава, с которыми ультрабазиты имеют резкие контакты. Залегают согласно с габброидными породами, иногда наблюдаются серии параллельных шлироподобных прожилков. Ультрабазиты более молодые образования, чем анортозиты. Представление А. А. Полканова (1948) об ультрабазитах и габбро-норитах как породах краевого комплекса, по данным В. П. Бухарева (1969), не подтвердилось.

В области развития пород приазовского граносиенитового комплекса ультраосновные породы встречаются среди образований Октябрьского массива (пироксениты и перидотиты).

В Карпатах ультраосновные породы выявлены только в юго-восточной части Чивчинских гор (левобережье р. Сараты). Это темно-зеленые массивные породы с пор-

Химический состав ультраосновных пород среднепротерозойских магмати

№	SiO_2	TiO_2	Al_2O_3	Fe_2O_3	FeO	MnO	MgO
1	28,58	4,85	1,01	6,83	38,73	0,52	7,96
2	37,70	6,46	6,81	8,35	20,84	0,27	7,94
3	35,83	5,33	6,16	2,86	32,20	0,42	8,63
4	40,02	8,61	4,80	2,25	27,42	0,42	9,24
5	45,10	1,25	2,79	4,56	5,37	0,07	22,02
6	47,20	1,20	3,34	4,25	7,92	0,11	16,00
7	45,87	0,78	6,23	6,89	7,58	0,12	20,06

Примечание: 1 — *перидотит* Коростенского плутона, с. Парамоновка чев, там же; 3 — *норито-перидотит* Корсунь-Новомиргородского плутона, Городи *перидотит* Октябрьского массива (Айнберг, 1933); 6 — *пироксенит* Октябрьского с. Елисеевка (Цуканов, 1967).

фибластовой решетчатой структурой; серые, плотные, с пятнистыми выделениями травянисто-зеленого серпентина; розово-серые, со слабо выраженной полосчатой текстурой, пронизанные сетью тонких реликтовых жилок хризотил-асбеста. Главные минералы этих пород представлены карбонатами (кальцитом, доломитом) и серпентином (хризотилом и др.). Отмечаются также кварц, хлорит, магнетит, иногда хромит. В зависимости от соотношения минералов можно выделить *карбонатизированные серпентиниты и лиственити* (Матковский, 1971).

Измененные ультраосновные породы обычно встречаются в виде элювиальных глыб или небольших выходов. Геологические взаимоотношения их с другими породами неясны. Приуроченность к разломам позволяет предполагать мезозойский возраст ультрабазитов Карпат.

Гипабиссальные и излившиеся ультраосновные породы

Дайки ультраосновных пород связаны преимущественно с палеозойскими магматическими комплексами (Приазовье). В последнее время в литературе стали появляться описания докембрийских жильных ультрабазитов, обычно имеющих четкое секущее залегание и сформировавшихся в завершающие этапы одного из докембрийских тектоно-магматических циклов.

Таблица 30

ческих комплексов Украинского щита, %

CaO	Na_2O	K_2O	P_2O_5	CO_2	H_2O+	H_2O-	Сумма
7,62	1,25	0,24	1,84	—	0,73	—	100,16
8,75	1,75	0,36	0,28	0,24	0,21	—	99,96
4,26	1,20	0,59	1,43	0,22	0,66	0,15	99,94
4,54	0,77	0,21	0,63	0,20	0,68	0,14	99,93
13,70	0,30	0,06	—	—	0,90	4,19	100,31
19,50	0,51	0,14	—	—	—	0,32	100,49
7,84	0,23	2,50	0,26	—	1,17	—	99,53

(Бухарев, 1969); 2 — ультрабазит *(габбро-перидотит)* Коростенского плутона, с. Хищенский массив (Кононов, 1966); 4 — *полевошпатовый гиперстенит*, там же; 5 — массива (Елисеев и др., 1965); 7 — *жильный ультрабазит*, Западное Приазовье,

Жильные пироксениты наблюдались в Белозерском и Верховцевском районах (Танатар-Бараш, Ильвицкий, 1970). Дайки этих пород прорывают все породы района, в том числе и древние ультрабазиты. Среди них выделены две разности. *Хлорит-гранат-эпидотовые пироксениты* (Белозерский район). Мин. состав: диопсид-авгит, энстатит, гранат, эпидот, цоизит, хлорит, хризотил, карбонат и амфибол. *Серпентинизированные амфиболовые пироксениты* (Верховцевский район). Мин. состав: пироксен (бронзит и диопсид-авгит) 40—80, амфибол (тремолит, антофиллит) 10—20, антигорит 0—30, карбонат 2—15, магнетит 3—8.

Жильный ультрабазит Западного Приазовья (Цуканов, 1967) — черная или зелено-серая, мелкозернистая, массивная или сланцеватая порода.

Мин. состав: амфибол (роговая обманка, актинолит, тремолит), хлорит, биотит; акцессории — апатит, титаномагнетит, сфен. Иногда в составе породы резко преобладает (90—92%) роговая обманка (горнблендит).

Хим. состав (табл. 30).

Ультрабазитом (горнблендитом) сложены многочисленные маломощные (до 3 м) дайки, встречающиеся среди докембрийских пород Приазовья. Дайки преимущественно локализованы в пределах древнейших разрывных зон, где ассоциируют с пегматитовыми жилами, но являются более молодыми образованиями (секут пегматиты).

Кимберлитоподобная порода (Никольский, Прусс, 1971) — жильная порода темно-серого, почти черного цвета, содержащая большое количество (до 50% объема) округлых или остроугольных ксенолитов зеленовато-серого перидотита размером до 5—10 см. Цементирующая масса состоит из серпентина и талька с многочисленными листочками флогопита. В небольшом количестве содержатся оливин, гиперстен, хромит, диопсид, актинолит и гранат. Кимберлитоподобной породой сложены жилы, которые в ассоциации с дайками диабазов секут граниты и альбититы в Кировоградской зоне разломов.

Изотопный возраст флогопита из кимберлитоподобной породы 1815 млн. лет.

Аналогичные образования прорывают измененные гранитоиды в широких разрывных зонах, секущих докембрийские породы Приазовья.

Перидотиты и пироксениты слагают жильные тела в Девладовской зоне разрывов в Приднепровском районе (Девладовская, Водянская, Красноярская дайки).

Перидотиты с. Девладова (Танатар-Бараш, Ильвицкий, 1970; Танатар-Бараш, 1971).

Структура панидиоморфнозернистая, пойкилитовая, гранобластовая, бластопорфировая.

Мин. состав: оливин, гиперстен, бронзит, диопсид, авгит, хризотил, бастит, бурая роговая обманка, актинолит, тремолит, флогопит, хлорит, магнетит, ильменит, карбонаты.

Выделяются серпентинизированные разности перидотитов (Терновская дайка).

Пироксениты с. Девладова (Танатар- Бараш, Ильвицкий, 1970; Танатар-Бараш, 1971).

Структура панидиоморфнозернистая, лепидогранобластовая.

Мин. состав: диопсид (преобладает), бронзит, тремолит, актинолит, бурая роговая обманка, хризотил, хлорит, карбонат.

Ультрабазиты этого района — сравнительно молодые платформенные образования (верхнепротерозойские). Еще более молодые ультрабазиты известны в пределах зоны обрамления УЩ (зона сочленения Приазовья с Донбассом, Припятский вал). Это обычно жильные или субвулканические породы, ассоциирующие с толщей основных эффузивов.

Авгитит (Усенко, 1947б) — черная мелкозернистая плотная порода, состоящая преимущественно из авгита. Авгит наблюдается как в виде порфировых выделений (4—5 мм), так и в основной массе, где ассоциирует с небольшим количеством стекла и плагиоклаза. Авгитит встречается по р. Мокрой Волновахе и б. Камышевахе (Приазовье). Наблюдается в виде отдельных прослоев и обломков среди покровных базальтов.

Лимбургит (Усенко, 1947б).

Черная, плотная порода.

Структура микрофировая с переходом к интерсертальной.

Мин. состав: титанистый авгит 42, плагиоклаз 14, стекло 20, хлорит 15, хризотил 3. Содержатся также титаномагнетит, апатит, кальцит. Наблюдаются две генерации альбита: в виде микрофировых выделений и в виде микролитов в составе основной массы, представленной раскристаллизованным и хлоритизированным стеклом.

Лимбургит обнаружен на левом склоне долины Мокрой Волновахи (Приазовье), ниже с. Николаевки, где слагает неккообразное тело. Возраст палеозойский.

Пикритовый базальт (пикрито-базальт) (Усенко, 1947б; Макухина, 1961) связан постепенными переходами с базальтом. Характеризуется повышенным количеством пироксена. Это черная, однородная, тонкозернистая порода.

Мин. состав: серпентинизированный оливин, авгит, плагиоклаз встречается редко (иногда до 5—10%); акцессории — магнетит, ильменит, титаномагнетит, пирит, халькопирит, сфен, апатит.

Структура порфировая, во вкрапленниках пироксен и оливин; структура основной массы микродолеритовая, местами близкая к пилотакситовой. Иногда наблюдаются миндалины, выполненные хлоритом, цеолитом, кальцитом и кварцином.

Пикритовый базальт встречен в базальтовом покрове б. Антон-Тарама (Приазовье, р. Мокрая Волноваха, ниже с. Николаевки). Порода характеризуется жильной формой залегания и прорывает покровные базальты. Возраст интрузии палеозойский.

Пикритовый порфирит (Усенко, 1947б) макроскопически не отличается от эпидиабазов р. Базавлука; черный с зеленоватым оттенком, мелкозернистый, массивный.

Мин. состав: актинолитовый амфибол, основной плагиоклаз (№ 75—76), эпидот, сфен, продукты разложения оливина.

Обнажается на левом склоне долины р. Базавлука возле ст. Лошкаревка в виде дайки субширотного простирания мощностью до 15 м. Дайка сечет мигматиты.

Пикритовый порфирит (гипербазит) Западной Волыни из зоны сочленения Припятского вала и Львовского прогиба (Савченко, 1971). Обнаружен в составе вулканогенной толщи волынской серии, вскрытой скважинами на глубине 2063,0 м (г. Берестечко).

Структура полифировая или невадитовая, обусловленная четким преобладанием в объеме породы фенокристаллов.

Мин. состав: гиперстен, оливин, лепидомелан, частично плагиоклаз и гейландит.

По содержанию основных компонентов и по условиям залегания гипербазит Западной Волыни близок к пикритовому порфириту г. Норильска (Савченко, 1971).

Слюдяной порфировый пикрит (Гоньшакова и др., 1972).

Структура порфировая.

Мин. состав: вкрапленники — карбонатизированный и серпентинизированный оливин, пироксен и измененный флогопит; в основной массе — те же минералы значительно более мелких размеров, а также примесь ильменита, магнетита, сульфидов.

Пикритом сложены жильные тела мощностью 0,2—2 м, секущие эффузивные породы девона в зоне сочленения Приазовья с Донбассом. Внедрение ультраосновного расплава связано с подвижками по субмеридиональным разломам, причем предпочтительными участками локализации магматических тел были зоны пересечения этих разломов с разрывными структурами субширотного простирания.

С описанными жильными ультраосновными породами возможна ассоциация алмазоносных кимберлитов; вблизи участков их развития в рыхлых отложениях обнаружены алмаз и пироп.

Соггендалит (Бернадская, 1961) — эффузивный аналог полевошпатовых пироксенитов. Отличается от базальтов резко повышенным содержанием пироксена. Это

черная, плотная порода с многочисленными вкрапленниками пироксена.

Структура порфировая с микролитовой и пилотакситовой основной массой.

Мин. состав: пироксен 76,6, плагиоклаз 4,2, рудные минералы 13,5, карбонат 2,6, хлорит 3,1 (Бернадская, 1961).

Соггендалит встречается по б. Камышевахе (юго-западная часть Донбасса), где слагает изолированные участки, напоминающие остатки покровов и небольших штоков среди базальтовых лав и туфобрекчий. Соггендалит встречается также среди эффузивных пород Черниговской опорной скважины.

ЩЕЛОЧНЫЕ И АССОЦИИРУЮЩИЕ С НИМИ МАГМАТИЧЕСКИЕ ПОРОДЫ

В пределах Украины щелочные магматические породы сравнительно редкие образования. Их распространение ограничивается небольшими участками на УЩ. Более широко они развиты на юго-восточной окраине УЩ (Восточное Приазовье), а также в зоне сочленения Приазовского массива с Донбассом.

В разделе приведена характеристика щелочных пород группы сиенитов, а также фельдшпатоидных щелочных пород. Так как щелочные магматические породы на УЩ ассоциируют с нормальными сиенитами, дается характеристика этой небольшой группы магматических образований.

Номенклатура щелочных пород весьма сложна и еще недостаточно разработана. Имеющиеся в литературе описания этих пород изобилуют сложными терминами. Многие из них излишние и касаются местных названий отдельных разновидностей, которые трудно коррелируются с другими местными названиями. Сам термин *щелочные породы* (например, щелочные сиениты) применяется и к магматическим, и к метасоматическим образованиям с повышенным количеством щелочей и, таким образом, теряет свою определенность. Терминологической комиссией МПК (Коптев-Дворников и др., 1972) предложено за основу определения *щелочная порода* взять минеральный состав: обязательное наличие фельдшпато-

идов, а при их отсутствии — щелочных пироксенов и амфиболов.

Описание щелочных пород дано только для магматических или первично-магматических образований, измененных процессами автометаморфизма, которые по времени связаны с периодом становления характерных для УЩ интрузивно-метасоматических комплексов (коростенского, приазовского). Формирование этих комплексов связано с завершающими этапами геотектонического развития региона в докембрии.

Глубинные щелочные и ассоциирующие с ними породы

Щелочные и ассоциирующие с ними породы объединены в следующие группы: 1) нормальные сиениты; 2) щелочные сиениты; 3) нефелиновые сиениты.

НОРМАЛЬНЫЕ СИЕНИТЫ

Для пород этой группы определяющим признаком является преобладающее развитие калиевого полевого шпата и плагиоклаза ряда олигоклаз — андезин, отсутствие или небольшое количество кварца. Темноцветные минералы обычно представлены амфиболами, пироксенами и биотитом. Иногда встречается оливин.

На территории УЩ нормальные сиениты развиты преимущественно среди пород приазовского граносиенитового комплекса (Царовский, 1958), объединяющего Октябрьский, Кальмиусский, Южно-Кальчикский и Еланчикский массивы. Массивы сложены в основном породами граносиенитового ряда, которые И. Д. Царовский (1958) подразделяет на следующие группы:

а) габбро-сиениты и сопровождающие их андезиниты;

б) щелочноземельные диаллаговые сиениты (нередко с фаялитом) и граносиениты;

в) роговообманковые и биотитовые сиениты;

г) роговообманковые и биотит-роговообманковые гранитоиды.

В перечисленных подгруппах выделяются многие разновидности с минеральными или структурными различиями (Morozewicz, 1930; Айнберг, 1933; Лучицкий,

Лебедев, 1934; Царовский, 1954, 1958; Елисеев и др., 1965; и др.).

Габбро-сиенит (оливиновый габбро-сиенит) описан П. И. Лебедевым (Лучицкий, Лебедев, 1934) в составе группы средних чарнокитов. Представляет собой наиболее основную разность сиенитов приазовского комплекса.

Габбро-сиенит темно-серый, крупнозернистый.

Мин. состав: плагиоклаз (лабрадор № 40), микроклин-пертит, пироксен (диаллаг), оливин, роговая обманка и биотит.

Хим. состав (табл. 31).

Выходы габбро-сиенита встречены по р. Кальчику севернее с. Старый Крым (Южно-Кальчикский массив).

В Кальмиусском массиве у хут. Вагнера имеются выходы породы, близкой по составу к габбро-сиениту (Царовский, 1958). Эта порода отличается более кислым плагиоклазом (№ 30) и содержит немного кварца, что позволило Н. И. Безбородько (1935б) отнести ее к кварцевым монцонитам (украинитам).

Андезинит (андезиновый плагиоклазит) описан И. Д. Царовским (1958). Встречается по р. Кальчику (Южно-Кальчикский массив) и представляет собой темно-серую, почти черную крупнозернистую породу, состоящую из крупных зерен плагиоклаза (3×6 см).

Хим. состав (см. табл. 31).

Согласно расчетам И. Д. Царовского, эта порода отличается от лабрадоритов Волыни меньшим содержанием анортитового и значительным содержанием (до 9%) ортоклазового компонентов. Форма андезинитовых тел не установлена, иногда по отдельным выходам их можно проследить на 100 м. Андезинит занимает промежуточное положение между перидотитами и габброидами, с одной стороны, и граносиенитами — с другой. Генетически эта порода связана с габбро-сиенитами (Царовский, 1958).

Щелочноземельные диаллаговые сиениты (Царовский, 1958) включают такие разновидности — оливиновый сиенит (Лучицкий, Лебедев, 1934), оливин-пироксеновый сиенит (Лучицкий, Лебедев, 1934), оливин-пироксен-амфиболовый сиенит (Лучицкий, Лебедев, 1934), авгитовый сиенит (Лучицкий, Лебедев, 1934; Царовский, 1958), пироксен-амфиболовый сиенит (Лучицкий, Лебедев, 1934; Елисеев и др., 1965), бескварцевый сиенит (Елисеев и др., 1934). В эту же группу возможно следует относить кварц-

Химический состав сиенитов, щелочных сиенитов и ассоциирующих

№	SiO_2	TiO_2	Al_2O_3	Fe_2O_3	FeO	MnO	MgO
1	54,96	0,12	25,37	1,08	0,83	0,01	0,62
2	58,54	0,68	19,25	1,28	5,02	0,12	0,58
3	60,07	0,40	17,31	1,95	4,26	0,11	0,44
4*	61,29	0,62	17,36	1,90	3,89	0,13	0,30
5*	63,31	0,24	15,03	3,67	1,66	—	1,39
6	68,10	0,72	13,18	3,08	3,17	0,02	0,77
7	72,76	0,10	14,48	0,02	1,44	0,01	0,56
8	47,34	4,17	14,03	0,80	17,2	0,21	2,24
9	55,98	2,65	11,77	2,68	9,62	—	3,03
10	65,13	1,26	15,92	4,94	0,11	0,21	0,12
11	66,35	0,19	18,06	2,50	0,49	0,02	0,39
12*	59,29	1,59	14,49	2,09	9,92	0,29	1,06
13*	62,39	0,56	16,87	2,36	3,60	0,13	0,13
14	58,30	1,09	16,35	2,00	1,28	0,21	0,42
15*	59,25	0,49	17,26	0,31	7,61	—	0,07
16	55,68	0,64	16,20	1,98	7,72	0,17	1,24
17*	60,24	1,37	14,57	2,18	10,38	0,22	0,87

* В сумму анализов входят: 4 — BaO 0,25, F 0,14; 5 — F 0,23; 12 — CO_2 0,45;

Примечание: 1 — *андезиновый плагиоклазит*, р. Кальчик, Приазовье Лебедев, 1934); 3 — *авгитовый сиенит*, Октябрьский массив (Morozewicz, 1930); чикский массив (Елисеев и др., 1965); 5 — *авгитовый сиенит*, р. Кальчик (Moroze др., 1965); 7 — *гранито-сиенит*, р. Кальчик (Елисеев и др., 1965); 8 — *оливин-пирок монцонит* (украинит), с. Буки, р. Тетерев (Безбородько, 1935а); 10 — *эгириновый вый сиенит Пержанской зоны*, Волынь (Беспалько, 1970); 12 — *кварцевый монцо* щелочной сиенит), р. Кальчик, с. Кремневка (Лучицкий, Лебедев, 1934); 14 — 15 — *графитовый сиенит*, там же; 16 — *биотит-амфиболовый щелочной сиенит*, Ок городский массив (Кононов, 1966).

содержащие разности — например, кварц-оливиновый сиенит (Половинкина, 1954), кварц-пироксеновый сиенит (Лучицкий, Лебедев, 1934) и др.

Обычно эти породы окрашены в черный или темно-серый цвет с зеленоватым оттенком, имеют средне- или крупнозернистую, иногда порфировидную структуру, массивную и реже неяснополосчатую текстуру. Количественные соотношения минералов весьма непостоянны.

Мин. состав сиенитов: калишпат 31—37, плагиоклаз 31—40, темноцветные минералы 10—17, кварц 6—17, прочие до 4 (Царовский, 1958). Акцессории — апатит, циркон, сфен, флюорит, чевкинит.

Хим. состав (см. табл. 31).

Физ. свойства: пироксен-роговообманковый сиенит — $\sigma=2{,}61$, $\varkappa=984$; $I_n=582$ (Собакарь, 1964).

Таблица 31

с ними пород, %

CaO	Na_2O	K_2O	P_2O_5	SO_3	H_2O	П. п. п.	Сумма
7,40	6,03	1,79	0,02	0,16	0,20	1,24	99,83
3,82	4,43	5,64	—	—	—	0,91	100,27
1,96	9,39	1,89	0,15	1,13	0,34	0,42	99,82
2,90	5,20	4,54	—	0,08	0,05	0,80	99,45
2,61	6,98	3,88	0,22	—	0,27	1,03	100,52
2,50	1,82	6,44	—	—	0,34	0,06	100,20
1,06	3,52	5,66	—	—	0,44	0,04	100,09
6,89	2,74	2,34	1,05	—	—	0,05	99,06
6,81	3,15	2,53	0,91	—	—	1,27	100,40
0,09	10,98	0,42	—	—	0,54	0,20	99,92
0,17	6,31	3,71	0,04	—	0,18	1,13	99,53
4,39	2,65	3,09	0,73	0,24	0,04	0,76	100,53
2,04	4,36	5,81	—	—	—	1,01	100,71
2,45	4,97	5,45	—	—	0,41	1,59	100,22
0,16	6,85	4,88	—	—	0,11	1,65	100,50
3,92	5,10	6,02	—	—	1,40	0,05	100,12
3,64	2,95	3,08	0,43	0,01	0,17	0,86	100,97

13 — BaO 0,28, ZrO_2 0,17; 15 — F 0,02, CO_2 9,37; 17 — CO_2 0,47, S — 12. (Царовский, 1958); 2 — *габбро-сиенит*, р. Кальчик, с. Старый Крым (Лучицкий, 4 — *трахитоидный оливин-пироксеновый кварцсодержащий сиенит*, Южно-Кальwicz 1930); 6 — *амфиболовый гранито-сиенит*, Кальмиусский массив (Елисеев и *сеновый сиенит* (кенталленит), г. Володарск, Волынь (Половинкина, 1954); 9 — *щелочной сиенит*, Восточное Приазовье (Половинкина, 1954); 11 — *арфведсонито-тарамитовый сиенит*, Октябрьский массив, Приазовье (Лучицкий, Лебедев, 1934); тябрьский массив (Елисеев и др., 1965); 17 — *среднезернистый монцонит*, Новомир-

Породами рассматриваемой группы сложены краевые зоны Октябрьского, Кальмиусского и других массивов. Отдельные разновидности характеризуются весьма невыдержанным распространением и часто сменяют друг друга даже в пределах одного обнажения. Увеличение количества кварца обусловливает переход этих пород к граносиенитам (Царовский, 1958).

Изотопный возраст кварцевых пироксен-амфиболовых сиенитов 1900 млн. лет (Елисеев и др., 1965).

Граносиенит (гранито-сиенит) (Елисеев и др., 1965) представляет собой разновидность сиенита с тем или иным набором цветных минералов, обогащенную кварцем (до 17—20%). По данным И. Д. Царовского (1958), граносиениты разных массивов Приазовья различаются химическими особенностями. Так, граносиениты Южно-

Кальчикского массива характеризуются самыми низкими содержаниями SiO_2 (58—63%). В пределах Кальмиусского массива наиболее широко развиты граносиениты с содержанием SiO_2 65—69%; названный массив может рассматриваться как граносиенитовый. В его северной части обособляются биотит-роговообманковые гранитоиды (см. каранский гранит). Граносиениты Еланчикского массива занимают промежуточное положение (содержание SiO_2 64—65%). В Октябрьском массиве диаллаговые граносиениты (диаллаговые граниты, по Л. Ф. Айнберг, 1933) содержат 61—65% SiO_2; они слагают юго-западную часть массива.

И. Д. Царовский (1958) предлагает различать такие разновидности:

1) нормальные граносиениты щелочноземельного состава (Кальмиусский массив), представленные пироксен-роговообманковыми и биотит-роговообманковыми разновидностями;

2) субщелочные граносиениты Октябрьского массива с преимущественно развитой амфиболовой разновидностью;

Минеральный состав сиенитов и граносиенитов Приазовья (Елисеев и

Минерал	Кальмиусский массив					
	1	2	3	4	5	6
Микроклин	82,8	80,0	76,1	75,0	73,0	72,3
Олигоклаз	5,3	6,0	8,1	4,0	6,1	6,9
Кварц	5,2	4,8	8,2	10,0	15,1	16,1
Оливин	0,6	0,1	—	—	—	—
Гиперстен	2,0	1,0	4,0	0,7	Мало	—
Геденбергит	2,3	2,8	3,2	1,7	1,8	Мало
Роговая обманка	1,6	5,0	1,2	8,3	3,8	5,0
Биотит	—	—	—	—	—	—
Апатит	0,1	0,3	0,2	0,2	0,1	0,1
Циркон	0,1	—	0,1	—	0,1	0,3
Магнетит	—	—	—	—	—	—
Ортит	—	—	—	—	—	0,1

Примечание: 1 — оливин-пироксеновый кварцсодержащий сиенит; 2 — сиенит; 4 — пироксен-амфиболовый кварцевый сиенит; 5 — пироксен-амфиболовый нито-сиенит; 8 — оливин-пироксеновый сиенит; 9 — пироксеновый кварцсодержа роксен-амфиболовый гранито-сиенит; 13 — амфиболовый гранито-сиенит; 14 — ам

3) ощелоченные гранитоиды, ограниченно развитые на экзоконтакте нефелиновых сиенитов Октябрьского массива.

Роговообманковый, биотит-роговообманковый и биотитовый сиениты (Лучицкий, Лебедев, 1934; Царовский, 1958; Елисеев и др., 1965) выделяются И. Д. Царовским (1958) в особую подгруппу бескварцевых пород, тесно связанных с субщелочными роговообманковыми гранитоидами Октябрьского массива.

Это крупнозернистые, существенно микроклиновые породы, часто с порфировидной или пегматоидной структурой. Характерно наличие расплывчатых скоплений цветных минералов (преимущественно биотита). Сиениты этого типа тяготеют к массивам основных пород, представленных разрозненными останцами (между б. Вали-Тарама и р. Малым Кальчиком).

Мин. состав сиенитов Кальмиусского и Южно-Кальчикского массивов приведен в табл. 32. Свойства породообразующих минералов во всех разновидностях достаточно близки (Елисеев и др., 1965). Калиевый полевой шпат отвечает натриевому микроклину, а в единичных

Таблица 32

др., 1965), %

Южно-Кальчикский массив							
7	8	9	10	11	12	13	14
72,0	80,6	78,2	59,0	55,5	67,2	63,8	68,0
7,0	5,0	7,7	11,5	20,9	15,0	13,7	14,2
15,0	5,3	2,7	1,2	9,6	13,7	15,0	14,0
—	0,5	—	—	—	—	—	—
—	7,2	9,9	13,7	—	—	—	—
—	—	—	—	1,1	0,5	—	—
1,5	0,6	—	8,6	9,2	3,0	7,4	0,8
4,3	—	—	—	—	—	—	2,4
—	0,1	0,1	0,1	0,1	—	—	—
0,1	0,1	—	0,1	0,1	—	—	—
0,1	0,6	1,1	5,8	3,5	—	0,1	—
—	—	0,7	—	—	—	—	—

пироксен-амфиболовый кварцсодержащий сиенит; 3 — пироксеновый кварцевый гранито-сиенит; 6 — амфиболовый гранито-сиенит; 7 — амфибол-биотитовый гращий сиенит; 10—11 — пироксен-амфиболовый кварцсодержащий сиенит; 12 — пифибол-биотитовый гранито-сиенит.

случаях анортоклазу. Выделяется две разновидности микроклина — магматическая и метасоматическая. Плагиоклаз представлен несколькими генерациями, его состав колеблется от № 30—36 (андезин) до № 6—9 (альбит). Оливин представлен фаялитом (96% фаялита) и характерен в основном для бескварцевых разновидностей. Ромбический пироксен относится к промежуточной разновидности между феррогиперстеном и энстатитом (55—62% энстатита). Клинопироксен встречается в виде геденбергита, авгита (диаллага). Роговая обманка иногда метасоматически изменена (близка к гастингситу-феррогастингситу). Биотит зеленовато-бурый, реже красно-бурый. Акцессории — апатит, циркон, магнетит, ильменит, гранат, молибденит, рутил, торит, ортит, чевкинит.

Физ. свойства: $\sigma = (2{,}66)$ (Собакарь, 1964).

Сиениты этой группы распространены на УЩ среди пород Коростенского (Полканов, 1939) и Корсунь-Новомиргородского (Кононов, 1969) плутонов, а также в Сущано-Пержанской зоне разрывов (Беспалько, 1970).

Монцонит — разность как нормального, так и щелочного сиенита. Монцониты (кварцевые монцониты) описаны Н. И. Безбородько (1935а), который выделил габбро-монцонитовую и монцонитовую формации, Л. Г. Ткачуком (1940) в составе Корсунь-Новомиргородского плутона, Н. П. Щербаком (1965, 1972б) в составе пород кировоградско-житомирского комплекса и др.

Монцониты в составе габбро-монцонитовой формации (Корсунь-Новомиргородский и Коростенский плутоны) описывались ранее (Гарасенко, 1895; Чирвинский, 1926) как габбро-сиениты или норито-сиениты краевого комплекса пород габбро-лабрадоритовых массивов (Полканов, 1939, 1948, и др.). Однако Н. И. Безбородько полагал, что к ним более применим термин монцонит.

Согласно Н. И. Безбородько (1935а), монцониты представляют собой пироксен-ортоклаз-плагиоклазовые породы, среди которых можно выделить оливиновые (кенталлениты), бескварцевые и безоливиновые (мангериты) и кварцевые (кварцевые монцониты) разновидности.

Кенталленит встречается в обнажениях по р. Ирше (с. Володарск). Темный мелко- и среднезернистый.

Мин. состав: ортоклаз, плагиоклаз, равные количества оливина и диаллага, примесь биотита и ромбического пироксена.

Хим. состав (см. табл. 31).

Эта порода у А. Е. Тарасенко (1895) описана под названием оливин-пироксеновый сиенит.

Мангерит также встречается по р. Ирше в пределах Коростенского плутона (с. Володарск). Описан А. К. Тарасенко (1895) как габбро-сиенит.

Мин. состав: плагиоклаз, ортоклаз, ромбический пироксен, диаллаг, роговая обманка. В карьере с. Буков по р. Добринке (Коростенский плутон) мин. состав мангерита (в порядке уменьшения содержания): плагиоклаз (антипертит), пироксен (диаллаг, реже гиперстен), ортоклаз (пертит), апатит, роговая обманка, очень редко зерна кварца и биотита (Безбородько, 1935а). Диаллаг образует сростки с гиперстеном. Плагиоклаз — андезин (№ 34—37).

Кварцевый монцонит наблюдается по р. Ольшанке (Корсунь-Новомиргородский плутон).

Мин. состав: ортоклаз, кварц, диаллаг, гиперстен, роговая обманка, биотит; акцессории — апатит, циркон, магнетит. Плагиоклаз представлен андезином (№ 32), на некоторых участках — лабрадором (№ 50).

Хим. состав (см. табл. 31).

Физ. свойства: $\sigma=2{,}50—2{,}93$ (2,70); $\varkappa=30—600$ (417); $I_n=20—500$ (176) (Болюбах, 1972).

Три перечисленные разновидности монцонитов постепенно сменяют друг друга и приурочены к зоне контакта габбро-лабрадоритовых массивов с гранитами-рапакиви.

Самостоятельной монцонитовой формацией, по Н. И. Безбородько (1935а), считаются кварцевые монцониты, слагающие небольшой массив по р. Тетереву в 20 км западнее г. Житомира. Эти породы описывались как «габбро-граниты» (Морозевич, 1893), сиенито-диориты (Матковский, 1930). Н. И. Безбородько рассматривал их в составе тригурского типа гранодиоритов.

Отмечая значительное отклонение этих пород от типичных монцонитов, Н. И. Безбородько (1932) предлагает для них особое название — *украиниты*. Украинит в его понимании — разновидность монцонита, пересыщенная кремнекислотой. Впоследствии эти породы детально описаны Н. П. Щербаком (1960, 1965 и др.) и Ю. Ир. Половинкиной (1963). Монцонит (украинит) — темно- и зеленовато-серая, мелко- и среднезернистая, массивная порода (Щербак, 1960).

Мин. состав: калишпат (по Н. И. Безбородько, ортоклаз-пертит) 15—30, плагиоклаз (андезин) 45—60, кварц 10—17, пироксен 1—10, амфибол 2—7, биотит 2—7, акцессории до 1. Амфибол — зеленовато-бурая роговая обманка. Биотит темно-бурый.

Хим. состав (табл. 31).

Кварцевый монцонит Тригурского массива обнажается по рекам Тетереву, Глыбочку (села Фрисарка, Буки, Новая Рудня, Высокая Печь и др.). Тесно ассоциирует с гранодиоритами, в которые постепенно переходит (см. тригурский гранодиорит).

Изотопный возраст кварцевого монцонита 2120 млн. лет (Щербак, 1965).

К кварцевому монциниту (украинииту) Н. И. Безбородько относил также породу, впоследствии описанную как габбро-сиенит или щелочной сиенит (Лучицкий, Кузнецов, 1936), обнажающуюся у хут. Вагнера (Приазовье).

Кроме того, выделяются гиперстеновый, слюдяной, диаллаговый и амфибол-гиперстеновый сиениты, описанные В. Е. Тарасенко (1895) среди пород чарнокит-норитового комплекса Подолии, которые в настоящее время относятся к породам древнейшего гранулитового комплекса, не имеющего ничего общего с рассмотренными выше сравнительно молодыми магматическими сиенитами.

ЩЕЛОЧНЫЕ СИЕНИТЫ

Определяющим признаком группы щелочных сиенитов является наличие щелочных цветных минералов — эгирина, эгирин-авгита, эгирин-диопсида, арфведсонита, рибекита, баркевикита, гастингсита и др.— в ассоциации с калиевым и натриевым полевыми шпатами.

На территории УЩ эти породы развиты ограниченно и приурочены в основном к участкам развития среднепротерозойских интрузивно-метасоматических комплексов (приазовского граносиенитового, коростенского). По минеральному составу среди щелочных сиенитов выделяются следующие разности — эгириновый сиенит (Morozewicz, 1930; Лучицкий, Лебедев, 1934; Половинкина, 1954; Елисеев и др., 1965; Кононов, 1969; Беспалько, 1970), рибекитовый сиенит (Лучицкий, Лебедев, 1934; Кононов, 1969), арфведсонитовый сиенит (Беспалько, 1970), тарамитовый сиенит (Morozewicz, 1930), гастингситовый сие-

нит (Айнберг, 1933), биотитовый сиенит (Елисеев и др., 1965; Беспалько, 1970), графитовый сиенит (Лучицкий, Лебедев, 1934), кварцевый сиенит — нордмаркит (Лучицкий, Лебедев, 1934; Елисеев и др., 1965; и др.).

Эгириновый сиенит встречается среди пород Октябрьского массива (Приазовье), Коростенского (Личак, 1972а) и Корсунь-Новомиргородского (Ткачук, 1940; Кононов, 1969) плутонов, а также среди пород Сущано-Пержанской зоны (Беспалько, 1970). В Октябрьском массиве ассоциирует с мариуполитами (постепенные переходы). Распространение кварц-эгиринового сиенита в пределах Коростенского плутона тесно связано с биотит-амфиболовыми рапакивиподобными гранитами, в которых эта порода наблюдается в виде маломощных (иногда до нескольких десятков метров) зон (Личак, 1972а). В Смелянском (с. Терновка) и Городищенском массивах Корсунь-Новомиргородского плутона эгириновый сиенит (мин. состав: микроклин, альбит, эгирин, кальцит, рибекит, кварц, циркон, рудный минерал) представляет собой красную или темно-серую мелко- или среднезернистую породу, слагающую вытянутые зоны на контакте рапакиви с лабрадоритом. В Сущано-Пержанской зоне тесно ассоциирует с арфведсонитовым сиенитом и приурочен к контакту пержанских апогранитов с аляскитовыми гранитами. В этом районе эгириновый сиенит имеет следующий мин. состав: микроклин-пертит 30—70, альбит 10—30, кварц до 30, эгирин 5—8; акцессории — циркон, флюорит, сфен, бастнезит, гематит, пирит, халькопирит, молибденит.

Хим. состав (см. табл. 31).

Рибекитовый сиенит описан Ю. В. Кононовым (1969) среди трахитоидных гранитов Новоукраинского массива (р. Кильтень, с. Березовка).

Структура порфировидная. Текстура иногда брекчиевидная.

Мин. состав: микроклин, плагиоклаз, рибекит, родусит, эгирин, кварц; акцессории — апатит, циркон, сфен. Рибекит представлен волокнистой и столбчатой разновидностями; в шлифе плеохроирует в фиолетово-синих тонах. Рибекит встречается на участках, обогащенных кварцем. Размеры отдельных кристаллов достигают 3,5 мм.

Рибекитовый сиенит приурочен к разломной зоне с

интенсивно проявленным натриевым метасоматозом. Очевидно, такую же приуроченность имеет и рибекитовый сиенит р. Желтой (Кривой Рог), обнаруженный В. И. Лучицким (Лучицкий, Лебедев, 1934).

Арфведсонитовый сиенит (Беспалько, 1970) установлен в Сущано-Пержанской зоне (урочище «Ястребецкое») и слагает небольшое тело северо-восточного простирания. Ярко-розовый, реже зеленовато-серый, мелко- и среднезернистый.

Мин. состав: микроклин-пертит 70—80, альбит, арфведсонит 5—20, кварц 1—20, эгирин (Беспалько, 1970). Арфведсонит образует скопления или неравномерно рассеян в породе.

Ассоциирует с эгириновым сиенитом.

Хим. состав (см. табл. 31).

В такой же ассоциации арфведсонитовый сиенит встречен в карьере с. Терновки (Корсунь-Новомиргородский массив). Содержание арфведсонита 10—15% (Кононов, 1969).

Тарамитовый или гастингситовый сиенит встречен среди пород Октябрьского массива (Morozewicz, 1930; Айнберг, 1933; Лучицкий, Лебедев, 1934; и др.). Слагает центральную часть массива и тесно ассоциирует с нефелиновыми породами.

Мин. состав: калишпат 36, альбит 50, тарамит 10, прочие 4.

Наблюдаются лейкократовые и меланократовые разновидности. Микроклин-пертит иногда образует порфировые вкрапленники. Тарамитовый сиенит дает переходные разности, с одной стороны, к авгитовому сиениту, а с другой — к нефелиновому. Н. А. Елисеев и др. (1965) списали этот тип сиенита как амфиболовый и биотит-амфиболовый.

Хим. состав (см. табл. 31).

Биотитовый и биотит-амфиболовый щелочные сиениты. Для этих пород из Октябрьского массива Н. А. Елисеев и др. (1965) приводят следующий мин. состав: калинатровый полевой шпат 80, альбит 5—10, амфибол 5—10 (реже до 30 и более), биотит 5—30, иногда клинопироксен 1—5, оливин 0,5—1; акцессории — апатит, циркон, рудные минералы.

Структура гипидиоморфнозернистая, текстура в большинстве трахитоидная.

В биотитовом сиените биотит доминирует или является единственным цветным минералом. Одна из особенностей биотита — наличие вростков идиоморфных или скелетных кристаллов циркона, особенно вблизи амфибола.

Хим. состав (см. табл. 31).

Биотитовый сиенит Сущано-Пержанской зоны — мелкозернистая, реже средне- и крупнозернистая красно-бурая порода, развитая на контакте с пержанским гранитом (Беспалько, 1970).

Мин. состав: калишпат-пертит, альбит, решетчатый микроклин, биотит, немного кварца; акцессории — циркон, флюорит, гематит, молибденит, ильменит. С биотитовым сиенитом ассоциируют микроклин-пертитовые породы с флюоритом. Иногда они образуют прослои флюоритового сиенита (Беспалько, 1970).

Графитовый сиенит представляет собой щелочной сиенит Приазовья со значительным содержанием графита.

Мин. состав: калишпат 30, альбит 60, эгирин 1, графит 9 (Morozewicz, 1930). Графит в породе распространен неравномерно.

Хим. состав (см. табл. 31).

Встречен среди щелочных пород Октябрьского массива (Приазовье).

Нордмаркит выделяется как кварцсодержащая разновидность щелочного сиенита (Гинзберг, 1916). Встречен среди пород Октябрьского и Южно-Кальчикского массивов. Это розовая сиенитовая порода с массивной или полосчатой текстурой.

Мин. состав: микроклин, олигоклаз, кварц, гастингсит, реликтовый пироксен (диаллаг).

Хим. состав (см. табл. 31).

По мнению А. С. Гинзберга (1916), нордмаркит Приазовья является переходной разностью от щелочных гранитов к сиенитам и нефелиновым сиенитам. По данным Н. А. Беспалько (1970), к нордмаркитам относятся щелочные сиениты Сущано-Пержанской зоны (биотитовые, эгириновые, арфведсонитовые), для которых характерно значительное содержание кварца (до 30%).

Перечисленные разновидности щелочных сиенитов в подавляющем большинстве являются продуктами метасоматического преобразования нормальных сиенитов или гранитоидов в условиях интенсивного привноса щелочей. В этом смысле применение к таким породам термина

сиенит не совсем удачно, поскольку он обычно применяется для глубинных магматических пород. Несомненно, что здесь более правильным было бы употребление термина *метасоматит* с соответствующим уточняющим эпитетом, определяемым доминирующим цветным или другим характерным минералом. В особенности это касается щелочных пород разрывных зон явно наложенного метасоматического происхождения (различных альбититов, микроклинитов и др.).

НЕФЕЛИНОВЫЕ СИЕНИТЫ

Нефелиновые сиениты на Украине установлены и изучены в пределах Октябрьского щелочного массива (Восточное Приазовье), в зоне сочленения Приазовского массива с Донбассом (Покрово-Киреевская структура) и в Среднем Приднепровье (по р. Малой Терсе, 20 км юго-западнее г. Павлограда).

Отличительным признаком пород этой группы можно считать совместное нахождение щелочного полевого шпата и фельдшпатоидов. Главный фельдшпатоидный минерал представлен нефелином. На УЩ нефелиновые сиениты находятся в тесной ассоциации со щелочными сиенитами и приурочены к массивам сравнительно молодых интрузивных комплексов докембрия (приазовский граносиенитовый комплекс). Возраст нефелиновых сиенитов Покрово-Киреевской структуры верхнепалеозойский.

Нефелиновые сиениты Октябрьского массива. По данным многих исследователей (Гинзберг, 1916; Morozewicz, 1930; Айнберг, 1933; Лучицкий, Лебедев, 1934; Царовский, 1958; Елисеев и др., 1965; и др.), среди них преобладают фойяиты; менее развиты мариуполиты.

Согласно Н. А. Елисееву и др. (1965), фойяиты разделяются на нефелинсодержащие или бедные нефелином сиениты и собственно нефелиновые сиениты. Среди последних выделяются амфиболовые, амфибол-биотитовые, биотитовые лейко- и меланократовые, мелко-, средне-, крупнозернистые и пегматоидные разновидности.

Нефелинсодержащий сиенит Октябрьского массива по многим признакам почти не отличается от щелочного сиенита.

Структура гипидиоморфнозернистая; текстура часто трахитоидная.

Таблица 33

Минеральный состав нефелиновых сиенитов (Елисеев и др., 1965), %

№	Калинатровый полевой шпат	Альбит	Нефелин	Гастингсит	Лепидомелан	Эгирин
1	54—56	1—2	26—32	14—20	—	—
2	54—56	3—4	20—28	10—14	6—10	—
3	56—58	2—20	30—36	4—15	—	—
4	54—56	2—20	30—32	4—10	5—12	0—2

Примечание. Нефелиновые сиениты: *1* — меланократовые амфиболовые; 2 — меланократовые амфибол-биотитовые; 3 — лейкократовые амфиболовые; 4 — лейкократовые биотит-амфиболовые.

Мин. состав: калинатровый полевой шпат, альбит, амфибол (феррогастингсит), нефелин (до 15%), биотит. Акцессории — апатит, циркон, ильменит, титаномагнетит.

Хим. состав (см. табл. 34).

Нефелинсодержащий сиенит связан постепенными переходами с собственно нефелиновым сиенитом.

Нефелиновый сиенит (фойяит) Октябрьского массива обнажается в средней части б. Вали-Тарама. Предложенный И. А. Морозевичем (1901) для нефелинового сиенита Приазовья термин *фойяит,* по мнению П. И. Лебедева (Лучицкий, Лебедев, 1934), не совсем точный. По содержанию щелочей эти породы более соответствуют *лаурдалиту.*

Фойяит представляет собой мелко- и среднезернистую, плотную, темно-серую породу с отчетливой гнейсовидностью и различаемыми невооруженным глазом призматическими кристаллами роговой обманки.

Структура гипидиоморфнозернистая.

Мин. состав (табл. 33). Акцессории —апатит, циркон, пирохлор, флюорит. Нефелин (до 32%) развивается в промежутках между зернами полевого шпата и амфибола (гастингсита). Альбит в виде мелкозернистого агрегата облекает зерна микроклин-пертита. Пироксен представлен эгирином (эгирин-авгитом), биотит — лепидомеланом.

Хим. состав (табл. 34).

Нефелиновый сиенит (фойяит) Среднего Приднепровья пространственно тяготеет к центральной части вытянутого в субмеридиональном направлении Малотерсян-

Химический состав нефелиновых сиенитов Украины, %

№	SiO_2	TiO_2	Al_2O_3	Fe_2O_3	FeO	MnO	MgO
1	52,40	0,59	16,61	1,06	8,26	0,20	0,60
2*	56,10	0,18	21,44	1,43	3,82	0,22	0,34
3*	53,90	0,22	21,46	1,88	5,22	0,34	0,41
4*	53,60	0,49	18,85	4,68	1,95	0,05	0,54
5	46,71	1,50	19,19	3,78	3,76	0,27	3,27
6	52,68	1,31	19,67	4,80	1,19	0,21	0,64
7*	59,36	0,11	19,39	5,62	1,86	0,06	0,25

* В общую сумму входят: 2 — BaO 0,02, Nb_2O_5 0,01, Ce_2O_3 0,06, ZrO_2 0,01;
Примечание: 1 — *нефелинсодержащий сиенит (биотит-амфиболовый), стингситовый лейкократовый,* Октябрьский массив, Восточное Приазовье (Лучинит (*фойяит*), Малотерсянский массив, Приднепровье (Елисеев и др., 1965); 5 — Еременко, 1961); 6 — *ювит пироксеновый,* Покрово-Киреево (Елисеев и др., 1965);

ского массива (Царовский, Тимошенко, 1963). Периферические части массива сложены щелочными сиенитами. В нефелиновом гастингситовом сиените выделяются две разности. Первая имеет порфировидную структуру, обусловленную наличием выделений агрегатов нефелина размером 4×5 мм в мелкозернистой массе микроклин-пертита и феррогастингсита, по которому развивается бурый биотит. Эта разность названа И. Д. Царовским *фойяит-порфиром.* Вторая разность отличается более крупной зернистостью и четко проявленной трахитоидностью, выраженной ориентированным расположением кристаллов полевого шпата и короткопризматических зерен (до 1,5 см) нефелина. Щелочные и нефелиновые сиениты Малотерсянского массива сопоставляются И. Д. Царовским (1964) с аналогичными образованиями Октябрьского массива и относятся к одновозрастному естественному ряду горных пород — гранитоидно-сиенито-фойяитовому.

Изотопный возраст нефелиновых сиенитов Малотерсянского массива 1750 млн. лет, Октябрьского 1700 млн. лет (Царовский, 1965).

Нефелиновые сиениты Покрово-Киреевской структуры (Елисеев и др., 1965) палеозойского возраста. Они приурочены к зоне сочленения Приазовья с Донбассом (верховье Грузкого Еланчика). Масштабы распространения нефелиновых сиенитов, форма интрузивных тел и ха-

Таблица 34

CaO	Na_2O	K_2O	P_2O_5	SO_3	H_2O^-	П. п. п.	Сумма
5,36	5,60	5,66	—	—	3,82	0,06	100,22
1,60	8,92	5,30	—	—	—	0,95	100,40
2,10	8,71	5,20	—	—	—	0,88	100,45
3,30	7,62	6,27	0,01	0,11	0,14	1,52	99,57
5,83	7,23	6,49	0,18	—	0,09	1,44	99,65
2,08	7,46	8,48	—	—	0,04	1,07	99,69
0,77	10,50	1,70	—	—	—	0,14	99,87

3 — BaO 0,07, ZrO_2 0,06; 4 — CO_2 0,44; 7 — F 0,07.
Октябрьский массив, Восточное Приазовье (Елисеев и др., 1965); 2 — *фойяит* гацкий, Лебедев, 1934); 3 — то же, *меланократовый*, там же; 4 — *нефелиновый сиенаминьит*, Покрово-Киреево, зона сочленения Приазовья с Донбассом (Вальтер, 7 — *мариуполит эгириновый*, Приазовье (Елисеев и др., 1965).

рактер взаимоотношения с вмещающими породами выяснены пока недостаточно. Единственное обнажение нефелиновых пород известно на южной окраине с. Кумачева. По данным геофизических и буровых работ, установлено, что нефелиновыми сиенитами сложен массив неоднородного строения. Контуры этого массива определены серией разрывов, по которым наблюдается причленение сиенитов как к протерозойским гнейсам и мигматитам, так и к девонским эффузивным породам. В строении массива участвуют малиньиты, мельтейгиты, нефелиновые сиениты и ювиты.

Малиньит представляет собой средне- и крупнозернистую породу темного зеленовато-бурого цвета с видимыми кристаллами полевого шпата и зернами цветного минерала. На выветрелой поверхности отдельных глыб (с. Кумачево) отмечается характерная для нефелиновых пород оспенная скульптура, образовавшаяся в результате гипергенного растворения нефелина.

Структура пойкилитовая. Размер зерен минералов колеблется от 0,5 до 5—8 мм.

Мин. состав: ортоклаз 26—41, нефелин 22—36, пироксен до 33, флогопит 3—4; акцессории — флюорит (иногда до 9,9%), сфен, титаномагнетит (Елисеев и др., 1965). Пироксен имеет зональное строение: в центре правильных зерен — титанавгит, по краям — эгирин-авгит или эгирин. Часто на центральных участках пироксено-

вых зерен развивается флогопит. В небольшом количестве содержится красновато-коричневый биотит. Как вторичный минерал иногда наблюдается щелочной амфибол.

Хим. состав (см. табл. 34).

Физ. свойства: $\sigma = (2{,}67)$, $\varkappa = (480)$; $I_n = (370)$ (Собакарь, 1964).

Изотопный возраст малиньита 330 млн. лет (Елисеев и др., 1965).

Мельтейгит (Елисеев и др., 1965) встречается в малиньите с. Покрово-Киреева как переработанный ксенолит пироксенита (мин. состав: калишпат+нефелин 7, эгирин 53, флогопит 36) или основной породы (мин. состав: ортоклаз 10, нефелин 25, эгирин 50, флогопит 14, сфен 1,0).

Нефелиновый сиенит (Елисеев и др., 1965) отличается от малиньита большей лейкократовостью и более крупнокристаллической пойкилитовой структурой. В переходных разновидностях от малиньитов к сиенитам кристаллы ортоклаза иногда достигают 3—4 см в длину, а в типичных нефелиновых сиенитах 15—20 см.

Мин. состав: ортоклаз 50—64, нефелин 24—35, эгирин 8—10, флогопит 2, флюорит до 1, ринколит до 4,3. По сравнению с малиньитом содержит большое количество сфена, образующего кристаллы до 10 мм. Кальциевый ринколит ассоциирует и дает срастания с темно-фиолетовым флюоритом. Иногда появляется канкринит как продукт замещения нефелина.

Изотопный возраст нефелинового сиенита с. Покрово-Киреева колеблется в пределах 290—380 млн. лет (Елисеев и др., 1965).

Ювит пироксеновый ассоциирует с нефелиновым сиенитом Покрово-Киреевской структуры (Елисеев и др., 1965).

Мин. состав: ортоклаз 36, нефелин 48, эгирин 10, флогопит 2,3, магнетит 2,0.

Хим. состав (см. табл. 34).

По данным Н. А. Елисеева и др. (1965), все разновидности нефелиновых пород с. Покрово-Киреева на диаграмме нефелин — полевой шпат — цветной компонент располагаются в поле малиньитов, мельтейгитов, ювитов и собственно нефелиновых сиенитов.

Мариуполит сначала был описан как роговик (Иваницкий, 1833). Первое петрографическое описание, анализ

химических и физических свойств слагающих минералов и само название даны И. А. Морозевичем (1901). Впоследствии под этим названием была описана обширная группа (мариуполитовая) альбит-нефелиновых пород, различающихся структурно-текстурными особенностями (Гинзберг, 1916; Morozewicz, 1930; Айнберг, 1933; Царовский, 1939, 1957, 1958, 1960а; Руденко, 1962; и др.).

По данным И. Д. Царовского (1958), типичные мариуполиты характеризуются такой ассоциацией минералов: эгирин — нефелин — альбит с весьма подчиненным количеством микроклин-пертита. Наиболее широко распространена разновидность эгиринового мариуполита.

Мин. состав: альбит 59, нефелин 30, эгирин 8, вторичные и акцессорные минералы до 4 (Царовский, 1958). Последние представлены содалитом (до 5%), канкринитом (до 9%), лепидомеланом (до 6%), цирконом, пирохлором, беккелитом, флюоритом, магнетитом. Содержание циркона в некоторых разностях достигает 2% (Morozewicz, 1930), наиболее характерная форма — крупные октаэдрические кристаллы.

По структурно-текстурным особенностям и минеральному составу разными исследователями выделяются несколько типов мариуполитов (табл. 35, 36). По составу цветного минерала также выделено несколько разновидностей (Елисеев и др., 1965):

Канадит состоит из альбита, амфибола (гастингсита), нефелина. Калиевого полевого шпата нет.

Личфильдит сложен альбитом, микроклин-пертитом (резко подчиненное количество), нефелином, зеленым биотитом.

Миаскит отличается гнейсовой структурой и состоит из равных количеств микроклин-пертита и альбита, нефелина, лепидомелана. Отмеченные разновидности не являются самостоятельными и связаны постепенными переходами с эгириновыми мариуполитами.

Хим. состав мариуполитов (см. табл. 34).

Физ. свойства: $\sigma = (2{,}63)$ (Собакарь, 1964).

Мариуполиты Приазовья приурочены исключительно к Октябрьскому щелочному массиву, в составе которого они образуют небольшие участки (б. Мазурова и др.) среди щелочных сиенитов, часто на их контакте с габ-

Таблица 35

Минеральный состав мариуполитов Приазовья по И. А. Морозевичу, %

Минерал	1	2	3	4	5	6	7	8	9
Альбит	54,0	47,5	40,0	57,0	63,0	51,2	47,0	45,0	73,3
Нефелин	7,5	27,5	25,0	20,0	24,0	36,0	29,0	40,0	13,5
Калишпат	3,0	3,0	15,0	—	—	—	12,0	5,0	—
Содалит	—	—	—	5,0	—	—	—	—	—
Канкринит	—	—	1,0	9,0	5,0	—	—	—	—
Эгирин	34,0	20,0	17,0	7,0	—	9,0	8,0	7,0	7,3
Лепидомелан	—	—	—	—	6,0	—	—	—	3,7
Циркон	—	1,3	—	—	1,3	0,1	—	—	1,8
Пирохлор	—	0,2	—	—	—	0,3	—	—	—
Беккелит	—	—	—	—	—	0,2	—	—	—
Магнетит	—	—	—	—	—	3,0	—	—	—
Флюорит	—	0,5	1,0	0,6	—	0,2	—	—	—
Прочие минералы	1,5	—	1,0	1,4	0,7	—	4,0	3,0	—

Примечание: 1 — меланократовые с микропертитом; 2 — гнейсовидные с цирконом; 3 — плотные фонолитовые; 4 — мелкозернистые с содалитом и канкринитом; 5 — порфиритовые с лепидомеланом; 6 — порфиритовые с беккелитом; 7, 8 — крупнозернистые; 9 — лейкократовые (Лучицкий, Лебедев, 1934).

броидами. Мариуполиты — типичные метасоматические образования, возникшие при автометаморфизме нефелиновых сиенитов. Процессы мариуполитизации пород сопровождаются перекристаллизацией вплоть до возникновения крупнозернистых шлировых гнезд и жил нефелин-сиенитовых пегматитов. Мариуполиты всегда ассоциируют с названными пегматитами. И мариуполиты, и пегматиты — продукты метасоматической дифференциации вещества жильных микрофойяитов завершающей интрузивной фазы (Царовский, 1958). Причиной мариуполитизации являлись летучие компоненты, накопившиеся в конечные этапы интрузивной деятельности (Елисеев и др., 1965).

Изотопный возраст мариуполитов 1500—1600 млн. лет (Елисеев и др., 1965).

С мариуполитами Приазовья связана редкометальная минерализация. Они также могут с успехом использоваться в качестве сырья для производства алюминия и цемента.

Таблица 36

Классификация мариуполитов по данным разных авторов
(Елисеев и др., 1965)

И. А. Морозевич (Morozewicz, 1930)	Л. Ф. Айнберг (1933)	И. Д. Царовский (1950—1952)	С. А. Руденко (1962)
1. Шлировый (лейкократовый) 2. Гнейсовидный (цирконовый) 3. Мелкозернистый (содалит- и канкринитсодержащий) 4. Порфировидный (лепидомелановый) 5. Порфировидный (беккелитсодержащий) 6. Крупнозернистый (нормальный) 7. Меланократовый (микроклинсодержащий) 8. Плотный фонолитовый	Текстурные типы 1. Мелкозернистый меланократовый 2. Плотный, роговикового сложения, лейкократовый 3. Гнейсовидный 4. Полосатый 5. Пегматитовый а) крупнозернистый б) порфировидный Минералогические типы 1. Гастингситовый 2. Эгириновый 3. Цирконовый 4. Слюдяной (лепидомелановый) 5. Содалитовый	Недифференцированые 1. Массивнокристаллический 2. Массивнопорфировидный Дифференцированные 3. Тонкополосчатый (роговикоподобный, плотный) 4. Ленточный 5. Груботрахитоидный 6. Пегматоидный Гибридные 7. Альбититы (краевая фация мариуполитов) 8—9. Слюдисто-альбитовые метасоматиты 10. Вырождающиеся (эгиринизированные и нефелинизированные альбититы)	Исходные 1. Мелкозернистый Возникающие на начальной и промежуточной стадиях перекристаллизации 1. Гнейсовидный 2. Полосчатый с текстурой: а) параллельнолейстовой; б) спутаннолейстовой; в) массивной; г) с порфиробластовой структурой и указанными выше текстурами основной ткани 3. Полосчато-пятнистый и пятнистый 4. С порфиробластовой структурой Пегматоидного строения 1. Пегматоидный альбит-нефелин-эгириновый 2. Микроклин-нефелин-эгириновый

Жильные щелочные и близкие к ним породы

Дайковые породы, по составу отвечающие сиениту и щелочному сиениту, преимущественно развиты на Приазовье и в Донбассе. По времени образования они разделяются на докембрийские и палеозойские. Первые наитеснейшим образом связаны с периодом становления приазовского граносиенитового комплекса, вторые — со временем заложения и развития Донецкой геосинклинали (Донбасс).

Среди даек докембрийского возраста можно выделить асхистовые и диасхистовые (Елисеев и др., 1965). Асхистовые дайки пространственно и генетически связаны с массивами сиенитов и граносиенитов: к ним относятся мелкозернистые сиениты (микросиениты), граносиениты, габбро-сиениты, сиенит-порфиры, сиенит-аплиты и сиенит-пегматиты.

Габбро-сиенит жильный (Лучицкий, Лебедев, 1934).

Мин. состав: плагиоклаз (андезин № 30), ромбический и моноклинный пироксены, оливин, титаномагнетит (до 10%), биотит.

Обнажается по б. Вали-Тарама (Приазовье). Жильный габбро-сиенит в пространственном отношении тяготеет к участкам развития граносиенитов.

Кварцевый сиенит жильный (Лебедев, Лучинская, 1971).

Мелкозернистый, светлый, розово-серый.

Структура порфировидная, основная масса аллотриоморфнозернистая. Размер фенокристаллов кварца и микроклина 2,5—3 мм.

Мин. состав: микроклин 30—35, андезин (№ 40—42) 18—26, кварц 15—25, роговая обманка 10—12, биотит 8—17. Акцессории — апатит, флюорит, сфен, магнетит. Встречаются единичные зерна кальцита, серицит, хлорит. В сиените наблюдаются локальные небольшие участки (обособления) *граносиенита,* представляющего собой мелко- и среднезернистую светлоокрашенную розовато-серую или красновато-серую породу. Мин. состав: микроклин 35,5, андезин (№ 40) 18,5, кварц 25, 3, роговая обманка 12,5, биотит 8,2.

Эти породы секут метаморфические образования Мариупольского месторождения и относятся к гипабиссальной фации приазовского граносиенитового комплекса.

Микросиениты описаны Л. Я. Ходюш и др. (1971) в составе жильных пород Мариупольского железорудного месторождения (Приазовье). Выделяются роговообманко-плагиоклазовые, роговообманко-биотит-плагиоклазовые, роговообманко-биотит-микроклин-плагиоклазовые разновидности микросиенитов.

Кварцевый микросиенит (Бернадская, 1961) — зеленовато-серая мелкозернистая порода с порфировой структурой. Структура основной массы призматически-зернистая.

Мин. состав: вкрапленники — измененный плагиоклаз (1,5×3,5 мм); основная масса — калишпат и хлорит, в незначительном количестве — кварц, биотит, рудные минералы (магнетит, пирит, пирротин, халькопирит, ильменит), апатит, сфен.

Хим. состав (табл. 37).

Кварцевый микросиенит слагает интрузивную залежь мощностью 40 м в средней части эффузивно-осадочной толщи, вскрытой Черниговской опорной скважиной (ДДВ).

Микросиенито-диорит (мангерит) (Лебедев, Лучинская, 1971). Мелкозернистая, темно-серая, жильная порода.

Структура монцонитовая.

Мин. состав: олигоклаз (№ 25) 24—30, калишпат 23—26, роговая обманка 22—30, кварц 5—8, биотит 4—17; акцессории — сфен и апатит (иногда до 3%).

Жилы мангерита секут метаморфические породы Мариупольского железорудного месторождения. Мощность жил не превышает нескольких метров. Они относятся к гипабиссальной фации приазовского граносиенитового комплекса. По мнению Ю. С. Лебедева, жильные сиенитовые породы могут сопровождаться богатым оруденением железа.

Микронордмаркит жильный (Лучицкий, Лебедев, 1934). Темный, мелкозернистый.

Структура гипидиоморфнозернистая.

Мин. состав: роговая обманка, пироксен (оранжево-желтый), полевой шпат, кварц. Главный минерал — щелочная роговая обманка. Образует таблитчатые зерна с изъеденными краями. Характерной особенностью породы являются крупные включения срастаний кварца и микроклин-пертита типа минеральных ксенолитов (округ-

Химический состав жильных щелочных и ассоциирующих с ними

№	SiO_2	TiO_2	Al_2O_3	Fe_2O_3	FeO	MnO	MgO	CaO
1	64,05	—	16,06	2,43	5,72	—	0,34	3,15
2	62,23	0,24	14,83	1,33	2,44	0,18	2,48	3,24
3	59,14	0,55	14,96	4,52	2,76	0,08	3,37	4,81
4	64,11	0,14	17.35	2,80	1,29	0,10	0,48	0,37
5	50,28	3,16	16,90	2,15	7,47	0,11	4,13	2,65
6	65,04	0,72	12,56	1,39	6,17	0,11	0,38	2,17
7	54,57	0,56	20,32	3,53	3,15	0,21	0,26	1,67
8	54,32	0,09	19,46	5,65	1,38	0,35	0,45	1,82
9	64,80	0,65	15,42	4,75	0,28	0,12	0,22	0,77
10	64,40	Сл.	18,17	3,55	0,87	0,03	0,11	0,43
11	57,18	0,28	19,89	3,74	4,32	0,14	0,63	0,64
12	46,12	3,30	16,33	6,80	6,19	1,25	4,43	6,82
13	46,15	2,60	15,01	4,16	8,09	0,27	5,15	8,01
14	38,86	2,98	11,18	9,37	7,49	—	7,78	12,44
15	39,62	0,53	12,98	7,58	5,47	0,15	9,93	10,55
16	43,30	1,14	11,99	3,37	5,24	0,18	13,66	10,19
17	50,06	1,85	20,00	3,14	3,08	0,21	3,13	3,05
18	74,70	0,30	10,31	2,20	2,64	0,11	0,11	0,28
19	52,61	1,65	14,96	7,49	3,53	0,08	4,23	5,25
20	58,62	0,40	18,88	1,14	3,04	0,07	1,19	2,71
21	59,30	0,65	11,57	5,88	3,69	0,25	4,93	4,90
22	38,99	4,99	10,80	6,19	15,19	0,32	6,21	10,58

Примечание: 1 — *ортофир*, с. Сухая Воля, Волынь (Лучицкий, Лебедев, *эдезит*, с. Новотроицкое, Донбасс, там же; 4 — *трахит*, б. Камышеваха, Донбасс, ская, 1961); 6 — *микронордмаркит жильный*, р. Кальчик, Приазовье (Лучицкий, азовье (Morozewicz, 1930); 8 — *микролаурдалит*, б. Вали-Тарама, Приазовье *сиенит-аплит*, Восточное Приазовье, там же; 11 — *сельвсбергит*, Октябрьский азовье, там же; 13 — *мончикит*, там же (Лучицкий, Лебедев, 1934); 14 — *джума с вкрапленниками оливина*, р. Крынка, зона сочленения Приазовья с Донбассом Донбасс (Бутурлинов, Панов, 1959); 17 — *тингуаит-порфир псевдолейцитовый*, гуант), р. Грузкий Еланчик, Донбасс (Лучицкий, Лебедев, 1934); 19 — *монцонит* новаха, юго-западная часть Донбасса (Макухина, 1961); 21 — *кератофир*, Малый район, Среднее Приднепровье (Туробова, 1973).

лые кристаллы кварца заключены в микроклине, окруженном широкой альбитовой каймой).

Хим. состав (см. табл. 37).

Дайки микронордмаркита обнажаются по р. Кальчику севернее с. Кремневки (Приазовье). Простирание северо-западное, мощность до 7 м. Одну из микронордмаркитовых даек, хорошо «отпрепарированную» и возвышающуюся над окружающей местностью севернее с. Кремневки, можно проследить по простиранию на расстояние свыше 200 м.

Таблица 37

пород, %

Na_2O	K_2O	P_2O_5	SO_3	CO_2	H_2O-	F	П.п.п	Сумма
2,64	4,63	—	—	—	—	—	—	99,02
2,74	5,57	0,11	0,02	—	0,22	—	4,99	100,62
4,29	3,68	0,34	0,07	—	0,23	—	1,43	100,23
6,44	5,28	0,04	0,13	—	0,10	—	0,98	99,61
2,53	4,93	0,57	0,05	—	1,06	—	4,58	100,57
3,05	5,04	0,19	—	—	—	—	1,29	100,11
8,78	5,85	—	—	—	—	—	—	99,80
10,40	5,31	—	—	—	—	—	0,20	99,43
11,27	1,08	0,07	—	—	0,11	0,11	0,80	100,45
7,57	4,07	—	—	—	0,22	—	0,37	99,79
5,44	2,72	—	—	—	1,94	—	0,67	99,59
4,48	2,82	—	—	—	0,65	—	1,82	99,71
4,40	2,26	0,70	—	—	0,26	—	4,09	100,01
1,56	2,27	—	—	—	0,51	—	5,13	99,57
4,30	1,27	1,02	—	0,70	—	1,23	4,33	99,66
1,56	2,95	—	0,29	3,63	2,64	—	2,00	100,88
2,99	8,17	0,17	0,12	0,46	0,37	—	2,93	99,73
4,18	4,72	—	—	—	0,26	—	0,43	100,24
2,42	4,51	—	0,14	1,01	2,33	—	2,77	100,65
5,63	5,00	0,17	0,03	—	0,52	—	2,14	99,54
4,35	0,64	0,35	—	1,03	0,90	—	1,23	99,67
2,63	0,70	0,44	0,80	0,90	0,02	—	1,58	100,32

1934); 2 — *трахидацит*, с. Новотроицкое, Донбасс (Макухина, 1961); 3 — *трахиан*там же; 5 — *микросиенит кварцевый*, Черниговская опорная скважина (Бернад-Лебедев, 1934); 7 — *тарамитовый фойяит жильный*, Октябрьский массив, При-(Кушев, 1964); 9 — *сиенито-пегматит*, Восточное Приазовье (Айнберг, 1933); 10 — массив, Приазовье, там же; 12 — *камптонит*, б. Вали-Тарама, Восточное При*рит*, с. Заможное, р. Кальмиус, Приазовье (Елисеев и др., 1965); 15 — *мончикит* (Лучицкий, Лебедев, 1934); 16 — *биотитовый камптонит*, Шахтинский район, р. Грузкий Еланчик, Донбасс (Царовский, 1963); 18 — *грорудит* (кварцевый тин*порфир*, Донбасс (Бутурлинов, Панов, 1959); 20 — *альбитофир*, р. Мокрая Вол-Карадаг, Горный Крым (Лебединский, Макаров, 1962); 22 — *камптонит*, Сурский

Сиенит-порфир. Этот сборный термин объединяет гипабиссальные породы как щелочных, так и нефелиновых сиенитов — сиенитовый порфир (Гинзберг, 1916; Morozewicz, 1930), кварцевый порфир с рибекитом (Morozewicz, 1930), фойяит-порфир (Царовский, Тимошенко, 1962), трахитовый порфир (Елисеев и др., 1965), нефелин-сиенитовый порфир (Morozewicz, 1930), эгирин-кварцевый порфир (Макухина, 1961). Перечисленные породы связаны с массивами щелочных сиенитов Приазовья и Приднепровья.

В Сущано-Пержанской зоне также встречаются сиенит-порфиры, залегающие в виде жил (или полос) различной мощности среди щелочных сиенитов (Беспалько, 1970). Среди них выделяются несколько разновидностей.

1. *Сиенит-порфир лампрофировый* (вогезит) представляет собой темно-серую, порфировую породу с тонкозернистой основной массой, с флюидальной текстурой и брусковидными вкрапленниками ортоклаза. В основной массе — биотит, амфибол, гранат, ортит, плагиоклаз (5—6%).

2. *Лейкократовые щелочные сиенит-порфиры.* Среди них выделяются ортофиры и гранатовые ортофиры (Беспалько, 1970). Ортофиры — сиреневато-бурые и темно-бурые порфировые породы, обогащенные вкрапленниками калишпата. Основная масса — кварц-альбитовый агрегат. Ортофир гранатовый — светлая порфировая порода с крупными выделениями альбитизированного калишпата и корродированных кристаллов граната (спессартин).

Ортофиры образуют жильные тела в северо-западной части УЩ, описаны В. Е. Тарасенко (1902), В. Н. Чирвинским (1928), В. И. Лучицким (Лучицкий, Лебедев, 1934), С. М. Рябоконем (1950) и др. Ортофир, обнажающийся около с. Чмеля, представляет собой темно-серую плотную роговикоподобную породу с рассеянными в ней мелкими кристалликами полевого шпата. Вкрапленники представлены ортоклазом и плагиоклазом. Основная масса состоит из ортоклаза, кварца и биотита, структура ее аллотриоморфнозернистая. Иногда полевой шпат основной массы образует удлиненные зерна, вытянутые в одном направлении, реже отмечается их радиально-лучистое расположение. Разновидности, сильно обогащенные роговой обманкой, выделяются как *амфиболовый ортофир* (окрестности с. Чмеля). Последний очень сходен с волынитом (отличается наличием ортоклаза).

Хим. состав (см. табл. 37).

Ортофиры образуют дайки различных размеров и ориентировки (преобладает северо-западная), секущие более древние кристаллические породы.

Тарамитовый фойяит жильный (Morozewicz, 1930). Син.—микрофойяит (Царовский, 1954).

Темно-серая, плотная, порфировидная порода иногда с отчетливой трахитоидной текстурой.

Структура гипидиоморфнозернистая, порфировая.

Мин. состав: калинатровый полевой шпат 50—55, нефелин 30, гастингсит (тарамит) 15, лепидомелан 1—2 (Елисеев и др., 1965). Порфировые вкрапленники представлены полевым шпатом (до 15 мм) и нефелином (до 3 мм). Полевой шпат — крипто- или микропертит. Альбит наблюдается исключительно в виде пертитовых вростков. Акцессории — циркон, апатит, флюорит.

Хим. состав (см. табл. 37).

Дайки тарамитового фойяита находятся среди пород Октябрьского массива.

Фонолитовый мариуполит (Morozewicz, 1930) представляет собой жильную разновидность нефелинового сиенита. Син.— дайковый пироксеновый нефелиновый сиенит (Елисеев и др., 1965).

Мин. состав: полевой шпат 45—50, нефелин 30, эгирин 20, лепидомелан до 1 (Елисеев и др., 1965). От амфиболовых разновидностей жильных нефелиновых пород отличается наличием эгирина и преобладанием в составе полевых шпатов альбита. Неальбитизированная разность выделяется И. А. Морозевичем как жильный эгириновый фойяит.

Фонолитовый мариуполит встречен среди сиенитов б. Вали-Тарама (Октябрьский массив), а также в виде даек среди анадольских гранитов (р. Кальчик, б. Каменная).

Микролаурдалит (Кушев, 1964) описан И. А. Морозевичем (Morozewicz, 1930) под названием эгириновый фойяит. Мелкозернистая зеленовато-серая порода с вкрапленниками калиевого полевого шпата (длина 2—5 мм) и зернами нефелина прямоугольных очертаний (0,5—1,5 мм). Основная масса сложена микроклин-микропертитом, нефелином, эгирин-авгитом, небольшим количеством щелочного амфибола и биотита. Акцессории — циркон, апатит, флюорит.

Микролаурдалит слагает дайку в нижнем течении б. Вали-Тарама в 13 км южнее Октябрьского массива. Дайка сечет гнейсы и мигматиты архейского возраста. Мощность ее 2—2,5 м, контакты с вмещающими породами резкие. Содержит ксенолиты гнейсов.

Сиенит-пегматиты описывались как щелочные пегматиты (Лучицкий, Лебедев, 1934), жильные сиениты (Айнберг, 1933). Представляют собой крупно- и гигантозернистые жильные сиенитовые породы.

Структура кристаллопризматическая (Айнберг, 1933), обычно сильно измененная процессами перекристаллизации и альбитизации вплоть до аллотриоморфнозернистой.

Мин. состав: микроклин-пертит 90—95, альбит и цветной минерал (эгирит-авгит, гастингсит, биотит) 10; акцессории — циркон, образующий крупные кристаллы (часто зональный), ильменит, магнетит (Елисеев и др., 1965). Калишпат образует призматические кристаллы размером 2—4 см. Альбит располагается в промежутках между зернами калишпата, часто интенсивно замещает калишпат (шахматный альбит). Иногда отмечаются гнезда натролита (б. Демьянова).

Хим. состав (см. табл. 37).

Вместе с сиенит-аплитами слагают жильные тела с нечеткими контурами, залегающие среди щелочных сиенитов и габброидов Октябрьского массива (Восточное Приазовье).

Количественные соотношения породообразующих минералов непостоянны, что позволяет выделить среди жильных сиенитов типичные пегматоидные разности, порфировидные и существенно полевошпатовые образования (Айнберг, 1933). Б. М. Куплетский (1930) разделяет пегматиты, связанные со щелочными сиенитами, на микроклин-эгириновый и микроклин-гастингситовый типы. Оба эти типа развиты по б. Вали-Тарама от с. Октябрьского до с. Калинино. Роговая обманка в составе последнего типа представлена своеобразной щелочной разновидностью с фтором — флюотарамит, по И. А. Морозевичу.

Пегматиты мариуполитовые (ультращелочные пегматиты) описаны Б. М. Куплетским (1930), Л. Ф. Айнберг (1933), И. Д. Царовским (1945, 1947), Н. А. Елисеевым и др. (1965) и др.

Мин. состав: микроклин, альбит, нефелин, эгирин, биотит, содалит, канкринит, циркон, флюорит.

Б. М. Куплетский (1930) выделил несколько типов мариуполитовых пегматитов: альбит-нефелиновый с эги-

рином; эгирин-нефелиновый с содалитом, цирконом и слюдой; нефелин-содалитовый тип с цирконом и натролитом.

Н. А. Елисеев и др. (1965) подразделяют пегматиты на две группы: а) нормальные нефелин-сиенитовые и б) альбитовые нефелин-сиенитовые (мариуполитовые). Пегматиты ассоциируют с мариуполитами Октябрьского массива (Приазовье).

Жильные диасхистовые породы протерозойского возраста Приазовья разделены на лейкократовые и меланократовые (лампрофиры). Лейкократовые разности тесно связаны с массивами граносиенитового комплекса и представлены сиенит-аплитами. Лампрофиры образовались в разломных зонах глубокого заложения. Пространственно они приурочены к определенным вытянутым участкам — дайковым поясам. Представлены сельвсбергитами, тингуаитами, камптонитами, мончикитами и др.

Сиенит-аплит (фельдшпатолит) описала Л. Ф. Айнберг (1933). Порода почти полностью сложена полевым шпатом. Можно выделить две разновидности: 1) существенно микроклин-пертитовую с крупнозернистой призматически-зернистой структурой и существенно альбитовую с микролитовой трахитоидной структурой. В обеих разновидностях имеются порфировые вкрапленники хорошо ограненного магнетита, почти всегда окруженного биотитовой каемкой. Иногда наблюдаются гнездовые скопления мелких зерен магнетита в ассоциации с бурым биотитом. Сиенит-аплит изредка обогащен крупными кристаллами циркона.

Хим. состав (см. табл. 37).

Сиенит-аплит ассоциирует с сиенит-пегматитом и развивается в виде маломощных жил среди сиенитов граносиенитового комплекса Восточного Приазовья.

Жильные тела сиенит-аплита залегают как среди щелочных сиенитов, так и среди основных пород Октябрьского массива, тяготея к периферическим его частям (особенно в северо-восточной части). Морфология тел разнообразная.

Ю. В. Кононов (1969) упоминает о сиенит-аплитах среди пород Корсунь-Новомиргородского плутона, а Ю. Ир. Половинкина (1954) наблюдала их в виде маломощных жил, секущих граниты и основные породы, по

р. Жереву у с. Млынов и по р. Ирше у с. Рудни-Шершневской (Коростенский плутон). Встречаются сиенит-аплиты и среди пород Сущано-Пержанской зоны (Беспалько, 1970).

Фельдшпатолит (Айнберг, 1933; Лучицкий, 1947е) выделяется как разновидность сиенит-аплита. Представляет собой жильную щелочную породу, сильно обогащенную полевым шпатом, преимущественно альбитом. Фельдшпатолит, по В. И. Лучицкому (1947е), сложен лейстами альбита, небольшим количеством нефелина и кристаллами циркона (до 4,3%). Эти породы можно также назвать альбититами или нефелиновыми альбититами.

Сельвсбергит (Айнберг, 1933). Темная, плотная, почти афанитовая порода.

Структура тонкомикролитовая.

Мин. состав: щелочной полевой шпат, биотит, рудный минерал. Биотит зеленовато-бурый, часто образует скопления псевдосферолитового типа.

Хим. состав (см. табл. 37).

Дайки сельвсбергита (мощность до 4 м) секут сиениты Октябрьского массива или вмещающие гнейсы. По химизму соответствуют тингуаитам.

Кампгонит (Айнберг, 1933; Лучицкий, Лебедев, 1934) — плотная порфировидная порода темного цвета. Основную массу слагают полевой шпат и амфибол (близок к синтагматиту). Они же образуют вкрапленники. Среди вкрапленников иногда преобладает пироксен (эгирин). В породе также отмечаются многочисленные выделения округлой формы, сложенные мелкочешуйчатой зеленой слюдой и титаномагнетитом, образовавшимися по первичному оливину. Иногда в центре таких выделений наблюдается гранат. Кампгонит с пироксеновыми вкрапленниками (авгит, титанавгит) описан П. И. Лебедевым (Лучицкий, Лебедев, 1934). Пироксен иногда обрастает каймой эгирина. Много игольчатого эгирина находится в основной массе, которая состоит преимущественно из плагиоклаза и кальцита с примесью биотита. Оливин полностью разложен.

Изотопный возраст кампгонита 1440 млн. лет (Елисеев и др., 1965).

Дайки кампгонита встречаются также в районе Сурских магнитных аномалий Среднего Приднепровья

(Туробова, 1973). Камптонит темно-серый, мелкозернистый, массивный.

Структура порфировидная.

Мин. состав: титанавгит 30, баркевикит 35, альбит 30; акцессории — апатит, титаномагнетит, сфен. В альбите наблюдаются реликты основного плагиоклаза. Пироксен обычно замещен бесцветным амфиболом, карбонатом, биотитом, хлоритом, цоизитом.

Хим. состав (см. табл. 37).

Дайки секут амфиболиты Сурского района. На контакте амфиболиты изменены вплоть до превращения в альбит-хлоритовые сланцы с кварцевыми прожилками. Мощность даек 8—10 м.

Камптонит с. Покрово-Киреева (Елисеев и др., 1965) отличается от мончикита мелкозернистым плотным сложением и полнокристаллической структурой.

Мин. состав: титанистый авгит, баркевикитовая роговая обманка, оливин и плагиоклаз. Весьма характерен флогопитовый биотит. По данным Н. В. Бутурлинова и Б. Г. Панова (1959), мин. состав камптонита: авгит 31,8, плагиоклаз 25, баркевикит 15,2, оливин (иддингсит по оливину) 15,8, стекло 5,8, рудные минералы 5,6; акцессории — апатит, флюорит.

Камптонит биотитовый (Бутурлинов, Панов, 1959).

Мин. состав: плагиоклаз 34,8, авгит 18,0, биотит 31,9, псевдоморфозы иддингсита по оливину 10,3, рудные минералы 5,0, акцессории — апатит.

Вскрыт скважиной на гл. 341 м в Шахтинском районе Донбасса.

Мончикит (Лучицкий, Лебедев, 1934; Елисеев и др., 1965) — плотная темно-серая или почти черная порода с крупными выделениями черной роговой обманки и округлых зерен полевого шпата. В породе преобладает коричневая баркевикитовая роговая обманка (до 50%) с характерной зональностью: внутренняя зона неправильной расплывчатой формы интенсивно коричневого цвета, внешняя — зеленая, с правильными контурами. Содержатся также зеленая роговая обманка (арфведсонит) и анальцим, образующий крупные, иногда несколько оплавленные, кристаллы. Основная масса весьма мелкозернистая, является продуктом раскристаллизации стекла и состоит из основного плагиоклаза ,кальцита и выделений анальцима.

Хим. состав (см. табл. 37).

Дайки камптонитов и мончикитов широко распространены среди докембрийских пород Восточного Приазовья (р. Кальмиус).

Мончикит с. Покрово-Киреева (Елисеев и др., 1965) характеризуется порфировой структурой с крупными выделениями авгита и биотита. Содержатся также оливин и роговая обманка. Акцессории — апатит, флюорит, рудный минерал. Раскристаллизованная основная масса сложена анальцимом, кальцитом, нефелином, мелилитом и андезином.

Хим. состав (см. табл. 37).

Встречаются мончикиты и с брекчиевидной структурой, а также разности, представляющие собой эруптивную брекчию с мончикитовым цементом.

Джумарит (Елисеев и др., 1965) представляет собой темно-зеленую плотную афанитовую породу с хорошо развитой концентрически-скорлуповатой отдельностью. Характерна неполнокристаллическая структура, причем стекловатый базис полностью замещен тонкочешуйчатым хлоритом. В основной массе заключены идиоморфные кристаллы пироксена (титанавгит), замещаемого бурой роговой обманкой (близка к титанистой разности — синтагматиту).

Хим. состав (см. табл. 37).

Дайка джумарита встречена по р. Кальмиусу возле с. Чермалыка. Интересно, что щелочные лампрофировые породы (щелочные лампрофиры) в пределах дайковых поясов ассоциируют с основными и средними лампрофирами и пространственно тяготеют к участкам развития пород приазовского граносиенитового комплекса (р. Кальчик, с. Красновка, балки Вали-Тарама, Полковая и др.).

В зоне сочленения Приазовья с Донбассом (Покрово-Киреевская структура и др.) развиты щелочные жильные породы палеозойского возраста (камптониты, мончикиты, тингуаиты, грорудиты и др.).

Тингуаит-порфир псевдолейцитовый (Царовский, 1963).

Жильная темно-серая, почти черная со слабым зеленоватым оттенком, мелкопорфировидная порода. Во вкрапленниках наблюдается полевой шпат, замещенный цеолитами или карбонатом. По данным И. Д. Царовско-

го, в породе имеются выделения псевдолейцита (псевдоморфозы ортоклаза и нефелина).

Хим. состав (см. табл. 37).

Тингуаит-порфир слагает жилу, секущую малиньиты Покрово-Киреевской структуры (верховье Грузкого Еланчика).

Грорудит (кварцевый тингуаит, кварцевый эгириновый порфир, микрогранитовый порфир с эгирином). Описан И. А. Морозевичем (1903), В. И. Лучицким и П. И. Лебедевым (1934), Н. Л. Елисеевым и др. (1965) и др. Это темно-серая, плотная, порфировидная жильная порода.

Структура порфировая, с витрофировой и гранофировой основной массой. Вкрапленники представлены кварцем, щелочным полевым шпатом, а также игольчатыми кристаллами эгирина, имеющими линейную ориентировку, а иногда при значительном содержании и переплетении создающие характерную войлочную структуру.

Хим. состав (см. табл. 37).

Грорудит Приазовья впервые описан И. А. Морозевичем (1903), который обнаружил две дайки северо-западного простирания мощностью 7 и 13 м, сложенные этой породой. Обнажается по рекам Крынке и Кальмиусу в районе с. Васильевки, а также по р. Грузкому Еланчику (кварцевый эгириновый порфир или кварцевый тингуаит). Микрогранитовые эгириновые порфиры встречаются в виде даек в окрестностях с. Каракубы.

По данным Н. В. Бутурлинова и др. (1972), дайки грорудитов, так же как и других щелочных лампрофиров, прорывают эффузивы девонской антон-тарамской свиты и относятся ко второму магматическому комплексу Донбасса (верхний девон — нижний карбон) (Бутурлинов и др., 1968). Изотопный возраст пород комплекса 330 млн. лет (Бутурлинов и др., 1972).

Монцонит-порфир (Бутурлинов, Панов, 1959).

Плотная, мелкозернистая, почти черная порода с ясно выраженной порфировой структурой.

Мин. состав: основная масса состоит из лейст андезина (№ 40—42) и калишпата, образующего каемки вокруг андезина; в небольшом количестве содержатся магнетит, апатит и пироксен (диопсид). Вкрапленники представлены основным лабрадором (№ 60—63).

Хим. состав (см. табл. 37).

Монцонит-порфир слагает магматическую залежь среди песчано-глинистых пород карбона (юго-западная часть Донбасса, с. Марьяновка). Аргиллиты юрского возраста перекрывают залежь, залегая на ее размытой поверхности. Возраст монцонит-порфира предположительно послекарбоновый.

Трахит (Макухина, 1961) — розово-коричневая и кирпично-красная, плотная порода с тонкоплитчатой отдельностью. Наблюдаются редкие вкрапленники полевого шпата и измененного цветного минерала.

Структура основной массы ортофировая или трахитоидная.

Мин. состав: вкрапленники — плагиоклаз (№ 2—8), ортоклаз, пироксен, зеленая роговая обманка; основная масса сложена лейстами (0,06—0,1 мм) пелитизированного ортоклаза и альбита. В небольшом количестве в основной массе содержатся моноклинный пироксен, роговая обманка, биотит, магнетит, апатит, сфен, хлорит, эпидот, лотрит, кальцит и кварц.

Хим. состав (см. табл. 37).

Трахит образует межпластовые интрузивные залежи, штокообразные и жильные тела, секущие докембрийские кристаллические породы, песчаники и основные эффузивы девона, отложения турнейского яруса зоны сочленения Приазовья с Донбассом. Межпластовая трахитовая интрузия наблюдается по р. Мокрой Волновахе выше с. Раздольного, в толще известняков карбона. Дайки трахита мощностью 1—5 м приурочены к разломам северо-западного простирания.

Трахиандезит (Макухина, 1961) — розовато-серая и серая порфировая порода с тонкозернистой, почти афанитовой основной массой, в которой рассеяны крупные порфировые вкрапленники (0,2—1,0 см) розового полевого шпата и удлиненные кристаллы роговой обманки.

Структура основной массы микролитовая, местами микропойкилитовая.

Мин. состав: вкрапленники — плагиоклаз (№ 31—42) 8—40,0, роговая обманка 6,0—17,0, ортоклаз 0,1, биотит 0,1; основная масса (плагиоклаз, калишпат, кварц, роговая обманка, биотит, кварц) 53,6—74,7; акцессории — апатит, сфен, магнетит, пирит, циркон, гранат, анатаз.

Хим. состав (см. табл. 37).

Трахиандезит широко развит среди нижнекарбоновых отложений по р. Сухой Волновахе (с. Новотроицкое). Образует дайки, штоки, межпластовые интрузии, лакколитоподобные и неопределенной формы несогласно залегающие тела. Некоторые тела вытянуты в субмеридиональном направлении и прослеживаются на расстояние до 3 км при ширине 250—300 м.

Трахидацит (Макухина, 1961) — буровато-желтая или желтовато-серая порфировая порода с полнокристаллической основной массой. Вкрапленники (2—10 мм), составляющие 10—15% объема породы, представлены ортоклазом, плагиоклазом (№ 30—36) и кварцем, очень редко обыкновенной роговой обманкой и биотитом. Основная масса сильно изменена — пелитизированный ортоклаз, серицитизированный плагиоклаз (альбит и олигоклаз), незначительное количество кварца и лимонитизированного рудного минерала. Акцессории — апатит, циркон, сфен, рутил, анатаз.

Структура микроксеноморфнозернистая, участками микропойкилитовая.

Хим. состав (см. табл. 37).

Трахидацит обнажается по б. Грициковой, возле с. Новотроицкого. В этом же районе вскрыт скважинами. Слагает дайки, секущие доломиты нижнего карбона. В скважине в районе б. Мокрой Мандрыкиной сечет трахиандезит, содержит ксенолиты трахиандезита.

Трахидациты установлены также среди вулканитов Болтышской впадины (Кировоградский район). Появление их связано с последним этапом активизации платформы.

Изотопный возраст трахидацитов 54—70 млн. лет (Усенко и др., 1972в).

Альбитофиры (альбитизированные трахиандезиты) — розовые или кирпично-красные порфировые, реже афировые породы (Макухина, 1961).

Структура порфировая с трахитовой или ортофировой основной массой.

Мин. состав: вкрапленники — плагиоклаз (№ 7—18), калишпат (ортоклаз и ортоклаз-пертит), роговая обманка, пироксен, биотит; основная масса — таблитчатые, изометричные и лейстовидные кристаллы альбита и ортоклаза и располагающиеся между ними мелкие зерна кварца, апатита ,магнетита, пирита, анатаза, хлорита,

эпидота и карбоната. Цветные минералы вкрапленников замещены хлоритом, эпидотом, кальцитом и флюоритом.

Хим. состав (см. табл. 37).

По данным А. А. Макухиной, альбитофиры представляют собой альбитизированные трахиандезиты. Распространены по р. Мокрой Волновахе, где залегают в виде даек и штоков среди пород нижнего карбона и мигматитов докембрия. Сравнительно крупное тело альбитофира наблюдается вблизи устья б. Камышевахи. Тело сечет волновахский гранодиорит и известняки нижнего карбона. Наблюдается пересечение дайками альбитофира покровных базальтов зоны сочленения Приазовья с Донбассом.

Альбитофиры, залегающие среди эффузивных пород девона и вскрытые Черниговской опорной скважиной, описаны Л. Г. Бернадской (1961).

Кератофиры (Макухина, 1961; Лебединский, Макаров, 1962; и др.) — серо-коричневые и розовато-красные, миндалекаменные неяснопорфировые породы.

Структура порфировая с трахитовой и гиалопилитовой основной массой.

Мин. состав кератофиров Донбасса: вкрапленники — плагиоклаз (преимущественно альбит), ортоклаз, пироксен, биотит; основная масса — альбит, рудный минерал, апатит, титанит, хлорит, кварц (Макухина, 1961). Кератофиры Крыма имеют такой мин. состав: вкрапленники — альбит 6,4, авгит 11,2, хлоритизированный пироксен 5,4; основная масса (микролиты плагиоклаза, хлорит) 75,7 (Лебединский, Макаров, 1962).

Хим. состав (см. табл. 37).

Кератофиры слабо развиты среди вулканитов юго-западной части Донбасса и Горного Крыма. По б. Камышевахе (Донбасс) они образуют дайку мощностью около 1 м, секущую спилиты. Иногда переслаиваются с кератоспилитами (с. Николаевка). Часто встречаются среди галек конгломератов «бурого» девона. В Крыму кератофиры наблюдаются в составе лавовых потоков в долине Салгира (с. Лозовое) и в районе Карадага.

Порфирит шонкинитовый (Бутурлинов, Панов, 1959; Макухина, 1961; и др.) — темно-серая, почти черная с зеленоватым оттенком, плотная порода с порфировой структурой.

Мин. состав: вкрапленники — оливин 10—20, клинопироксен 15—20; основная масса — плагиоклаз (№ 14), анортоклаз 40—50, рудный минерал (титаномагнетит и ильменит), апатит; вторичные минералы — серпентин, хлорит, актинолит, боулингит, кальцит. Отношение объема вкрапленников к основной массе 1 : 4.

Хим. состав (см. табл. 20).

Шонкинитовый порфирит слагает дайку мощностью около 4 м, секущую песчано-глинистые породы среднего карбона Донбасса (шахта № 12 Трудовского рудника). Дайка сечет также пласт антрацита, изменяя его в зоне контакта (спекание).

Часть II

МЕТАМОРФИЧЕСКИЕ И УЛЬТРАМЕТАМОРФИЧЕСКИЕ ПОРОДЫ

Под метаморфизмом понимаются такие процессы, при которых структурные и минеральные превращения горных пород происходят в твердом состоянии в результате изменения температуры и давления или под воздействием химически активных веществ.

Изменение температуры и давления в первую очередь связано с расстоянием от земной поверхности. Известно, что с глубиной температура в земной коре повышается в среднем до 30—40° на километр погружения в пределах сейсмически активных регионов и молодых горных сооружений (на Украине — Крым и Карпаты) и до 8—10° на километр на древних платформах (Украинский щит). Основной причиной разогрева земных недр считается выделение тепла при распаде радиоактивных элементов. Допускается, что значительное количество тепла может выделяться также в результате механических перемещений вещества в недрах планеты под действием гравитации, ротационных сил и пр. Следовательно, на глубинах порядка 15—20 км в сейсмически активных регионах можно ожидать температуру равную 600—800° С. Кроме того, аномальные повышения температуры в земной коре могут быть связаны с подъемом из больших глубин магматических масс, горячих растворов и флюидов.

Давление обусловлено прежде всего гравитационными силами, массой перекрывающих пород. Это гидростатическое давление, или давление нагрузки, которое равномерно увеличивается в среднем на 300 атм с каждым километром погружения и на глубине 15—20 км достигает 4—6 тыс. атм. Однако в тектонически подвижных участках земной коры часто отмечаются существенные перепады гидростатического давления, не зависящие от глубины погружения, а обусловленные либо тектониче-

скими факторами, либо происходящими в недрах планеты физико-химическими процессами. В верхней части земной коры проявляется также одностороннее давление (стресс), связанное с перемещениями отдельных блоков или горообразовательными процессами.

К числу наиболее активных веществ, оказывающих химическое воздействие на горные породы при их метаморфизме, относятся вода и углекислота. Даже незначительное количество воды образует поровые растворы, способствующие протеканию метаморфических реакций. Диффузия растворенных компонентов и их взаимодействие с породообразующим веществом приводит к громадным по масштабам химическим преобразованиям горных пород, выражающимся в частичном или полном замещении одних минералов другими (метасоматоз).

Перечисленные факторы проявляются совместно, но чаще с преобладанием какого-либо из них. В зависимости от того, какие факторы оказывают решающее влияние на преобразование горных пород, выделяют и соответствующие типы метаморфизма.

Региональный динамотермальный метаморфизм. Обусловлен совместным действием температуры, давления, активных растворов и флюидов при ведущей роли двух первых факторов. Проявляется на обширных площадях и неразрывно связан с интенсивными тектоническими движениями.

Контактовый метаморфизм. Вызывается температурным воздействием внедренных магматических масс на окружающие породы. Проявляется локально у контактов мощных магматических интрузий и, в меньшей степени, лавовых покровов и потоков.

Метасоматоз. Протекает под воздействием химически активных растворов и флюидов разного происхождения (ювенильных подкоровых, магматогенных, метаморфогенных). Замещение одних минералов другими происходит при постоянном объеме системы, а преобразуемая порода все время остается в твердом состоянии.

Динамический (катакластический) метаморфизм. Связан главным образом с односторонним давлением, приводящим к интенсивному дроблению горных пород. Проявляется в зонах разломов.

Ультраметаморфизм вызывается действием тех же факторов, что и региональный динамотермальный

метаморфизм, однако характерна более интенсивная роль химически активных агентов, что приводит к существенному химическому преобразованию исходных пород. Кроме того, ультраметаморфизм сопровождается частичным плавлением (анатексис) и перемещением как возникающего расплава, так и приобретающих подвижность насыщенных этим расплавом твердых пород (реоморфизм).

Ультраметаморфизм проявляется, как правило, регионально, на значительных глубинах (соответствующих уровню амфиболитовой и гранулитовой фаций регионального метаморфизма).

ПРОДУКТЫ РЕГИОНАЛЬНОГО ДИНАМОТЕРМАЛЬНОГО МЕТАМОРФИЗМА

В основу классификации продуктов регионального метаморфизма положен, с одной стороны, состав исходных пород, определяющий главным образом химизм этих продуктов, а с другой — степень метаморфизма, от которой зависят минеральный состав, структура и текстура метаморфических пород. По химическому составу выделяются следующие группы пород, соответствующие изохимическим рядам Н. П. Семененко (1956): 1) железисто-кремнистые; 2) кремнистые; 3) карбонатные и известково-силикатные; 4) высокоглиноземистые; 5) кислые; 6) основные; 7) ультраосновные.

Для разделения продуктов регионального метаморфизма, образовавшихся при разных температурах и давлениях, пользуются понятием метаморфической или минеральной фации (Eskola, 1921). В породах, относящихся к одной фации, т. е. сформированных в одинаковых или близких термодинамических условиях, минеральный состав зависит только от химического состава. Первичные породы различного минерального состава, структуры и генезиса, но сходные по химизму, в условиях одной и той же метаморфической фации приобретают одинаковый минеральный состав и структуру. На Украине известны образования зеленосланцевой, эпидот-амфиболитовой, амфиболитовой и гранулитовой фаций.

Породы наиболее низкотемпературной, зеленосланцевой, фации развиты на УЩ в Криворожском железорудном районе, в Конкском, Сурском, Чертомлыкско-Соленовском и Верховцевском районах и на крайнем северо-

западе щита. Встречаются они также в составе домезозойского метаморфического комплекса Украинских Карпат. Образования зеленосланцевой фации можно разделить на две субфации. К мусковит-хлоритовой субфации относятся парагенезисы: магнетит — сидерит — кварц или магнетит — сидерит — хлорит — кварц; серицит — хлорит — кварц — альбит; мусковит — хлорит — альбит; хлорит — тальк — карбонаты — серпентин; кальцит — доломит. В условиях более высоких давлений и температур снижается роль хлорита, а за его счет развивается биотит; мусковит-хлоритовая субфация сменяется биотит-хлоритовой. Для последней характерны парагенезисы: серицит — хлорит — биотит; серицит — биотит — гранат; хлорит — биотит — гранат; хлорит — куммингтонит — биотит (+магнетит и кварц); серицит — хлорит — хлоритоид; эпидот — альбит — актинолит; альбит — хлорит — биотит; актинолит (тремолит) — хлорит — тальк— карбонаты.

Предполагается, что породы зеленосланцевой фации УЩ формировались при температуре, близкой к 450° С, и давлении, равном 3—4 кбар.

Породы эпидот-амфиболитовой фации развиты преимущественно совместно с породами зеленосланцевой фации и не всегда четко выделяются. Наиболее характерными парагенезисами этой фации являются: биотит — куммингтонит — кварц — магнетит; гранат — биотит — куммингтонит — кварц — магнетит; гранат — куммингтонит — кварц — магнетит; мусковит — биотит — кварц; гранат — мусковит — биотит — кварц; мусковит — ставролит — кварц; ставролит — кварц — андалузит; актинолитовая роговая обманка — плагиоклаз № 25— эпидот; антофиллит — тремолит — форстерит; антофиллит — тремолит — кварц; актинолит — антофиллит. Температуры формирования этих ассоциаций 450—550° С.

Породы амфиболитовой фации среди продуктов регионального метаморфизма распространены на Украине наиболее широко. Для домезозойского метаморфического комплекса Карпат метаморфизм в условиях амфиболитовой фации был предельным и проявился повсеместно (Данилович, 1970). Образования зеленосланцевой и эпидот-амфиболитовой фаций являются здесь диафторитами, возникшими вследствие переработки амфиболитовых парагенезисов при более низкотемпературных метамор-

фических процессах следующего этапа. На УЩ различаются продукты прогрессивного и регрессивного метаморфизма в условиях амфиболитовой фации. Первые развиты сравнительно ограниченно; достоверно они установлены в бассейне Тетерева, на Ингуло-Ингулецком водоразделе и в Западном Приазовье. На щите преобладают породы амфиболитовой фации, образовавшиеся вследствие диафтореза более высокотемпературных продуктов.

Для амфиболитовой фации наиболее характерны следующие минеральные ассоциации: роговая обманка — плагиоклаз № 30—45; роговая обманка — диопсид — плагиоклаз; роговая обманка — куммингтонит — плагиоклаз; биотит — силлиманит — плагиоклаз — ортоклаз — кварц; биотит — силлиманит — кордиерит — плагиоклаз — микроклин — кварц; гранат — биотит — силлиманит — кордиерит — плагиоклаз — микроклин — кварц; гранат — биотит — плагиоклаз — микроклин — кварц; диопсид — кальцит — доломит — сфен; диопсид — флогопит — тремолит — кальцит — доломит — сфен; диопсид — флогопит — тремолит — кальцит — доломит. Широко распространены биотитовые и роговообманко-биотитовые гнейсы, встречаются роговообманко-магнетитовые и куммингтонит-магнетитовые кварциты, фаялит-гиперстен-кварцевые и другие высокожелезистые кристаллические сланцы.

Образование пород амфиболитовой фации происходило в интервале температур 550—650° С.

Породы гранулитовой фации развиты в юго-западной части УЩ, прослеживаются в виде отдельных участков вдоль рек Днестра и Южного Буга и дальше на юго-восток почти до р. Ингульца. Бурением они выявлены в пределах Орехово-Павлоградской полосы. В Приазовском блоке ими сложены небольшие реликтовые останцы среди пород амфиболитовой фации.

Типичные парагенезисы гранулитовой фации: гиперстен — диопсид — плагиоклаз; гиперстен — диопсид — гранат — плагиоклаз (иногда с бурой роговой обманкой); гранат — кордиерит — силлиманит — плагиоклаз — ортоклаз — кварц; гиперстен — гранат — плагиоклаз — кварц; гиперстен — гранат — плагиоклаз — ортоклаз — кварц; форстерит — кальцит — доломит; форстерит — флогопит; гранат — феррисалит — плагиоклаз; гиперстен — диопсид — гранат — кварц — магнетит — ильменит.

Температура формирования пород гранулитовой фации 680—780° С, давление 6—8 кбар.

Ниже приведены термины, которыми пользуются в украинской петрографической литературе при определении продуктов регионального динамотермального метаморфизма.

Филлит. Плотная сланцеватая порода, сложенная в основном серицитом и кварцем с незначительной примесью хлорита, биотита и др. Продукт одной из начальных стадий динамотермального метаморфизма глинистых сланцев.

Сланец. Мелко- или среднечешуйчатая порода, сложенная слюдами, хлоритами, тальком, актинолитом, эпидотом, иногда глинистыми минералами, а также кварцем и альбитом. Характерна сланцеватая текстура, выражающаяся в способности этих пород раскалываться на тонкие плитки. Представляет собой высокоглиноземистые, основные, ультраосновные, частично железисто-кремнистые и кислые породы, переработанные в условиях низких ступеней метаморфизма (зеленосланцевая и эпидот-амфиболитовая фации).

Кристаллический сланец. Порода с гнейсовой текстурой, обусловленной плоскостной или линейной ориентировкой листоватых и таблитчатых минералов. Состоит из темноцветных минералов (чаще всего слюд, амфиболов или пироксенов) с кварцем и плагиоклазом или без них. Для кристаллических сланцев характерна довольно грубая плитчатая отдельность (раскалываются на толстые неровные плитки). Представляет собой ультраосновные, частично основные, кислые, железисто-кремнистые и высокоглиноземистые породы, метаморфизованные в условиях амфиболитовой или гранулитовой фации.

Гнейс. Разновидность кристаллического сланца. В гнейсах, которые по минеральному и химическому составу соответствуют гранитоидам, в больших количествах содержатся полевые шпаты и кварц. Темноцветные минералы представлены преимущественно амфиболами, слюдами и пироксенами. Представляют собой кислые и высокоглиноземистые породы, метаморфизованные в условиях амфиболитовой и гранулитовой фации.

Амфиболит. Разновидность кристаллического сланца. Мелко-, средне-, реже крупнозернистая порода с массивной или гнейсовой текстурой, состоящая в основном

из амфиболов и плагиоклазов. Представляет собой основные породы, метаморфизованные в условиях амфиболитовой или эпидот-амфиболитовой фации.

Роговик (микрокварцит). Мелкозернистая, почти афанитовая, обычно полосчатая, лишенная сланцеватости порода, состоящая из кварца, магнетита или гематита и темноцветных силикатных минералов. Представляет собой железисто-кремнистые и кремнистые породы, переработанные в условиях низких ступеней метаморфизма.

Джеспилит. Тонкополосчатая, обогащенная железорудными минералами разновидность роговиков (микрокварцитов).

Кварцит. Массивная, неясно-зернистая, почти сливная порода, состоящая в основном из кварца с незначительной примесью других минералов. Представляет собой кремнистые породы, переработанные в условиях разных фаций метаморфизма.

Железистый кварцит. Средне- или крупнозернистая метаморфическая порода, массивная или полосчатая, состоящая из кварца, магнетита или гематита с примесью силикатных минералов или без них. Более глубоко метаморфизованный аналог (амфиболитовая и гранулитовая фации) железистого роговика.

Известняк кристаллический, или мрамор. Метаморфическая порода, состоящая в основном из кальцита или доломита (доломитовый мрамор). Относится к карбонатным породам разных фаций метаморфизма.

Кальцифир. Метаморфическая порода, состоящая из кальцита и силикатов (пироксена, граната, слюд, эпидота и др.). Относится к карбонатным породам, метаморфизованным в условиях амфиболитовой или гранулитовой фаций при значительном участии метасоматических процессов.

Железисто-кремнистые породы

Железисто-кремнистые породы характеризуются прежде всего повышенным содержанием минералов, обогащенных железом, представленных окислами (магнетит и гематит), реже карбонатами (сидерит, анкерит) или высокожелезистыми силикатами. Кремнезем чаще всего вы-

деляется в свободной минеральной форме (кварц), реже входит в состав силикатов.

По составу и структурно-текстурным признакам, которые частично определяются особенностями первичных осадков, а в значительной степени зависят и от условий метаморфизма, среди железисто-кремнистых пород выделяются следующие типы: 1) железистые роговики и джеспилиты; 2) железисто-силикатные роговики; 3) железисто-силикатные сланцы; 4) железистые кварциты; 5) железисто-силикатные кристаллические сланцы.

ЖЕЛЕЗИСТЫЕ РОГОВИКИ И ДЖЕСПИЛИТЫ

Применительно к железисто-кремнистым породам Украины эти термины введены П. П. Пятницким (1925). До него описываемые породы назывались железистыми кварцитами. Некоторые исследователи (Танатар, 1948, 1954; Половинкина, 1950б; и др.) настаивают на сохранении за этими породами названия *железистый кварцит (или микрокварцит)*, так как роговиками в советской геологической литературе принято называть контактово-метаморфические породы.

Принимая это во внимание, а также учитывая специфичность текстуры и структуры рассматриваемых пород, что заметно отличает их от обычных кварцитов и железистых кварцитов, их следовало бы называть *микрокварцитами*. Тем не менее здесь они описываются под более распространенным до настоящего времени названием.

Железистые роговики (микрокварциты) — это плотные, слоистые, тонкополосчатые породы темно-красного, серого, реже синевато-серого цвета с раковистым или занозистым изломом. Полосчатость обусловлена чередованием тонких (до 1—2,5, реже 10 мм) рудных и безрудных прослойков. Первые, сложенные магнетитом или гематитом, имеют темно-серую, красновато- либо синевато-черную окраску; безрудные, существенно кварцевого состава, обычно белые или серые. Рудные прослойки в железистых роговиках часто прерывистые, с затеками в сторону безрудных прослоев.

Джеспилиты — это наиболее тонкополосчатые разности железистых роговиков, несколько обогащенные железом (37—43% по сравнению с 20—35% в обычных железистых роговиках). Безрудные прослои в их составе

имеют подчиненное значение, уступая малорудным гематит-кварцевым с розовой или красной окраской.

Железистые роговики и джеспилиты развиты преимущественно в Криворожском и Кременчугском железорудных районах. Приурочены к средней части разреза криворожской серии (нижний протерозой, 2600—2000 млн. лет), слагая здесь (при подчиненной роли железисто-силикатных роговиков и сланцев) несколько горизонтов (в Кривбассе семь).

Первичным материалом для этих пород послужили глубоководные химические осадки железисто-кремнистого или железисто-карбонатно-кремнистого состава. Образовались осадки, по мнению одних исследователей (Пятницкий, 1925; Свитальский и др., 1932; Белевцев и др., 1957), за счет выветривания древних кристаллических пород и переноса водными потоками продуктов разрушения в растворенном состоянии; другие (Семененко и др., 1956) допускают существенную или даже ведущую роль в процессе образования этих осадков подводной вулканической (фумарольной) деятельности.

Существуют и оригинальные взгляды на генезис рассматриваемых пород. И. И. Танатар (1926а) приписывал им магматическое происхождение. Некоторые исследователи допускают их образование в результате процессов метаморфической дифференциации (Слензак, 1965) или железистого метасоматоза (Князев и др., 1968, 1972).

Железистые роговики и джеспилиты представляют собой бедные железные руды. Совместно с залегающими среди них богатыми железными рудами они разрабатываются в Криворожском, Кременчугском и Белозерском бассейнах в многочисленных открытых и подземных горных выработках.

Железистые роговики и джеспилиты с красивым полосчатым рисунком, хорошо выделяющимся на пришлифованных и полированных поверхностях, используются в качестве декоративного и поделочного камня.

Роговик сидерит-магнетитовый (и магнетит-сидеритовый) (Свитальский и др., 1932; Семененко, 1947; Макухина, 1956). Тонкополосчатая, реже средне- и грубополосчатая, серая или темно-серая порода, состоящая из темных рудных, светло-серых кварцевых и желтовато-серых карбонатных прослоев.

Структура нерудных прослоев гранобластовая, роговиковая, рудных — сростково-гранобластовая; р. з. 0,02—0,05 мм.

Мин. состав: кварц 22—63, магнетит 10—68, сидерит 5—42; второстепенные минералы — хлорит, эпидот, роговая обманка; акцессории — пирит, апатит, турмалин. Сидерит замещается магнетитом.

Хим. состав (табл. 38).

Физ. свойства: $\sigma = (3{,}25)$, $\varkappa = (63\,500)$, $I_r = (39\,000)$ (Бакланов и др., 1972).

Сидерит-магнетитовый роговик в Кременчугском железорудном районе совместно с железистыми и железисто-силикатными роговиками другого состава слагает пачки мощностью по 100—300 м. Эти породы представляют промышленный интерес как комплексные железо-редкометальные руды (Бордунов, 1967). Сидерит-магнетитовый роговик встречается также среди хлоритовых сланцев на левом берегу Ингульца выше Нового Кривого Рога и на правом берегу Саксагани в районе рудника им. Артема (Белевцев и др., 1957). В виде маломощных прослоев среди сланцев и магнетитовых роговиков установлен на Попельнастовском участке Правобережных аномалий (Половко, Жуков, 1956). На Домотканском, Западногрpreновском, Тепловском и Алферовском участках Верховцевского района образует маломощные (0,3—1,5 м) пачки среди амфиболитов и амфибол-хлоритовых сланцев (Макухина, 1956). Сидерит-магнетитовые роговики встречаются в продуктивной толще Белозерского железорудного месторождения (Ладиева, 1972).

Роговик сидерит-гематитовый (Половко, Жуков, 1956). Темно-серая, почти черная, тонкополосчатая порода с чередующимися темными рудными и более светлыми карбонатно-кварцевыми прослоями; последние часто буроватые из-за частичного превращения сидерита в бурый железняк.

Мин. состав: кварц 50—70, гематит 30—40, сидерит 10—15; второстепенные минералы — магнетит, хлорит, биотит, гетит, лимонит.

Хим. состав (см. табл. 38).

Сидерит-гематитовые роговики в виде пачек мощностью по несколько метров переслаиваются с гематитовыми джеспилитами на Попельнастовском, Николаевском, Успенском участках Правобережного района. В подчи-

Химический состав железистых и железисто-силикатных роговиков, %

№	SiO_2	TiO_2	Al_2O_3	Fe_2O_3	FeO	MnO	MgO	CaO
1	47,52	—	3,60	10,42	23,82	—	1,83	—
2	46,98	0,02	0,42	39,70	7,32	Сл.	Сл.	0,13
3	35,86	0,04	1,57	38,56	20,26	0,16	1,74	0,51
4	45,06	—	0,76	52,71	—	0,05	0,14	—
5	37,54	Сл.	0,80	50,41	10,17	—	0,19	Сл.
6	38,03	Сл.	0,51	57,88	2,16	—	0,12	0,10
7	32,80	—	0,49	65,08	0,03	—	0,37	0,54
8	51,08	0,09	0,12	25,41	16,65	—	0,97	3,08
9	45,10	0,10	2,16	17,41	20,83	0,47	1,81	2,66
10	41,56	Сл.	1,37	32,60	18,97	0,03	2,35	1,54
11	52,18	Сл.	3,08	18,30	16,68	—	4,36	2,90
12	55,26	0,18	2,93	6,98	20,45	0,23	1,65	4,55
13	48,94	0,12	Сл.	22,86	19,57	0,32	1,85	3,40
14	33,40	0,12	—	33,21	21,63	0,16	3,92	4,30
15	49,10	0,13	1,45	20,23	17,57	0,11	2,78	5,40
16	60,34	0,17	7,18	6,26	16,08	0,21	2,41	3,36
17	47,30	0,27	6,31	15,67	21,69	0,28	1,69	3,50
18	50,92	0,22	2,57	25,02	15,36	0 08	2,96	1,96
19	46,56	0,14	4,28	25,65	14,48	0,45	2,57	2,10
20	50,86	0,40	5,80	22,48	16,42	0,16	1,49	0,89
21	44,22	0,10	2,67	20,18	25,56	0,18	2,39	1,60
22	43,24	0,08	Сл.	38,15	13,19	—	2,03	3,00
23	52,72	—	0,26	33,56	1,31	0,01	0,08	—

Примечание: 1 — *роговик сидерит-магнетитовый*, Кременчугский район Правобережного района (Половко, Жуков, 1956); 3 — *роговик магнетитовый*, там 5 — *джеспилит магнетит-гематитовый*, Попельнастовский участок Правобережного же; 7 — *джеспилит мартитовый*, Кривой Рог, Саксаганская полоса между рудни магнетитовый, Конкский район (Ладиева, 1956); 9 — *роговик хлорит-сидерит-маг титовый*, Желтянский участок Правобережного района (Половко, Жуков, 1956); кухина, 1956); 12 — *роговик магнетит-стильпномелан-тюрингит-актинолитовый*, там магнетитовый, там же; 15 — *роговик стильпномелан-роговообманко-магнетитовый*, 17 — *роговик магнетит-куммингтонит-роговообманковый*, там же; 18 — *роговик ро биотит-магнетитовый*, Конкский район (Ладиева, 1956); 20 — *роговик гранат-хло тит-амфиболовый*, Конкский район (Ладиева, 1956); 22 — *роговик родузит-магнети* Криворожье, р. Желтая (Семененко, 1947).

ненном количестве встречаются и в других районах развития джеспилитовой формации. На глубинах меньше 200 м содержание сидерита уменьшается; сидерит-гематитовые роговики сменяются мартит-железнослюдковыми.

Сидерит-магнетитовые и сидерит-гематитовые роговики относятся к продуктам наиболее ранних ступеней метаморфической переработки железисто-карбонатно-кремнистого осадка, который в дальнейшем мог перейти в магнетитовый или магнетит-гематитовый роговик, а при

Na_2O	K_2O	P_2O_5	SO_3	CO_2	S	H_2O^-	П. п. п.	Сумма
Не опр.	Не опр.	—	—	12,45	Не опр.	Не опр.	Не опр.	99,64
0,46	0,07	—	—	4,32	» »	0,14	0,02	99,58
0,02		0,14	0,17	0,60	» »	0,06	0,60	100,29
—		0,05	—	—	0,01	—	1,08	99,86
0,03		0,03	0,02	0,58	Не опр.	0,02	0,26	100,05
Сл.		0,04	0,02	0,75	» »	0,01	0,10	99,72
—		0,04	—	—	0,09	—	—	99,43
0,02		—	0,25	2,04	Не опр.	0,05	0,40	100,16
0,12		0,18	0,23	8,52	0,59	—	0,67	100,56
0,59	0,08	Не опр.	Не опр.	Не опр.	Не опр.	0,14	0,47	99,70
0,58		0,28	0,32	—	» »	—	0,94	99,62
0,45	0,56	0,25	0,67	Не опр.	Не опр.	0,22	6,22	100,60
—	—	0,23	0,83	1,50	» »	0,31	1,05	100,98
Не опр.	Не опр.	0,28	0,27	1,70	» »	—	1,42	100,41
0,53		0,36	0,68	0,60	» »	0,16	1,56	100,66
0,56	0,82	Не опр.	Не опр.	—	» »	0,11	2,16	99,69
0,39	0 47	—	0,66	—	» »	0,14	1,58	99,95
0,34	0,57	0,20	Не опр.	0,12	0,10	0,02	0,53	100,43
0,16	0,65	0,09	1,00	Не опр.	Не опр.	0,20	2,25	100,58
0,42	0,18	0,13	—	» »	» »	—	0,14	99,37
0,20	0,13	0,13	1,34	» »	» »	0,05	1,56	100,54
0,55		0,30	Не опр.	0,30	» »	0,15	0,40	101,08
9,23		0,05	0,06	Не опр.	» »	0,12	2,02	99,41

(Бордунов, 1967); 2 — *роговик сидерит-гематитовый,* Попельнастовский участок же; 4 — *роговик мартитовый,* Кривой Рог, рудник «Большевик» (Семененко, 1947); района (Половко, Жуков, 1956); 6 — *джеспилит мартит-железнослюдковый,* там ками им. Артема и им. Карла Либкнехта (Семененко, 1947); 8 — *роговик хлорит-гематитовый,* Верховцевский район (Макухина, 1956); 10 — *роговик грюнерит-магнетитовый,* 11 — *роговик стильпномелан-актинолит-магнетитовый,* Верховцевский район (Матже; 13 — *роговик актинолит-магнетитовый,* там же; 14 — *роговик куммингтонит-*там же; 16 — *роговик магнетит-амфиболовый,* Конкский район (Ладиева, 1956); *говообманко-магнетитовый,* Верховцевский район (Макухина, 1956); 19 — *роговик рит-магнетитовый,* Сурский район (Макухина, 1967); 21 — *роговик гранат-магнетитовый,* Верховцевский район (Макухина, 1956); 23 — *роговик эгирин-магнетитовый,*

последующем окислении магнетита — в роговик мартитовый или мартит-железнослюдковый.

Роговик магнетитовый (Свитальский и др., 1932; Белевцев, 1941, 1945; Половко, Жуков, 1956). Темно-серая, тонкополосчатая порода, в которой выделяются рудные, безрудные и малорудные прослои мощностью 0,1—3,0 мм.

Структура микрогранобластовая; р. з. 0,02—0,2 мм (рудные прослои более крупнозернистые).

Мин. состав: кварц 45—70, магнетит 22—47, иногда магнетит частично замещен гематитом; второстепенные минералы — сидерит, хлорит, серицит, биотит, куммингтонит; акцессории — апатит, турмалин, клиноцоизит.

Хим. состав (см. табл. 38).

Физ. свойства: $\sigma = (3{,}20)$, $\varkappa = (81\,340)$ (Бакланов, Бакланова, 1968); $V_P = 5000—5850$ (5370), $V_R = 2700—3400$ (3050) (Дьячкова и др., 1966).

Магнетитовые роговики развиты преимущественно в Криворожско-Кременчугской полосе: в южной и северной частях Криворожского железорудного бассейна (рудник «Желтая Река», шахта «Капитальная» и др.), на Попельнастовском, Желтянском и Николаевском участках Правобережного района и в Кременчугском районе (месторождения Горишнеплавнинское, Еристовское, Белановское и Прядковское; Успеновская и Омельникская полосы) (Бордунов, 1964). Залегают они также в железорудных толщах Белозерского (Ладиева, 1967), Чертомлыкско-Соленовского (Семененко, 1947) и других районов.

Роговик гематит-магнетитовый (Белевцев, 1945, 1957). Красновато-серая, тонкополосчатая порода с хорошо различимыми темными рудными (гематит-магнетитовыми) и белыми, светло-серыми, реже красноватыми безрудными (кварцевыми или с незначительной примесью гематита) прослоями.

Структура безрудных прослоев роговиковая (р. з. 0,01—0,03 мм), рудных — мостовая (р. з. 0,1—0,2 мм).

Физ. свойства: $I_n = (18\,600)$, $\varkappa = (73\,900)$ (Крутиховская и др., 1964).

Гематит-магнетитовый роговик развит преимущественно во втором железистом горизонте на Криворожском месторождении. Совместно с магнетитовыми роговиками и джеспилитами слагает рудные пачки на Горишнеплавнинском, Еристовском, Белановском и Прядковском месторождениях Кременчугского района. Встречается также в Белозерском, Конкском и других железорудных районах.

Роговик гематитовый, или железнослюдковый (Свитальский и др., 1932). Красно- или белополосчатый железистый роговик, в котором рудный компонент представ-

лен первичным гематитом. Порода имеет характерный блеск на плоскостях слоистости.

В рудных прослоях мелкие зерна гематита образуют скопления размером в сотые доли миллиметра, разделенные роговиковой массой.

Физ. свойства: $\varkappa = 100—1500$ (520); $I_r = 55—905$ (240) (Собакарь, 1964).

Встречается редко, преимущественно в составе пятого железистого горизонта на Криворожском месторождении (Белевцев и др. 1957).

Роговик мартит-гематитовый (Белевцев, 1941). Красно- или белополосчатый железистый роговик, в котором гематит представлен двумя генерациями: первичный образует пластинчатые, чешуйчатые, брусковидные или неправильно ограниченные зерна; вторичный (мартит) — изометричные, часто октаэдрические зерна (псевдоморфозы по магнетиту).

Физ. свойства: $\varkappa = 100—3100$ (900), $I_r = 50—1100$ (250) (Собакарь, 1964).

Развит ограниченно, преимущественно в составе пятого железистого горизонта на Криворожском месторождении.

Роговик мартит-магнетитовый (Белевцев, 1941, 1945). Красно- или белополосчатый железистый роговик, в котором значительная часть магнетита замещена гематитом. При большей степени замещения переходит в роговик магнетит-мартитовый, а затем мартитовый.

Физ. свойства: $\sigma = (3{,}20)$, $\varkappa = (45\,038)$ (Бакланов, Бакланова, 1968).

Входит в состав первого, второго и четвертого железистых горизонтов Криворожского месторождения (рудники «Ингулец», им. Дзержинского и др.). Встречается и в других районах развития пород джеспилитовой формации.

Роговик мартитовый (Свитальский и др., 1932). По внешнему облику выделяются разности: краснополосчатая, белополосчатая, серая и рудная полосчатая. Различаются они преимущественно окраской нерудных роговиковых прослоев и, частично, крупностью зерен. Последняя разность обогащена железом (до 60—65%).

Структура нерудных прослоев роговиковая (р. з. 0,01—0,08 мм), рудных — мостовая, полигональная (р. з. до 0,1 мм).

Мин. состав: кварц 21—60, мартит 26—63, магнетит 4—14, иногда лимонит.

Хим. состав (см. табл. 38).

Физ. свойства: $\sigma = (3{,}24)$, $\varkappa = (3004)$ (Бакланов, Бакланова, 1968); $\varkappa = (4770)$, $I_n = (480)$ (Крутиховская и др., 1964); $V_P = 4400—6800$ (5350), $V_R = 2800—3800$ (3180) (Дьячкова и др., 1966).

Мартитовые роговики наиболее развиты в составе пятого, шестого и седьмого железистых горизонтов средней свиты криворожской серии (рудники им. Ленина, «Большевик», им. Карла Либкнехта, им. XX Партсъезда и др. Криворожского месторождения).

Образование их связывается с замещением магнетита гематитом при поверхностном выветривании (окислении), зона действия которого в условиях повышенной трещиноватости пород достигает глубин свыше 500 м.

Джеспилит магнетит-гематитовый (Половко, Жуков, 1956). Тонкополосчатая, красновато-серая или синевато-серая, яшмовидная порода, в которой выделяются рудные (гематит-магнетитовые) и малорудные (гематит-магнетит-кварцевые) прослои мощностью до 1,0—2,0 мм. Часть магнетита может быть замещена мартитом.

Структура гранобластовая — роговиковая и мостовая.

Хим. состав (см. табл. 38).

Установлен в составе второго железистого горизонта на Криворожском месторождении (рудники «Ингулец», им. Октябрьской Революции, обнажения по рекам Ингульцу и Саксагани, а также в районе с. Желтого), на Попельнастовском участке Правобережных магнитных аномалий и в Кременчугском районе (Бордунов, 1967).

Джеспилит мартит-железнослюдковый (Свитальский и др., 1932). Темно-серая, почти черная, тонкополосчатая порода с металлическим блеском на плоскостях наслоения. Чередуются рудные (на 80—95% состоящие из гематита), полурудные (кварц-гематитовые) и малорудные (сложенные кварцем с 14—25% гематита) прослои мощностью от 0,06 до 5,0 мм (средняя 0,7 мм).

Мин. состав: кварц 25—60, гематит 28—74; второстепенные минералы — карбонат, хлорит, серицит, магнетит; акцессории — апатит. Гематит представлен пластинчатыми, чешуйчатыми и таблитчатыми кристал-

ликами (первичный), образует псевдоморфозы по магнетиту.

Хим. состав (см. табл. 38).

Мартит-железнослюдковый джеспилит образует несколько пластов мощностью 10—20 м в железистых горизонтах Попельнастовского, Николаевского, Желтянского, Успеновского и Млынковского участков Правобережных магнитных аномалий (Половко, Жуков, 1956). Встречается также в пятом и шестом железистых горизонтах на Криворожском месторождении (Белевцев и др., 1957).

Образование этих пород связано с мартитизацией в приповерхностных условиях магнетит-гематитовых джеспилитов.

Джеспилит мартитовый (Свитальский и др., 1932). Красновато-серая или синевато-серая, тонкополосчатая порода (красно-белополосчатая или синеполосчатая) с чередующимися темными рудными (мартитовыми) и более светлыми малорудными (мартит-кварцевыми) прослоями мощностью 0,5—2,0 мм.

Структура гранобластовая — роговиковая и мостовая.

Мин. состав: мартит, кварц; второстепенные минералы — лимонит, сидерит, хлорит.

Хим состав (см. табл. 38).

Физ. свойства: $\sigma = (3{,}17)$, $\varkappa = (2056)$ (Бакланов, Бакланова, 1968).

Совместно с мартитовым роговиком широко развит в пятом и шестом железистых горизонтах на Криворожском месторождении (рудники им. Ленина, им. Артема, им. Дзержинского, «Большевик» и др.) (Белевцев и др., 1957) и в Кременчугском районе (Семененко, 1947). Встречается в виде маломощных прослоев в железистых горизонтах Желтянского, Николаевского и Успеновского участков Правобережных магнитных аномалий (Половко, Жуков, 1956).

Образовался в экзогенных условиях в результате полной мартитизации магнетитовых джеспилитов, которые в неизмененном виде встречаются очень редко.

ЖЕЛЕЗИСТО-СИЛИКАТНЫЕ РОГОВИКИ

Термин, введенный Я. Н. Белевцевым (1941, 1945), получил широкое распространение при описании железисто-кремнистых формаций Украины. Тем не менее есть геоло-

ги (Половинкина, 1950б; Танатар, 1948, 1954; Доброхотов, 1964), возражающие против применения термина *роговик* к рассматриваемым породам, которые определяются ими как *железистые кварциты (или микрокварциты)*.

От типичных железистых кварцитов, однако, они заметно отличаются. Это плотные, мелкозернистые, почти сливные, тонкополосчатые, слоистые породы зеленовато- или красновато-серого цвета, с раковистым либо занозистым изломом. В их составе выделяются прослои: рудные (сложенные магнетитом при подчиненной роли гематита, иногда гидрогематита или лимонита), безрудные (кварцевые) и силикатные (сложенные хлоритами или амфиболами). Рудные прослои обычно темные (темно-красные или синевато-черные); безрудные — белые, серые или красные, что связано с наличием в их составе дисперсного гематита; силикатные — чаще всего зеленовато-серые, при замещении силикатов бурыми гидроокислами железа, гидрогематитом и гетитом (окраскование) эти прослои тоже приобретают красную окраску.

Железисто-силикатные роговики содержат не менее 5% рудных и не менее 5% силикатных минералов; разновидности с меньшим содержанием одного из этих минералов относятся к силикатным или железистым роговикам (Белевцев и др., 1957).

Железисто-силикатные роговики широко развиты в Криворожско-Кременчугской полосе, а также в районах Приднепровских магнитных аномалий: Верховцевском, Чертомлыкском, Сурском, Конкском и Белозерском. Стратиграфически они относятся к архею (конкско-верховцевская серия, 2700—3500 млн. лет) и нижнему протерозою (криворожская серия, 2000—2600 млн. лет).

В украинской геологической литературе господствует мнение об образовании железисто-силикатных роговиков в результате низкотемпературного метаморфизма (зеленосланцевая и эпидот-амфиболитовая фации) железисто-силикатно-кремнистых (с примесью карбонатов) тонкослоистых хемогенных осадков, которые накапливались в сравнительно глубоководных частях докембрийских морских бассейнов (Я. Н. Беленцев, Н. П. Семененко и др.).

Обогащенные железом (до 26—30%) разности железисто-силикатных роговиков представляют интерес как бедные железные руды и разрабатываются совместно с

железистыми роговиками, джеспилитами и богатыми рудами в Криворожском, Кременчугском и Белозерском районах. Пригодны для использования в качестве декоративного и поделочного камня.

Роговик хлорит-магнетитовый (и магнетит-хлоритовый) (Белевцев, 1941; Ладиева, 1956). Серая или зеленовато-серая, мелкозернистая, тонкополосчатая порода, в которой выделяются магнетитовые, кварцевые и хлоритовые, а также смешанные (магнетит-хлоритовые, хлорит-магнетит-кварцевые и хлорит-кварцевые) прослои мощностью 0,1—10 мм.

Структура роговиковая в сочетании с лепидогранобластовой; р. з. 0,02—0,2 мм (средний 0,08 мм).

Мин. состав: кварц 35—63, магнетит 8—35, хлорит (тюрингит) 10—45; второстепенные минералы — актинолит, гидрослюда, сидерит; акцессории — пирит, апатит.

Хим. состав (см. табл. 38).

Физ. свойства: σ=2,91—4,16 (3,22), $\varkappa$=1117—179 320 (81 897) (Собакарь, 1964); V_P=5300—6500 (5830), V_R=2850—3600 (3030) (Дьячкова, 1966).

Широко развит в первом, третьем, четвертом и седьмом железистых горизонтах на Криворожском месторождении. Встречается среди альбит-хлоритовых сланцев и амфиболитов в ядерной части Горишнеплавнинской синклинали в Кременчугском районе (Бордунов, 1962). В виде маломощных (2—15 см) прослоев среди биотит-тюрингит-карбонат-кварцевых сланцев встречается на Веселянском участке Конкского района (Ладиева, 1956). На Западногрpreновском участке Верховцевского района слагает пачку мощностью 4,4 м среди хлорит-актинолитовых сланцев и амфиболитов (Макухина, 1956).

Роговик хлорит-сидерит-магнетитовый (Белевцев, 1941; Макухина, 1956). Серая или темно-серая с зеленоватым оттенком, мелкозернистая, грубополосчатая порода. Выделяются прослои рудные, кварц-силикатные, кварц-карбонатные, кварцевые, реже карбонатные и силикатные мощностью от 0,3—2,0 до 10—50 мм.

Структура роговиковая, в силикатных прослоях — лепидобластовая.

Мин. состав: кварц 10—59, магнетит 12—40, сидерит 23—47, хлорит 3—10; второстепенные минералы — биотит, грюнерит, гидрослюда, роговая обманка; акцес-

сории — апатит, циркон, турмалин, рутил, ильменит, пирит, пирротин, халькопирит.

Хим. состав (см. табл. 38).

Физ. свойства: σ=2,54—4,04 (3,11) (Собакарь, 1964); I_n=(18 600), $\varkappa$=(76 600) (Крутиховская и др., 1964).

Развит в железистых горизонтах Криворожско-Кременчугской полосы. Переслаивается с безрудными роговиками на Тепловском и Алферовском участках в Верховцевском районе. В Чертомлыкско-Соленовском районе образует пласты мощностью 20—100 м, переслаивающиеся с хлорит-биотит-кварц-альбитовыми, хлорит-биотит-кварцевыми и амфибол-биотит-кварцевыми сланцами (Бойко, 1967). В подчиненном количестве встречается среди образований железисто-кремнисто-сланцевой свиты Конкского и Белозерского районов (Ладиева, 1972).

Роговик грюнерит-магнетитовый (Половко, Жуков, 1956; Ладиева, 1956). Темно-серая, сланцеватая, тонкополосчатая порода; мощность рудных и силикатных прослоев 1—4 мм.

Структура гранобластовая, в обогащенных грюнеритом прослоях гранонематобластовая; р. з. 0,05—0,4 мм.

Мин. состав: кварц 51—61, магнетит 21—40, грюнерит 5—19; второстепенные минералы — биотит, хлорит, сидерит, рибекит, родузит, гранат; акцессории — апатит и турмалин.

Хим. состав (см. табл. 38).

Физ. свойства: I_n=(51 600), $\varkappa$=(84 300) (Крутиховская и др., 1964).

Является преобладающей породой в первых четырех железистых горизонтах на Желтянском, Николаевском и Млынковском участках Правобережного района. Установлен также на Кирпотинском участке в Конкском районе, где образует пласты мощностью от 5—8 до 20—50 м среди других пород железисто-кремнисто-сланцевой свиты. В других районах распространения джеспилитовой формации развит ограниченно.

Роговик магнетит-стильпномелан-грюнеритовый (Макухина, 1956). Темно-серая, грубополосчатая порода, в которой выделяются кварцевые, рудные и силикатные прослои.

Мин. состав: кварц 15—40, магнетит 10—25, грюнерит 15—20, стильпномелан 10—30; второстепенные минералы — актинолит, тюрингит, кальцит, роговая обманка; акцессории — апатит и пирит.

Встречается на Восточно- и Западнограновском участках в Верховцевском районе в виде прослоев мощностью 0,3—0,9 м среди стильпномелан-актинолит-магнетитовых роговиков.

Роговик магнетит-хлорит-куммингтонитовый (Ладиева, 1967). Характеризуется широкополосчатой текстурой.

Мин. состав: кварц 50—55, куммингтонит и сине-зеленая роговая обманка 25—30, зеленый хлорит до 36, магнетит 10—16. Хлорит развивается по гранату и слюдистым минералам (?).

Роговик такого состава встречен на Белозерском железорудном месторождении среди пород железисто-кремнисто-метабазитовой свиты.

Роговик стильпномелан-актинолит-магнетитовый (Макухина, 1956). Серая грубополосчатая порода, местами сильно гофрированная. Чередуются прослои мощностью 0,2—10 мм существенно магнетитового, кварцевого, силикатного и смешанного состава.

Структура гранобластовая; р. з. 0,01—0,2 мм.

Мин. состав: магнетит 40—50, кварц 35—40, актинолит, стильпномелан; второстепенные минералы — биотит, хлорит, кальцит; акцессории — пирит, апатит.

Хим. состав (см. табл. 38).

Образует пласты мощностью 0,5—3,0 м среди кварц-хлоритовых и хлорит-амфиболовых сланцев Западно- и Восточнограновского участков Верховцевского района.

Роговик магнетит-стильпномелан-тюрингит-актинолитовый (Макухина, 1956). Зеленовато-серая, полосчатая порода, в которой выделяются прослои мощностью 0,4—20 мм: темные — стильпномелановые или рудные, серые — кварцевые и зеленоватые — тюрингит-актинолитовые.

Структура роговиковая, нематогранобластовая, чешуйчатая; р. з. 0,02—0,4 мм.

Мин. состав: кварц 15—40, магнетит 10—25, актинолит 12—20, тюрингит 10—15, стильпномелан 10—30; второстепенные минералы — кальцит и роговая обманка; акцессории — апатит и пирит.

Хим. состав (см. табл. 38).

Встречается на Западно- и Восточногрaновском участках Верховцевского района, где переслаивается с амфиболитами и куммингтонитовыми роговиками.

Роговик актинолит-магнетитовый (Макухина, 1956). Зеленовато-серая, яснополосчатая, иногда грубополосчатая (мощность прослоев до 28—50 мм) порода. Выделяются прослои рудные и кварцевые, находящиеся примерно в одинаковом количестве, и силикатные, составляющие до 15% объема породы.

Мин. состав рудных прослоев: магнетит 60—96, кварц 2—29, актинолит 1—14, хлорит до 5, гидрослюда до 2, кальцит до 4; кварцевых: кварц 70—95, магнетит 2—15, актинолит, хлорит, гидрослюда, кальцит; силикатных: актинолит 90—95, кварц 2—5, магнетит, хлорит, гидрослюда. В некоторых разновидностях силикатные прослои обогащены хлоритом, гидрослюдой или карбонатом. Акцессории — апатит, пирит, халькопирит.

Хим. состав (см. табл. 38).

В виде маломощных прослоев встречается на Восточногрaновском, Западногрaновском, Домоткановском и Малотепловском участках в Верховцевском районе.

Роговики железисто-куммингтонитовые (Свитальский и др., 1932). Серые или темно-серые, полосчатые породы. Выделяются магнетит-кварцевые, рудные и куммингтонитовые прослои мощностью 0,2—3 мм.

Мин. состав: куммингтонит 44, кварц 28, магнетит (реже гематит) 18, примесь доломита и апатита; вторичные минералы — амфибол, хлорит и бурый железняк.

В Криворожском железорудном районе образует прослои в толще куммингтонитовых сланцев.

Роговик куммингтонит-магнетитовый (Белевцев, 1941; Макухина, 1956). Серая или зеленовато-серая, полосчатая порода с чередующимися темными рудными, светлыми кварцевыми, зеленовато-серыми силикатными и серыми смешанными прослоями мощностью 0,2—7,0 мм.

Структура гранобластовая, гранонематобластовая, сростково-гранобластовая; р. з. 0,03—0,3 мм.

Мин. состав: магнетит 30—62, кварц 25—50, куммингтонит 5—25; второстепенные минералы—хлорит, биотит, стильпномелан, кальцит; акцессории — апатит, пирит, халькопирит, пирротин.

Хим. состав (см. табл. 38).

Физ. свойства: $I_n = (52\ 300)$, $\varkappa = (89\ 800)$ (Крутиховская и др., 1964).

Развит в первом и третьем железистых горизонтах на Тарапако-Лихмановском участке Криворожского месторождения (Белевцев и др., 1957). На Восточнограновском участке Верховцевского района образует пласты мощностью 1—5 м среди амфиболитов и хлорит-амфиболовых сланцев; на Западнограновском и Малотепловском участках того же района перемежается со слюдисто-куммингтонит-магнетитовыми и куммингтонит-роговообманко-магнетитовыми роговиками. Встречается также в Орехово-Павлоградской полосе (Семененко, 1947), Белозерском, Конкском (Ладиева, 1972), Верховцевском (Макухина, Стульчиков, 1972) и Кременчугском (Бордунов, 1967) районах.

Роговик стильпномелан-роговообманко-магнетитовый (Макухина, 1956). Серо-зеленая, полосчатая порода; чередуются светлые кварцевые прослои, черные рудные и серо-зеленые силикатные; мощность их 0,1—6 мм; кварцевых прослоев иногда нет.

Структура гранобластовая, нематобластовая, лепидогранобластовая; р. з. 0,02—0,3 мм.

Мин. состав: кварц 15—50, магнетит 15—45, роговая обманка 20—60, стильпномелан до 20; второстепенные минералы — куммингтонит, биотит, хлорит, кальцит; акцессории — пирит и апатит.

Хим. состав (см. табл. 38).

Образует пласты мощностью 0,5—4 м среди амфиболитов на Восточнограновском и Малотепловском участках в Верховцевском районе.

Роговик магнетит-амфиболовый (и амфибол-магнетитовый) (Ладиева, 1956). Темная зеленовато-серая, слабополосчатая порода; рудные, нерудные и смешанные прослои мощностью 0,08—0,15 мм хорошо видны лишь под микроскопом.

Структура роговиковая, гранобластовая, лепидогранобластовая, иногда сноповидная и перекрещенно-волокнистая; р. з. 0,01—0,6 мм.

Мин. состав: кварц 25—48, магнетит 5—24, грюнерит 4—20, сине-зеленая роговая обманка 25—42; второстепенные минералы — биотит и кальцит; акцессории — эпидот, пирит, халькопирит.

Хим. состав (см. табл. 38).

Физ. свойства: $\sigma = (3{,}29)$, $V_P = 5000—6600$ (5700), $V_R = 2300—3600$ (3240) (Дьячкова и др., 1966); $I_n = (2400—2500)$, $\varkappa = (17\,300—94\,300)$ (Крутиховская и др., 1964).

Встречается на Веселянском участке в Конкском районе. В Кременчугском районе у хут. Шматкова выявлен бурением амфибол-магнетитовый роговик с куммингтонитом (Бордунов, 1962); он образует прослой мощностью до 70 см среди сланцеватых амфиболитов.

Роговик магнетит-куммингтонит-роговообманковый (Ладиева, 1956; Макухина, 1956). Серовато-зеленая, слабополосчатая или неравномерно широкополосчатая порода; выделяются прослои мощностью 0,6—4,0 мм магнетит-роговообманко-кварцевого и роговообманко-магнетитового состава.

Структура нематогранобластовая и роговиковая.

Мин. состав: кварц 20—68, роговая обманка 10—31, куммингтонит 5—24, магнетит 14—38; второстепенные минералы — биотит, хлорит, гранат, эпидот, карбонат; акцессории — апатит, пирит, пирротин, халькопирит.

Хим. состав (см. табл. 38).

Встречается в виде маломощных прослоев среди роговообманко-биотит-хлоритовых сланцев на Веселянском участке в Конкском районе; на Домотканском, Восточно-грановском и Малотепловском участках в Верховцевском районе. В Чертомлыкско-Соленовском районе образует пласты мощностью 1—7 м среди амфиболитов (Бойко, 1967). Встречается в составе железисто-кремнисто-сланцевой свиты в Конкском и Верховцевском районах (Ладиева, 1972).

Роговик роговообманко-магнетитовый (Ладиева, 1956; Макухина, 1956). Серая, темно-серая или серо-зеленая, тонкополосчатая порода; чередуются прослои мощностью 0,2—6 мм рудные, кварцевые, кварц-роговообманковые и смешанные.

Структура роговиковая и гранонематобластовая; р. з. 0,01—0,8 мм.

Мин. состав: кварц 45—60, магнетит 20—45, роговая обманка 8—25; второстепенные минералы — куммингтонит, актинолит, хлорит, биотит, кальцит; акцессории — апатит, пирит, халькопирит, пирротин, арсенопирит.

Хим. состав (см. табл. 38).

На Юльевском участке Конкского района образует пласты мощностью 2—3, иногда 8—10 м, переслаивающиеся с амфиболовыми сланцами, апоспилитами, кератофирами и кварц-альбитофирами. По простиранию сменяется биотит-хлорит-кварцевыми роговиками. В Лихмановской синклинали на Криворожском месторождении переслаивается с куммингтонит-магнетитовыми и биотит-хлорит-магнетитовыми роговиками и вмещает прослои хлоритовых и куммингтонитовых сланцев (Белевцев и др., 1957). Встречается также на Восточнограновском и Малотепловском участках в Верховцевском районе. И. Н. Бордунов (1962) описал роговик сходного состава в Кременчугском районе под названием *железистый роговик Омельницкой аномалии;* он слагает двухметровый прослой среди апоспилитов и сланцев в верхней части метабазитовой толщи.

Роговик биотит-магнетитовый (Ладиева, 1956). Темно-зеленая или серовато-зеленая, тонкополосчатая, сланцеватая порода; чередуются кварцевые и магнетит-силикатные прослои мощностью 0,1—1,0 мм.

Структура роговиковая и гранолепидобластовая; р. з. 0,01—0,3 мм.

Мин. состав: кварц 44—52, магнетит 18—25, биотит 16—27, эпидот 3—12, карбонат до 4; акцессории — апатит, сульфиды.

Хим. состав (см. табл. 38).

Физ. свойства: $\sigma = (3{,}14)$, $V_P = 5400—6400$ (5750), $V_R = 2900—3550$ (3220) (Дьячкова и др., 1966); $I_n = (23\,200)$, $\varkappa = (84\,500)$ (Крутиховская и др., 1964).

Биотит-магнетитовый роговик на Веселянском участке Конкского района совместно с хлорит-карбонат-магнетитовыми, магнетит-куммингтонит-роговообманковыми роговиками, биотитовыми, хлоритовыми и другими сланцами слагает толщу железисто-кремнистых образований.

Роговик гранат-хлорит-магнетитовый (Макухина, 1967). Серая, тонкополосчатая порода с чередующимися светлыми кварцевыми и темно-серыми магнетитовыми и магнетит-хлоритовыми прослоями мощностью 0,5—4 мм (иногда до 10 мм).

Структура роговиковых прослоев гранобластовая; р. з. 0,02—0,8 мм.

Мин. состав: кварц 45—55, магнетит 10—25, хлорит 10—15, гранат 3—5.

Хим. состав (см. табл. 38).

Образует редкие маломощные прослои среди сланцев железисто-кремнисто-вулканогенной свиты в Сурском районе.

Роговик гранат-магнетит-амфиболовый (Ладиева, 1956). Зеленовато-серая, тонкополосчатая порода; чередуются прослои мощностью от долей миллиметра до 1 см кварцевого, магнетитового и преимущественно силикатного состава; встречаются гранат-грюнеритовые прослои мощностью 2—3 см с изометричными зернами розового граната размером до 2—3 мм.

Структура роговиковая, гранолепидобластовая, нематобластовая.

Мин. состав: кварц 18—54, магнетит 18—28, грюнерит 8—61, роговая обманка до 15, гранат 1—8, биотит до 9; вторичные минералы — кальцит и хлорит; акцессории — пирит.

Хим. состав (см. табл. 38).

Гранат-магнетит-амфиболовый роговик на Кирпотинском участке Конкского района совместно с магнетит-грюнеритовыми роговиками слагает толщу мощностью 300—500 м.

Роговик гранат-магнетит-куммингтонитовый (Ладиева, 1967). Полосчатая порода, состоящая из прослоев темных железисто-силикатных с крупными зернами розового граната и более светлых преимущественно кварцевых с примесью граната.

Структура роговиковая и гранонематобластовая; р. з. 0,02—0,4 мм.

Мин. состав: кварц 58—60, куммингтонит 12—14, магнетит 13—14, гранат 11—12; второстепенные минералы — роговая обманка, иногда биотит.

Встречается на Белозерском железорудном месторождении в составе железисто-кремнисто-метабазитовой свиты.

Роговик альбит-магнетит-гранат-роговообманковый (Бойко, 1967). Зеленовато-серая или темно-зеленая до черной, неясносланцеватая порода.

Структура роговиковая и нематогранобластовая с элементами сидеронитовой и пойкилитовой.

Мин. состав: сине-зеленая роговая обманка 30—40, кварц 25—45, гранат до 15, магнетит 10—15, альбит

1—5, иногда эпидот до 25; второстепенные минералы — биотит, хлорит и карбонат; акцессории — пирит.

Встречается на Алексеевском участке Чертомлыкско-Соленовского района в виде пластов мощностью 1—2 м внутри ультрабазитовых пачек или на контакте с ними.

Роговик магнетит-гранат-биотитовый (Бойко, 1967). Темно-серая, неравномернозернистая, иногда полосчатая порода с крупными зернами малинового граната; встречаются тонкие (до 3 мм) прожилки белого кварца.

Структура лепидогранобластовая и роговиковая.

Мин. состав: кварц 50—70, гранат 7—25, магнетит 8—15, биотит 5—12, иногда сидерит до 5; акцессории — апатит и циркон.

На Алексеевском участке Чертомлыкско-Соленовского района встречается на контакте с микрогнейсами.

Роговик рибекит-магнетитовый (Белевцев, 1941; Семененко, 1947; Половко, Жуков, 1956). Зеленовато-серая или синевато-серая, мелкозернистая порода с массивной текстурой.

Структура гранобластовая.

Мин. состав: кварц, магнетит, реликтовые зерна грюнерита и куммингтонита, которые замещаются рибекитом, иногда терновскитом; встречаются вторичные биотит, хлорит, сидерит; акцессории — апатит и турмалин.

Физ. свойства: $I_n = (5400)$, $\varkappa = (21\,000)$ (Крутиховская и др., 1964).

Развит в Криворожско-Кременчугской полосе (р. Ингулец в районе Тарапако-Лихмановской антиклинали, рудники «Первомайский» и «Желтая Река», Желтянский и Николаевский участки Правобережного района), где отмечаются постепенные переходы его в куммингтонит-магнетитовые и грюнерит-магнетитовые роговики; ассоциирует с альбитизированными породами.

Образование этого роговика связывается с проявлением щелочного натриевого метасоматоза.

Роговик родузит-магнетитовый (Макухина, 1956). Зеленовато-серая, полосчатая порода; чередуются светло-серые кварцевые, темно-серые рудные и сравнительно редкие зеленовато-серые кварц-магнетит-силикатные прослои.

Структура гранобластовая; р. з. 0,02—0,1 мм.

Мин. состав: кварц 35—50, магнетит 28—45, родузит 5—20; второстепенные минералы — куммингтонит,

биотит, хлорит, кальцит; акцессории — апатит, пирит, халькопирит.

Хим. состав (см. табл. 38).

Встречается на Восточнограновском участке в Верховцевском районе вблизи контакта с альбититами.

Образовался по куммингтонит-магнетитовым роговикам под воздействием щелочного натриевого метасоматоза.

Роговик эгирин-магнетитовый (Белевцев, 1941; Семененко, 1947). Описания авторы не приводят. Отмечается лишь наличие макроскопически различимых кристаллов эгирина размером до 10 мм.

Хим. состав (см. табл. 38).

Физ. свойства: $I_n = (30\ 200)$, $\varkappa = (60\ 300)$ (Крутиховская и др., 1964).

Установлен на Криворожском месторождении (шахта «Капитальная» рудника «Желтая Река», рудник «Первомайский» и др.).

Является продуктом натриевого щелочного метасоматоза по мартитовым роговикам и джеспилитам.

Роговик магнетит-терновскитовый (Свитальский и др., 1932). Состоит из полиэдрических скоплений магнетита, неравномернозернистого кварца и терновскита, содержащегося частично в виде хорошо различимых зерен, а частично в виде мельчайших индивидов, заключенных в полуаморфном веществе. Выявлен в Криворожском районе, в шахте на бывшем Терновском руднике. Здесь же встречается гематит-терновскитовый роговик.

Роговик гематит-рибекитовый (Свитальский и др., 1932). Темная, почти черная, мелкозернистая порода с голубовато-бурыми прослоями.

Мин. состав: гематит, кварц, рибекит, бурые окислы железа.

Структура в основном мостовая. В шлифе видно чередование прослоев рибекит-кварцевых, гематит-кварцевых, гематит-рибекит-кварцевых, бурожелезняковых с отдельными зернами рибекита.

Вскрыт в Криворожском районе разведочными шурфами севернее б. Глееватой.

Роговик гидрогематит-мартитовый (Белевцев, 1941). Описан Н. П. Семененко (1947) под названием *роговик мартит-красковый*. В составе породы выделяются мартит-кварцевые и гидрогематитовые (красковые) прослои.

Последние сложены криптокристаллической массой гидрогематита с реликтами хлорита и глинистым веществом. Границы прослоев неровные, рудные прослои соединяются перемычками.

Встречаются разности с довольно крупными (до 2—3 мм) октаэдрическими выделениями мартита. Вокруг них образуются специфические кварцевые дворики, в пределах которых удлиненные кварцевые зерна ориентированы перпендикулярно граням мартитовых кристаллов.

Физ. свойства: $I_n = (17\,000)$, $\varkappa = (64\,000)$ (Крутиховская и др., 1964).

Гидрогематит-мартитовый роговик встречается в Криворожском железорудном районе; связан постепенными переходами с мартитовым; от последнего отличается более грубой полосчатостью. Является продуктом сложного разложения хлоритовых роговиков в условиях низкотемпературного метаморфизма.

Кроме охарактеризованных минеральных разновидностей железисто-силикатных роговиков, Я. Н. Белевцевым (1941) выделены в Криворожском районе *хлорит-мартитовый* и *серицит-хлорит-мартитовый* роговики; их характеристики автор не приводит.

В Конкском и Белозерском районах, по данным В. Д. Ладиевой (1972), встречаются также роговики *хлорит-магнетит-карбонатные, магнетит-карбонат-куммингтонитовые, тремолит-магнетитовые, магнетит-куммингтонит-биотитовые, магнетит-гранат-роговообманковые.*

Н. П. Семененко и др. (1967) выделяют еще такие разновидности железисто-силикатных роговиков как *магнетит-кварц-биотит-хлорит-сидеритовый, гранат-магнетит-хлорит-биотит-роговообманко-куммингтонит- сидерит-кварцевый, хлорит-куммингтонит-сидерит-магнетит-биотит-кварцевый, хлорит-куммингтонит-биотит-магнетит-карбонат-кварцевый.* Их выделение нам представляется необоснованным; это сборные названия, объединяющие переходные разности между охарактеризованными выше роговиками, в которых многие минералы выступают как второстепенные, часто вторичные. Введение же в название этих пород определения *-кварцевый* вообще излишне, так как кварц содержится во всех разновидностях роговиков (микрокварцитов).

По валовому содержанию железа породы рассматриваемой группы близки к охарактеризованным выше железисто-силикатным роговикам, однако железо (в основном закисное) концентрируется главным образом в силикатных минералах, преимущественно хлоритах и амфиболах, представленных такими высокожелезистыми разновидностями как тюрингит, грюнерит, куммингтонит. В подчиненном количестве могут быть развиты магнетит, гематит, сидерит, хлоритоид; для большинства этих сланцев характерен кварц, содержание которого достигает иногда 35—45% (породы с более высоким содержанием кварца относятся уже к роговикам или кварцитам). Другие минералы (слюды, гранаты) развиты спорадически и тоже отличаются повышенной железистостью.

Текстура пород отчетливо сланцеватая, иногда с заметно проявленной сегрегационной полосчатостью, вызванной обособлением кварцевых и силикатных прослоев.

Железисто-силикатные сланцы рассматриваются большинством украинских геологов как метаморфизованные железисто-кремнистые осадки. Наличие постепенных переходов от железистых роговиков через железисто-силикатные роговики к железисто-силикатным сланцам и закономерное чередование их в разрезах железисто-кремнистых формаций УЩ позволяет рассматривать все эти породы как единый седиментационный ряд, отдельные члены которого формировались на разных участках фациального профиля.

Минеральные парагенезисы железисто-силикатных сланцев определяются в какой-то степени составом исходных осадков, но главным образом степенью метаморфизма. По минеральному составу их можно разделить на четыре подгруппы: 1) хлоритовые; 2) амфибол-хлоритовые; 3) амфиболовые (куммингтонитовые и грюнеритовые); 4) железисто-силикатные сланцы со щелочными амфиболами. Первые три соответствуют условиям регионального метаморфизма зеленосланцевой и эпидот-амфиболитовой фаций; образование пород последней группы связано с наложением на продукты регионального, преимущественно изохимического, метаморфизма локально проявившегося щелочного метасоматоза.

Железисто-силикатные сланцы развиты исключительно среди пород железисто-кремнисто-сланцевых формаций УЩ: в Криворожско-Кременчугской полосе, а также в Верховцевском, Чертомлыкско-Соленовском, Конкском, Сурском, Белозерском, Орехово-Павлоградском и Гуляйпольском районах. Наиболее полно они представлены на Криворожском железорудном месторождении. В средней свите криворожской серии этими породами совместно с аспидными и филлитовидными сланцами, а также безрудными роговиками сложены семь сланцевых горизонтов, мощность которых меняется в пределах 30—200 м. Кроме того, они участвуют в строении железистых горизонтов, образуя сравнительно маломощные прослои (сантиметры и десятки сантиметров) среди железисто-силикатных и железистых роговиков. Наиболее характерны они, однако, для зон, переходных от сланцевых горизонтов к железистым.

Хлоритовые сланцы

Сланец кварц-хлоритовый. Впервые установлен П. П. Пятницким (1898). Описывался под названием *сланец хлоритовый* Н. И. Свитальским и др. (1932), Н. П. Семененко (1947) и др. Темно-зеленая, реже светло-зеленая, буровато-зеленая или зеленовато-серая, мелкочешуйчатая, иногда мелкоплойчатая порода. На поверхности выветривания часто приобретает темно-красную или охристую окраску, а при полном выветривании переходит в охристый или красковый (железно-суриковый) сланец.

Структура лепидобластовая, часто порфиробластовая с лепидобластовой структурой основной ткани; порфиробласты представлены мартитом, сидеритом, хлоритоидом.

Мин. состав: хлорит и кварц (первый преобладает); как второстепенные минералы встречаются куммингтонит, актинолит, гранат, биотит, серицит, сидерит, магнетит, гематит, хлоритоид; акцессории — турмалин, пирит, апатит, циркон, сфен; вторичный минерал — гидрогематит.

Хим. состав (табл. 39).

Физ. свойства: $\sigma=2{,}55—2{,}78$ (2,63), $I_r=0—3914$ (160), $\varkappa=0—32\,802$ (1730) (Собакарь, 1964).

Химический состав железисто-силикатных сланцев низких ступеней

№	SiO_2	TiO_2	Al_2O_3	Fe_2O_3	FeO	MnO	MgO	CaO
1	23,98	3,25	15,60	12,96	33,51	—	0,76	2,93
2	58,70	0,26	11,79	3,47	13,35	0,04	5,80	0,56
3	39,79	0,28	7,34	11,65	22,66	0,26	2,68	1,60
4	53,14	0,28	3,92	6,78	20,16	0,55	3,26	0,35
5	37,86	1,01	14,35	5,36	14,36	0,27	12,76	4,34
6	42,24	0,08	0,53	7,73	30,15	0,41	11,92	1,96
7	34,18	0,13	1,81	20,37	32,45	0,21	5,43	0,70
8	50,16	0,05	1,49	3,88	33,76	0,56	4,89	1,68
9	48,34	0,08	4,77	13,01	28,13	0,16	2,11	0,63
10	41,20	0,07	3,78	9,82	36,64	0,58	1,36	3,78
11	54,16	0,39	6,77	5,93	26,13	0,40	2,21	1,80
12	33,36	Сл.	1,77	—	36,03	0,23	4,88	0,42

Примечание: 1 — *сланец кварц-хлоритовый*, Кривой Рог (Свитальский ко, Жуков, 1956); 3 — *сланец магнетит-биотит-карбонат-хлорит-кварцевый*, Сур ский район (Ладиева, 1956); 5 — *сланец магнетит-хлорит-биотитовый*, Верховцев он (Половко, Жуков, 1956); 7 — *сланец магнетит-куммингтонитовый с прослоями тит-гранат-грюнеритовый*, там же; 10 — *сланец кварц-магнетит-роговообманко-ко-грюнерит-кварцевый*, там же; 12 — *сланец терновскит-кварц-тюрингит-сидери*

В районе Криворожского железорудного месторождения эта порода совместно с другими разновидностями железисто-силикатных сланцев слагает сланцевые горизонты средней свиты криворожской серии. В виде маломощных прослоев (до 3—5 см, реже 20—30 см) перемежается с безрудными или железисто-силикатными роговиками. Встречается и в других районах развития железисто-кремнисто-сланцевой формации.

Сланец кварц-магнетит-хлоритовый (Свитальский и др., 1932; Макухина, 1967). Серая или зеленовато-серая, полосчатая порода; чередуются прослои (0,5—4 см) светло-серые кварцевые и карбонат-кварцевые, темные хлорит-магнетит-кварцевые и зеленые кварц-хлоритовые.

Мин. состав: хлорит, магнетит, кварц; второстепенные минералы — карбонат и биотит.

Физ. свойства: $\sigma=2{,}52—4{,}00$ (3,11) (Собакарь, 1964); $I_n=(3200)$, $\varkappa=(24\,000)$ (Крутиховская и др., 1964).

Встречается в сланцевых прослоях средней свиты криворожской серии в районе Кривого Рога, а также в районе Сурских магнитных аномалий.

Таблица 39

метаморфизма, %

Na_2O	K_2O	P_2O_5	SO_3	S	C	CO_2	H_2O-	П. п. п.	Сумма
1,09		—	—	—	—	—	0,25	5,15	99,48
0,27	0,65	—	—	—	0,63	—	0,23	4,47	100,22
1,50	1,06	0,20	0,21	—	—	—	—	11,21	100,27
0,61	0,48	0,04	0,89	—	—	—	—	9,99	100,51
1,17	4,96	0,09	—	0,04	—	0,11	0,02	3,96	100,55
0,25		—	—	—	—	—	0 13	4,07	99,47
0,29	0,31	—	—	—	—	—	0 13	4,21	100,22
0,10	0,16	—	—	0,89	—	—	0,12	1,80	99,54
0,14	0,03	—	—	—	—	—	0,16	2,68	100,42
0,32	0,46	0,08	0,37	—	—	—	0,06	1,96	100,48
0,16		0,11	—	0,53	—	0,35	0,02	0,64	99,60
0 28		—	—	—	—	19,49	0,31	2,73	99,49

и др., 1932); 2 — *сланец кварц-гранат-хлоритовый*, Правобережный район (Половский район (Макухина, 1967); 4 — *сланец биотит-хлорит-карбонат-кварцевый*, Конкский район (Макухина, 1956); 6 — *сланец куммингтонитовый*, Правобережный район *роговика*, там же; 8 — *сланец грюнеритовый*, там же; 9 — *сланец кварц-магнегрюнеритовый*, Конкский район (Ладиева, 1956); 11 — *сланец гранат-роговообмантовый*, Кривой Рог (Свитальский и др., 1932).

Сланец кварц-гранат-хлоритовый (Свитальский и др., 1932; Половко, Жуков, 1956). Темно-серая с зеленоватым оттенком порода с узловатой текстурой, обусловленной выделением вдоль плоскостей сланцеватости многочисленных зерен граната.

Структура порфиробластовая с микролепидобластовой основной тканью; р. з. 0,005—0,05 мм, порфиробласты граната — до 2 мм.

Мин. состав: хлорит до 62, гранат 5—26, кварц; второстепенные минералы — биотит, куммингтонит, магнетит, сидерит; акцессории — графит, пирит.

Хим. состав (см. табл. 39).

В западной части Криворожского района ассоциирует с куммингтонитовыми сланцами и роговиками. На Попельнастовском и Желтянском участках Правобережного района наблюдается тонкая перемежаемость такого сланца с безрудными и маложелезистыми роговиками (мощность прослоев составляет сантиметры).

Сланец кварц-турмалин-хлоритовый (Свитальский и др., 1932). Серовато-зеленая, тонкосланцеватая порода с шелковистым блеском на плоскостях наслоения.

Мин. состав: хлорит, турмалин, кварц; акцессории — рудный минерал и циркон. Мелкие кристаллы турмалина располагаются вдоль сланцеватости.

Это редкая разновидность хлоритовых сланцев. Встречен в западной части Криворожского района в нижней части разреза средней свиты: на р. Ингульце выше Кривого Рога, в отвалах шахты МОПР и на Советском руднике (южнее Кривого Рога).

Сланец гидрогематит-хлоритовый (син.: красковый, или железно-суриковый сланец) (Свитальский и др., 1932; Семененко, 1947). Охристо-серая, красновато-серая до темно-красной, рыхловатая порода. Образуется в результате частичного или полного замещения хлорита в хлоритовых сланцах гидрогематитом.

Физ. свойства: $\sigma = (2{,}87)$, $\varkappa = (9450)$ (Бакланов, Бакланова, 1968).

Встречается в районе Криворожского железорудного месторождения. Используется в качестве сырья для изготовления краски — железного сурика.

Сланец кварц-магнетит-сидерит-тюрингитовый (Свитальский и др., 1932). Макроскопическая характеристика авторами не приводится.

Мин. состав: тюрингит, сидерит, магнетит, кварц, гематит, пирит. Местами сидерит и тюрингит разлагаются с образованием лимонита и магнетита.

Обнаружен в сланцевых горизонтах средней свиты криворожской серии на Криворожском железорудном месторождении (рудники им. Фрунзе, Капитальный, Лихмановский и др.).

Сланец магнетит-биотит-карбонат-хлорит-кварцевый (Макухина, 1967). Зеленовато-серая, грубополосчатая порода; чередуются прослои магнетит-кварц-карбонатные, магнетит-кварц-хлорит-карбонатные, карбонат-биотит-хлоритовые и хлорит-карбонат-кварцевые.

Мин. состав: кварц 26—45, хлорит 17—44, карбонат 22—33, биотит 5—23, магнетит 4—20; акцессории — циркон и рутил.

Хим. состав (см. табл. 39).

Встречается в Сурском районе; образует пласты мощностью 32—67 м, вмещающие прослои карбонат-кварц-биотит-хлоритовых сланцев и железистых роговиков.

Сланец биотит-хлорит-карбонат-кварцевый (Ладиева, 1956, 1967; Макухина, 1967). Серовато-зеленая, тонко-

сланцеватая, нередко полосчатая порода. Чередуются прослои (0,2—20 см) с разным соотношением породообразующих минералов, нередко существенно хлоритовые, биотит-хлоритовые, кварцевые и кварц-карбонатные, но чаще смешанные.

Структура лепидогранобластовая, лепидобластовая, в кварцевых прослоях роговиковая; р. з. 0,08—0,16 мм.

Мин. состав: кварц 10—40, сидерит 5—30, хлорит 20—40, биотит 8—25, магнетит и пирит.

Хим. состав (см. табл. 39).

Развит в железисто-кремнисто-сланцевых свитах конкско-верховцевской серии в Конкском, Сурском и Белозерском районах. Вмещает прослои магнетит-хлорит-карбонатного роговика.

Сланец хлоритоид-хлорит-кварцевый (Свитальский и др., 1932). Светло-серая или серая, тонколистоватая порода с неяснослоистой текстурой.

Структура порфиробластовая; порфиробласты хлоритоида группируются в отдельные прослойки среди кварц-хлоритовой или кварц-хлорит-серицитовой ткани.

Мин. состав: кварц, хлорит, хлоритоид; второстепенные минералы — турмалин, биотит, серицит, рудные.

Встречается на р. Ингульце в районе Кривого Рога.

Сланец слюдяно-хлорит-кварцевый (Свитальский и др., 1932). Зеленовато-серая, сланцеватая порода с плойчатой текстурой.

Структура лепидобластовая, а местами порфиробластовая; порфиробласты мусковита, реже биотита, заключены в основную ткань, представленную тонко перемежающимися прослойками кварц-биотитового и кварц-хлоритового состава.

Мин. состав: кварц, хлорит, мусковит, серицит, биотит, рудный минерал; акцессории — апатит, циркон, сфен. Хлорит и слюды группируются в самостоятельные прослои.

Встречается в районе Кривого Рога, в обнажениях на р. Саксагани (Карнаватская петля) и на р. Ингульце (скала «Орлиное гнездо», с. Новый Кривой Рог).

Сланец тюрингит-биотит-кварцевый (амфиболизированный) (Ладиева, 1956). Серовато-зеленая, плотная, филлитовидная порода.

Структура лепидобластовая.

Мин. состав: кварц 30—35, биотит 20—25, тюрингит 40—50; второстепенные минералы — сине-зеленая роговая обманка, карбонат, магнетит, эпидот.

Обнаружен на Веселянском участке в районе Конкских магнитных аномалий.

Сланец гранат-тюрингит-биотит-кварцевый (Ладиева, 1956; Макухина, 1967). Серовато-зеленая, филлитовидная порода с узловатой текстурой.

Структура порфиробластовая с лепидобластовой основной тканью.

Мин. состав: кварц до 30, биотит до 20, тюрингит до 40, пироп-альмандиновый гранат до 15—20; второстепенные минералы — карбонат, магнетит, эпидот, реже альбит и роговая обманка.

Встречается в ассоциации с железисто-силикатными роговиками и серицит-хлоритовыми сланцами на Веселянском участке в районе Конкских магнитных аномалий и в составе вулканогенно-кератофиро-сланцевой свиты в Сурском районе.

Сланец магнетит-хлорит-биотитовый (Макухина, 1956). Зеленовато-черная или темная зеленовато-серая порода с заметно выраженной сланцеватостью. Вмещает тонкие (от 1—2 мм до 1—2 см) прослои роговиков.

Структура лепидобластовая, в обогащенных роговой обманкой разностях — нематобластовая или порфиробластовая с лепидо- и нематобластовой основной тканью; размер порфиробластов до 1—1,5 мм, р. з. основной ткани 0,1—0,5 мм.

Мин. состав: биотит, хлорит, магнетит; второстепенные минералы — роговая обманка, эпидот, альбит, кварц; акцессории — сфен, рутил, пирит, апатит. Местами второстепенные минералы играют роль главных породообразующих.

Хим. состав (см. табл. 39).

Выявлен на Восточнограновском и Малотепловском участках в Верховцевском районе. Слагает слои мощностью 0,3—1,4 м, перемежающиеся с роговообманко-магнетитовыми роговиками.

Сланец магнетит-тюрингит-кварц-биотитовый (Половко, Жуков, 1956). Темная, зеленовато-серая, почти черная, полосчатая порода; чередуются тонкие (5—10 мм) кварцевые и магнетит-хлорит-биотитовые прослои.

Структура лепидогранобластовая; р. з. 0,1—0,2 мм.

Мин. состав: биотит 30—50, кварц 25—30, тюрингит 18—25, магнетит 10—15; второстепенные минералы — карбонат, серицит; акцессории — пирит, арсенопирит.

Встречается на Желтянском, Успеновском и Николаевском участках Правобережного района; слагает прослои мощностью в несколько десятков сантиметров в зонах переходов от железистых к сланцевым горизонтам.

Амфибол-хлоритовые сланцы

Сланец кварц-куммингтонит-хлоритовый (Свитальский и др., 1932). Является промежуточной разностью между хлоритовыми и куммингтонитовыми сланцами.

Мин. состав: хлорит, куммингтонит, кварц; второстепенные минералы — биотит, магнетит, гематит; акцессории — циркон и сфен. Куммингтонит, замещающий хлорит, образует порфиробласты или прослои, обогащенные кварцем. Вероятно, частично куммингтонит мог кристаллизоваться и непосредственно из первоначального осадочного аморфного материала.

Встречается в западной части Криворожского района, в полосе развития куммингтонитовых сланцев.

Сланец магнетит-куммингтонит-хлоритовый (Свитальский и др., 1932; Ладиева, 1967). Макроскопическое описание авторы не приводят.

Мин. состав: хлорит 30—38, куммингтонит 30—32, магнетит 14—16; второстепенные минералы — биотит, гранат, роговая обманка и кварц.

Встречается среди сланцевых горизонтов средней свиты криворожской серии в Кривом Роге и в составе железисто-кремнисто-метабазитовой свиты конкско-верховцевской серии в районе Белозерского железорудного месторождения.

Сланец куммингтонит-роговообманко-хлоритовый с гранатом (Танатар, 1926в). Зеленовато-серая, сланцеватая порода с узловатой текстурой, обусловленной наличием крупных (до 1,5 см) кристаллов граната. На поверхностях сланцеватости они оставляют вмятины или создают бугристые выступы. Куммингтонит группируется в линзовидные агрегаты с веерообразным расположением шестоватых кристаллов (до 1,8 мм), замещающихся по

периферии роговой обманкой. Эти агрегаты разобщены мелкочешуйчатой хлоритовой массой, вмещающей отдельные зерна граната и магнетита.

Встречен на левом берегу р. Ингульца между бывшими Пастуховским и Лихмановским рудниками и на правом берегу р. Ингульца у ст. Кривой Рог (южнее скалы «Орлиное гнездо»).

Сланец кварц-магнетит-роговообманко-хлоритовый (Макухина, 1956). Серовато-зеленая или зеленовато-серая, сланцеватая порода.

Структура нематолепидобластовая, при преобладании роговой обманки — лепидонематобластовая; р. з. 0,02—0,4 мм, реже до 2 мм.

Мин. состав: хлорит 20—50, роговая обманка 10—30, магнетит 3—10, кварц 4—15; второстепенные минералы — гидрослюда, альбит и кальцит.

Встречается на Восточнограновском участке Верховцевского района в виде маломощных (10—30 см) прослоев, перемежающихся с куммингтонит-магнетитовыми роговиками.

Сланец гранат-хлорит-куммингтонитовый (Танатар, 1926в; Свитальский и др., 1932). Полосчатая порода, в составе которой выделяются темно-серые, местами зеленоватые, тонкозернистые, сливные роговиковые прослои; буровато-серые с шелковистым блеском — куммингтонитовые и зеленовато-черные — хлоритовые; мощность прослоев в среднем 0,5 см. Многочисленные кристаллики (1—2 мм) красного граната заключены в волокнистую куммингтонитовую массу; между более крупными лейстами куммингтонита располагаются также чешуйки зеленого хлорита, бурого биотита и сине-зеленого амфибола. В виде включений в куммингтоните содержится магнетит. Роговиковые прослои с цементной структурой сложены кварцем, магнетитом и куммингтонитом. Встречается акцессорный циркон.

Обнаружен на шахте бывшего Рахмановского рудника.

Амфиболовые сланцы

Сланец магнетит-куммингтонитовый (Тарасенко, 1903; Танатар, 1926б; Свитальский и др., 1932; Семененко, 1947; Бордунов, 1959). Серовато-желтая или темная оливково-серая, тонкосланцеватая, местами грубополо-

счатая порода с шелковистым блеском на плоскостях сланцеватости; полосчатость обусловлена послойным распределением магнетита, а иногда наличием прослоев (5—12 см) тонкозернистых, почти афанитовых, сланцев.

Структура нематобластовая или порфиробластовая с гранонематобластовой основной тканью.

Мин. состав: куммингтонит 75—90, магнетит 8—12; второстепенные минералы — кварц, карбонат, слюда, гранат, хлорит, сине-зеленая роговая обманка; акцессории — апатит.

Развит в нижних сланцевых горизонтах средней свиты криворожской серии на Лихмановском и Тарапакском участках в Криворожском районе, на Горешнеплавневском участке в Кременчугском районе, на Желтянском, Успенском, Попельнастовском и Николаевском участках Правобережного района; обнажается на р. Ингульце выше г. Кривого Рога (б. Кандыбина, с. Рахмановка, овраг Галагановский).

Сланец магнетит-куммингтонитовый с прослоями куммингтонитового роговика (Половко, Жуков, 1956). Желтовато- или зеленовато-серая, полосчатая порода; чередуются кварцевые или амфибол-кварцевые и магнетит-амфиболовые прослои мощностью 1—30 мм.

Структура сланцевых прослоев нематобластовая, а роговиковых — грано бластовая.

Мин. состав сланцевых прослоев: куммингтонит 66—92, магнетит 8—25; роговиковых прослоев: кварц 57—79, куммингтонит 20—38; второстепенные минералы — магнетит, сидерит, роговая обманка, биотит, хлорит; акцессории — апатит и пирит.

Хим. состав (см. табл. 39).

Встречается на Попельнастовском, Желтянском и Успеновском участках Правобережного района. В виде пластов мощностью 10—20 м переслаивается с магнетитовыми роговиками и гранат-биотит-хлоритовыми сланцами.

Сланец гематит-куммингтонитовый. Отмечен Н. И. Свитальским и др. (1932) в Криворожском районе. Характеристика не приводится.

Сланец гранат-куммингтонитовый (Танатар, 1926б; Свитальский и др., 1932). Зеленовато-серая, тонкосланцеватая порода с сильным шелковистым блеском на пло-

скостях сланцеватости, послойно обогащенная изометричными зернами (1—2 мм) розового граната.

Мин. состав: куммингтонит, гранат; второстепенные минералы — кварц, биотит; акцессории — турмалин, пирит, магнетит.

Основная ткань породы сложена брусковидными кристаллами куммингтонита (1—2 мм); в нее включены порфиробласты и более мелкие зерна граната, кварца, группирующегося иногда в скопления, и биотитовые чешуйки.

Встречается среди куммингтонитовых сланцев в нижней свите криворожской серии в Криворожском районе.

Сланец гранат-магнетит-куммингтонитовый (Свитальский и др., 1932; Макухина, 1967). Буровато-зеленая, сланцеватая, тонко- или грубополосчатая порода, сложенная чередующимися прослоями мощностью от 0,5 до 5—10 мм куммингтонитового и магнетит-куммингтонитового состава; реже встречаются прослои, обогащенные зернами темно-бурого граната.

Структура нематобластовая и гранонематобластовая.

Мин. состав: куммингтонит 40—50, магнетит 10—30, гранат 10—40; второстепенные минералы — кварц, сине-зеленая роговая обманка, биотит и хлорит.

Встречается в районе Сурских магнитных аномалий в виде пластов мощностью 4—10 м среди амфиболитов и сланцев другого состава; отмечен также Н. И. Свитальским в Криворожском районе.

Сланец кварц-магнетит-гранат-куммингтонитовый (Семененко, 1947). Серовато-зеленая, мелкозернистая, сланцеватая порода с нечеткополосчатой текстурой.

Мин. состав: куммингтонит до 50, гранат 25—45, магнетит до 30, кварц до 25; второстепенные минералы — биотит, сидерит, кальцит, хлорит, плагиоклаз; акцессории — апатит, пирит, халькопирит.

Выявлен на Новопавловском участке в Орехово-Павлоградской полосе; в виде пластов мощностью 11—13 м переслаивается с хлоритовыми сланцами; вмещает маломощные прослои роговиков и магнетитовых пород.

Сланец гематит-гранат-куммингтонитовый. Выделен Н. И. Свитальским и др. (1932) в районе Кривого Рога. Характеристика не приводится.

Сланец магнетит-роговообманко-куммингтонитовый (Танатар, 1926в). Полосчатая порода, в составе которой

выделяются прослои соломенно-желтого цвета, сложенные куммингтонитом с подчиненным количеством голубовато-зеленой роговой обманки, и серые магнетит-амфиболовые прослои; мощность их до 0,5 см.

Выявлен в Криворожском районе (б. Тимашева).

Сланец куммингтонит-биотитовый (Танатар, 1926в). Сланцеватая, тонкополосчатая порода. Выделяются прослои мощностью 1—3 мм грязно-зеленого цвета, сложенные мелкочешуйчатым агрегатом буровато-зеленого биотита с неравномерно распределенными зернами куммингтонита и магнетита, и бронзовые существенно куммингтонитовые прослои с сильным шелковистым блеском на плоскостях сланцеватости.

Встречается редко в Криворожском районе.

Сланец гранат-кварц-куммингтонит-биотитовый (Макухина, 1967). Буровато-серая, тонкополосчатая порода; отдельные прослои сложены одним или двумя породообразующими минералами.

Мин. состав: биотит 20—40, куммингтонит 20—30, кварц 20—35, гранат 5—10, магнетит 3—10; акцессории — турмалин, циркон, пирит.

Обнаружен в районе Сурских магнитных аномалий; ассоциирует с амфиболитами и гранат-магнетит-куммингтонитовыми сланцами.

Сланец грюнеритовый (Половко, Жуков, 1956). Светло-серая, желтовато-зеленоватая, сланцеватая порода с занозистым изломом и характерным шелковистым блеском; текстура полосчатая — чередуются значительно более мощные (3—6 см) сланцевые прослои с тонкими (1—2 мм) роговиковыми.

Структура грюнеритовых прослоев нематобластовая (р. з. 0,02—0,6 мм), кварцевых — роговиковая.

Мин. состав: грюнерит (больше 90%); второстепенные минералы — магнетит, кварц, биотит, гранат; акцессории — апатит, пирит; вторичные минералы — роговая обманка, хлорит.

Хим. состав (см. табл. 39).

Развит в виде пластов (1—3 м) среди гранат-биотитовых сланцев и магнетит-куммингтонитовых роговиков в районе Правобережных магнитных аномалий.

Сланец гранат-грюнеритовый (Половко, Жуков, 1956). Темно-серая, крупноузловатая порода с хорошо выраженной сланцеватостью. Макроскопически различается тон-

коволокнистая ткань, состоящая из амфибола с шелковистым блеском и округлых зерен розовато-бурого, местами почти черного граната. Часто наблюдается довольно грубая (по несколько сантиметров) перемежаемость амфиболовых и гранат-амфиболовых прослоев.

Структура порфиробластовая с нематобластовой основной тканью; р. з. грюнерита 0,2—1,0 мм, граната 2—3 мм и больше.

Мин. состав: грюнерит 40—55, гранат 30—40; второстепенные минералы — магнетит, кварц; акцессории — пирит; вторичные минералы — биотит и хлорит.

Встречается на Желтянском, Млынковском и Успеновском участках в Правобережном районе.

Сланец биотит-гранат-грюнеритовый (Половко, Жуков, 1956). Темно-серая, крупноузловатая порода с грубополосчатой текстурой; чередуются серые грюнеритовые и почти черные биотит-гранатовые прослои мощностью от 2—3 до 5—6 мм.

Структура грюнеритовых прослоев нематобластовая, биотит-гранатовых — лепидогранобластовая и порфиробластовая.

Мин. состав: грюнерит, гранат, биотит; второстепенные минералы — магнетит, кварц.

Встречается на Желтянском, Млынковском и Успеновском участках в Правобережном районе в зонах переходов от грюнеритовых к гранат-биотитовым сланцам.

Сланец кварц-магнетит-гранат-грюнеритовый (Половко, Жуков, 1956). Зеленовато-серая порода с узловатой тонкополосчатой текстурой; чередуются кварцевые (1—2 мм) и силикатные (от 3—7 мм до 3—5 см) прослои.

Структура порфиробластовая с нематобластовой основной тканью.

Мин. состав: грюнерит 38—89, гранат 5—48, магнетит 1—24, кварц до 13; второстепенные минералы — роговая обманка, биотит, хлорит, сидерит.

Хим. состав (см. табл. 39).

Встречается на Попельнастовском, Желтянском, Успеновском и Николаевском участках Правобережного района в зонах перехода от железистых к сланцевым горизонтам средней свиты криворожской серии. В виде пластов мощностью от нескольких десятков сантиметров до первых метров переслаивается с другими разновидностями сланцев и роговиками.

Сланец кварц-магнетит-роговообманко-грюнеритовый (Ладиева, 1956). Буровато-серая, тонкополосчатая порода: чередуются тонкие (2—3 мм) бесцветные или буроватые грюнеритовые, реже кварцевые и темные магнетит-роговообманковые прослои.

Структура грюнеритовых прослоев нематобластовая и гранонематобластовая, рудных — сростково-гранобластовая, кварцевых — роговиковая.

Мин. состав: грюнерит 48—92, роговая обманка до 35, магнетит до 22, кварц до 18; второстепенные минералы — биотит, гранат, доломит; вторичные — глинистые минералы и гидроокислы железа.

Хим. состав (см. табл. 39).

Встречается в пределах полосы магнитных аномалий, примыкающей с северо-запада к Кирпотинскому участку Конкского района: слагает пласты мощностью от 20—40 до 100 м, переслаивающиеся с гранат-биотитовыми микрогнейсами, амфибол-кварц-плагиоклазовыми и двуслюдяными сланцами.

Сланец гранат-роговообманко-грюнерит-кварцевый (Ладиева, 1956). Зеленовато-розовато-серая, крупнозернистая, сланцеватая порода с полосчатой текстурой; чередуются прослои (до 2 см) силикатные и кварцевые.

Структура порфиробластовая с гранобластовой и нематобластовой основной тканью; размер порфиробластов граната до 1—1,5 см.

Мин. состав: кварц 15—35, грюнерит 25—40, роговая обманка 15—25, гранат 15—25; второстепенные минералы — магнетит, биотит, тюрингит; акцессории — пирит.

Хим. состав (см. табл. 39).

Встречается на Кирпотинском участке Конкского района в виде пластов мощностью до 5 м среди железистых роговиков, микрогнейсов и сланцев. На Промежуточном участке в этом же районе слагает пласты мощностью до 90 м, залегающие между амфиболитами и тальк-актинолитовыми сланцами.

Железисто-силикатные сланцы со щелочными амфиболами

Сланец магнетит-сидерит-амфибол-тюрингит-кварцевый (Свитальский и др., 1932). Зеленовато-серая, тонкослоистая порода; выделяются прослои, богатые кварцем и рудными минералами.

Мин. состав: кварц, тюрингит, щелочной амфибол, сидерит, магнетит, гематит. Повышенное содержание кварца сближает эту породу с роговиками.

Рудные минералы образовались преимущественно в результате разложения сидерита, тюрингита и щелочного амфибола; в шлифах наблюдаются все стадии разложения этих минералов.

Обогащенные кварцем прослои имеют роговиковую структуру. Среди мелких зерен кварца довольно густо распределены чешуйки тюрингита и порфиробласты сидерита.

Обнаружен на Криворожском месторождении в окрестностях рудника им. Фрунзе.

Сланец рибекит-глаукофон-роговообманко-хлорит-биотитовый (Танатар, 1926в). Зеленовато-черная порода, похожая на глинистый сланец, с многочисленными поверхностями скольжения, покрытыми желтовато-зеленым налетом. Выделяются нечетко обособленные прослойки с голубовато-зеленым и зеленовато-бурым оттенками. Первые сложены мелкочешуйчатым агрегатом бледно-зеленого клинохлора, проросшего иголочками рибекита и глаукофона. Зеленовато-бурые прослои состоят главным образом из бурого биотита, агрегат которого вмещает иголочки рибекита, глаукофана и бурой роговой обманки. По всей породе равномерно рассеяны мелкие зерна магнетита.

Обнаружен в Кривом Роге на бывшем руднике «Фермиер».

Сланец кварц-рибекит-куммингтонитовый (Танатар, 1926в). Черная, чуть зеленоватая на поверхностях сланцеватости порода, со слабо выраженным блеском. По внешнему облику напоминает аспидный сланец. Основная ткань сложена мелкими (0,03 мм) зернами кварца, среди которых в виде полос или отдельных иголочек располагаются рибекит и куммингтонит. В этой массе рассеяны многочисленные мелкие зерна зеленой роговой обманки и сфена. Зеленая роговая обманка (очевидно, другой генерации) образует также более крупные (до 0,2 мм) кристаллики. В акцессорных количествах встречается магнетит.

Обнаружен в Кривом Роге на бывшем Колачевском руднике.

Сланец грюнеритовый с крокидолитом и магнетитом (Танатар, 1926в). Полосчатая порода с темно-серыми рудными и зеленовато-серыми или желтовато-зеленовато-серыми крокидолит-грюнеритовыми прослоями. Последние тоже неоднородны по строению. В преобладающей мелкозернистой грюнеритовой массе выделяются полоски, обогащенные брусковидными и волокнистыми индивидами голубоватого крокидолита. Магнетит рассеян по породе в виде мелких зерен, а также образует петлеобразные сростки и сплошные массы в рудных прослоях.

Встречается в Криворожском районе на бывшем Терновском руднике.

Сланец магнетит-крокидолитовый (Танатар, 1926в). Черная порода, матовая на выветрелых поверхностях и с шелковистым блеском на свежем изломе. Характерна полосчатая структура, обусловленная чередованием более мощных (до 0,5 см) обогащенных магнетитом прослоев с тонкими (1—2 мм), существенно крокидолитовыми. Крокидолит образует брусковидные кристаллы (до 0,8 мм), промежутки между которыми заполнены зернами плагиоклаза и чешуйками хлорита. В рудных прослоях эти промежутки выполняет магнетит, образующий нередко сростки. Порода является, очевидно, продуктом натриевого щелочного метасоматоза по магнетит-куммингтонитовым или магнетит-хлоритовым сланцам. Обнаружен на бывшем Терновском руднике в Кривом Роге. Представляет собой бедную железную руду.

Сланец терновскит-кварц-тюрингит-сидеритовый. Выделен Н. И. Свитальским под названием сланец *сидерит-амфибол-тюрингитовый.* Макроскопическое описание автором не приводится.

Мин. состав: сидерит 50, тюрингит 23, кварц 18, терновскит 8.

Хим. состав (см. табл. 39).

Вскрыт скважиной в Кривом Роге, в бывшем саду Колачевского; перемежается с другими разновидностями хлоритовых сланцев.

Сланец магнетит-терновскитовый (Половинкина, 1924; Свитальский и др., 1932). Голубовато-серая или синевато-черная, полосчатая порода с тонкими прослойками аморфного или полукристаллического вещества, с редкими кристалликами терновскита. Различаются почти мономинеральные терновскитовые и магнетит-терновскито-

вые прослои. Терновскит иногда вмещает реликты тремолит-глаукофанового амфибола и, в свою очередь, замещается каемкой рибекита (?). Встречен в Кривом Роге на бывших рудниках им. Лысака и Терновском.

Сланец гематит-терновскитовый (Свитальский и др., 1932). По внешнему облику подобен магнетит-терновскитовому, но не действует на магнитную стрелку. Вмещает прослойки аморфного или полукристаллического вещества с новообразованиями куммингтонита. Обнаружен в Криворожском районе на Терновском руднике.

Сланец глаукофан-биотитовый (Танатар, 1926в). Зеленовато-серая, тонкозернистая, почти скрытокристаллическая, сланцеватая порода с сильным шелковистым блеском на плоскостях сланцеватости. Кливаж ориентирован почти перпендикулярно к сланцеватости.

Мин. состав: зеленовато-бурый биотит, голубоватый глаукофан, магнетит.

Биотитовые чешуйки (0,1 мм) образуют радиально-лучистые агрегаты, между которыми располагаются брусковидные кристаллы глаукофана и одиночные зерна или сростки магнетита.

Встречается в районе Кривого Рога (бывший рудник «Фермиер»).

Сланец магнетит-тремолит-глаукофановый (Свитальский и др., 1932). Макроскопическая характеристика авторами не приводится. Отмечается лишь слоистое строение.

Амфибол слагает прерывистые прослойки мощностью до 0,35 мм с пятнами и оторочками терновскита. При увеличении содержания последнего этот сланец переходит в магнетит-терновскит-тремолит-глаукофановый, в составе которого выделяются тремолит-глаукофановые и терновскитовые прослои. Магнетит образует скопления полиэдрических кристаллов и сплошные сливные массы. Отмечается кальцит, а по трещинкам — бурые окислы железа и опал.

Встречается в карьерах бывшего Терновского рудника в Кривом Роге. Представляет собой бедную железную руду.

Сланец гематит-тремолит-глаукофановый (Свитальский и др., 1932). Сильно сланцеватая порода. Скопления гематитовых полиэдрических кристаллов, распределенные равномерно, погружены в тонкокристаллическую

массу, в которой различаются зерна тремолит-глаукофанового амфибола и куммингтонита.

Обнаружен в карьере бывшего рудника им. Лысака в Кривом Роге.

ЖЕЛЕЗИСТО-СИЛИКАТНЫЕ КРИСТАЛЛИЧЕСКИЕ СЛАНЦЫ ВЫСОКИХ СТУПЕНЕЙ МЕТАМОРФИЗМА

Породы этой группы состоят из высокожелезистых безводных силикатов (феррогиперстена или эвлита, фаялита, альмандина) и кварца; реже в их состав входят куммингтонит, жедрит, магнетит, герцинит. По валовому содержанию железа они мало отличаются от рудных пироксен-магнетитовых и амфибол-магнетитовых кварцитов. Некоторые исследователи относят их к кварцитам (Половко, Жуков, 1956), хотя содержание кварца в этих породах часто не превышает 20—30%; в некоторых разновидностях кварца вообще нет. Для мономинеральных или почти мономинеральных разновидностей применялись такие названия как *гиперстенит* (Половинкина, 1962), *гранатовая порода* (Ткачук, 1940б), *эвлизит* (Вальтер, 1970). Сравнительно недавно было предложено выделять эти породы в группу железистых (Ярощук, 1966) или железисто-силикатных (Глевасский и др., 1971; Эйнор и др., 1971) сланцев. Внешне они выглядят чаще всего массивными или полосчатыми, однако под микроскопом четко проявляется кристаллизационная сланцеватость, выражающаяся в закономерной ориентировке всех удлиненных зерен. Это дает основание относить рассматриваемые породы к кристаллическим сланцам; термин применяется, впрочем, практически ко всем продуктам динамотермального метаморфизма.

Железисто-силикатные кристаллические сланцы встречаются очень редко и только на Украинском щите. Эти породы отмечены в составе железисто-кремнистых формаций Правобережного района (Криворожско-Кременчугская полоса), Приазовья и Володарского района.

Большинство исследователей считают рассматриваемые породы метаморфизованными (в условиях амфиболитовой и гранулитовой фаций) высокожелезистыми хемогенно-терригенными осадками (Половко, Жуков, 1956; Ярощук, 1966; Глевасский и др., 1971; Эйнор и др., 1971). Существует, однако, мнение об интрузивно-магма-

Химический состав железисто-силикатных кристаллических сланцев и

№	SiO_2	TiO_2	Al_2O_3	Fe_2O_3	FeO	MnO	MgO	CaO
1	56,06	0,06	0,61	2,75	33,74	0,11	1,14	4,30
2	36,01	2,90	17,05	4,05	50,15	0,07	6,90	0,22
3	47,42	1,25	16,37	5,42	10,69	0,04	8,00	1,63
4	47,00	Сл.	0,50	49,10	2,33	—	0,01	0,90
5	42,86	0,16	1,64	18,45	27,71	0,14	2,48	2,86
6	43,54	0,23	2,52	33,52	14,36	0,16	1,96	2,00
7	42,68	0,08	0,45	35,78	17,01	0,05	2,78	0,56
8	39,16	0,26	8,76	3,97	31,59	0,14	4,24	1,84
9	35,72	0,07	0,08	40,25	17,66	0,04	1,84	2,10
10	37,54	0,08	0,05	35,57	22,83	0,07	2,64	1,40
11	53,04	0,19	0,89	14,12	27,86	0,03	2,86	0,42
12	45,79	0,29	3,08	20,24	22,96	0,36	4,47	2,12
13	74,71	0,27	0,90	17,62	5,39	0,06	0,45	0,37
14	58,22	0,02	0,48	2,40	20,90	0,01	0,44	1,33
15	52,20	0,23	10,44	0,29	26,70	0,23	3,22	0,70
16	62,18	0,21	10,04	2,21	17,95	0,23	3,22	0,98
17	45,68	0,08	2,03	2,00	46,81	0,05	2,02	1,68
18	54,08	0,21	5,37	1,18	32,31	0,14	4,19	0,70

Примечание: 1 — *сланец кристаллический двупироксено-гранат-фаялит-гранат-жедрит-феррогиперстеновый.* Приазовье (Эйнор и др., 1971); 3 — *сланец цит магнетит-гематитовый,* Приазовье (Эйнор и др., 1971); 5 — *кварцит магнетит-магнетитовый,* Приазовье (Эйнор и др., 1971); 7 — *кварцит куммингтонит-магнетитовый,* Конкский район (Ладиева, 1956); 9 — *кварцит амфибол-эгирин-магнетитороксен-магнетитовый,* там же; 11 — *кварцит магнетит-грюнерит-феррогиперстено* (Стрыгин, Ярощук, 1964); 13 — *кварцит маложелезистый,* Приазовье (Эйнор и 1956); 15 — *кварцит биотит-тюрингит-амфибол-гранатовый,* Конкский район (Ла 1956); 17 — *кварцит фаялитовый,* там же; 18 — *кварцит гранат-куммингтонит-фер*

тической (Половинкина, 1962) или метасоматической (Кравченко, Хмарук, 1966) природе некоторых разновидностей этих пород.

Ниже приведено описание наиболее распространенных разновидностей высокометаморфизованных железисто-силикатных кристаллических сланцев.

Сланец кристаллический фаялит-феррогиперстен-кварцевый (Глевасский и др., 1971). Зеленовато-серая, мелкозернистая, тонкополосчатая порода.

Таблица 40

железистых кварцитов, %

Na_2O	K_2O	P_2O_5	SO_3	S	CO_2	H_2O^-	П.п.п.	Сумма
0,06	0,05	0,18	Не опр.	0,24	0,30	—	0,42	100,02
0,68	0,07	0,54	» »	Не опр.	Не опр.	0,41	1,50	100,55
1,31	5,52	0,43	» »	» »	» »	0,20	1,69	99,67
0,20	Сл.	—	0,02	» »	» »	0,34	—	100,40
0,37		0,13	0,17	» »	0,96	—	1,66	99,59
0,32	0,12	Не опр.	Не опр.	» »	Не опр.	0,51	0,36	99,60
0,13		0,23	0,02	» »	» »	0,03	0,26	100,44
0,16	2,84	0,16	0,11	0,35	» »	0,13	6,65	100,35
1,02	0,12	Не опр.	Не опр.	Не опр.	Не опр.	0,01	1,00	99,91
0,10		» »	» »	» »	» »	—	0,22	100,50
0,02		» »	» »	» »	» »	0,02	0,48	99,89
0,26	0,08	0,09	Сл.	0,13	0,45	0,06	—	100,38
0,23	—	0,21	0,03	Не опр.	Не опр.	0,24	0,01	100,46
0,27	0,04	—	—	» »	13,00	0,50	2,26	99,87
0,20	1,11	Не опр.	0,43	» »	1,02	0,24	2,83	99,84
0,29	0,76	» »	Не опр.	» »	Не опр.	0,08	2,16	100,32
0,06		» »	» »	» »	» »	—	—	100,41
0,02		» »	» »	» »	» »	0,02	1,57	99,79

кварцевый, Приазовье (Глевасский и др., 1971); 2 — *сланец кристаллический кристаллический феррогиперстеновый*, Приазовье (Половинкина, 1962); 4 — *кварамфиболовый*, Конкский район (Ладиева, 1956); 6 — *кварцит роговообманкотитовый*, Приазовье (Жуков, 1959); 8 — *кварцит магнетит-гранат-биотит-грюнеритовый*, Правобережный район (Половко, Жуков, 1956); 10 — *кварцит амфибол-пиявый*, там же; 12 — *кварцит пироксен-магнетитовый*, Володарский район др., 1971); 14 — *кварцит сидеритовый*, Правобережный район (Половко, Жуков, диева, 1956); 16 — *кварцит гранатовый*, Правобережный район (Половко, Жуков, *рогиперстеновый*, там же.

Мин. состав: кварц 10—30, феррогиперстен или эвлит 30—50, фаялит до 30, магнетит.

Фаялит совместно с ортопироксеном часто наблюдается в виде включений в крупных зернах последнего, обособляется в прослои, разделенные тонкими слоями существенно кварцевого состава.

Описываемый сланец — одна из наиболее широко распространенных разновидностей железисто-силикатных сланцев на Мариупольском железорудном месторожде-

нии (Приазовье) и в районе Володарских магнитных аномалий (Ярощук, 1966).

Сланец кристаллический двупироксено-гранат-фаялит-кварцевый (Глевасский и др., 1971). Темная, зеленовато-серая, среднезернистая, тонкополосчатая порода.

Структура гранобластовая, участками пойкилобластовая.

Мин. состав: кварц, фаялит, альмандин, гиперстен, ферросалит.

Хим. состав (табл. 40).

Встречается в разрезах железисто-кремнистых формаций Приазовья (Мариупольское железорудное месторождение) и района Володарских магнитных аномалий (Ярощук, 1966). Совместно с другими разновидностями железисто-силикатных кристаллических сланцев слагает пласты мощностью по несколько метров, перемежающиеся с железистыми кварцитами, карбонатными породами, графитсодержащими и амфибол-пироксен-плагиоклазовыми кристаллическими сланцами.

Сланец кристаллический амфибол-тюрингит-биотит-гранат-кварцевый. Описан В. Д. Ладиевой (1956) как *кварцит биотит-тюрингит-амфибол-гранатовый.* Темная, зеленовато-серая, грубополосчатая порода с чередующимися светлыми кварцевыми (2—5 мм) и темными серовато-зелеными силикатными (0,5—15 мм) прослоями.

Структура силикатных прослоев гранолепидонематобластовая, кварцевых — роговиковая; р. з. 0,1—1 мм.

Мин. состав: кварц 20—40, гранат 25—45, биотит 10—25, тюрингит 17—20, грюнерит 5—15; второстепенные минералы — роговая обманка, карбонат, магнетит; акцессории — турмалин, сульфиды.

Хим. состав (см. табл. 40).

Встречается на Кирпотинском участке в Конкском районе; образует пласты мощностью 10—25 м, переслаивающиеся с хлорит-биотит- гранат-амфиболовыми сланцами.

Сланец кристаллический кварц-гранат-эвлитовый (Глевасский и др., 1971). Зеленовато-серая, от средне- до крупнозернистой, массивная или тонкополосчатая порода.

Структура нематобластовая с элементами пойкилобластовой.

Мин. состав: эвлит до 80, альмандин 5—10, кварц 5—10; второстепенные минералы — ферросалит, магнетит.

Встречается среди железисто-силикатных кристаллических сланцев Мариупольского железорудного месторождения (Приазовье).

Сланец кристаллический гранат-жедрит-феррогиперстеновый (Глевасский и др., 1971; Эйнор и др., 1971). Темно-серая, почти черная, мелкозернистая порода с различимыми макроскопически розовыми пятнами (скопления гранатовых зерен); текстура массивная или слабосланцеватая.

Структура гранонематобластовая с участками пойкилобластовой.

Мин. состав: гиперстен 60—89, жедрит до 22, гранат 5—18; второстепенные минералы — куммингтонит, магнетит, шпинель, ильменит.

Хим. состав (см. табл. 40).

Встречен в керне скважины, пробуренной в южной части месторождения Корсак-Могилы (Западное Приазовье). Образует пластовое тело мощностью до 7 м, залегающее совместно с железистыми кварцитами среди биотитовых гранито-гнейсов. В зоне контакта с последними переходит в гранат-биотитовый кристаллический сланец.

ЖЕЛЕЗИСТЫЕ КВАРЦИТЫ

Железистые кварциты представляют собой метаморфические породы, состоящие из кварца и магнетита или гематита; к ним могут присоединяться пироксены, амфиболы, гранаты. От железистых и железисто-силикатных роговиков (микрокварцитов) отличаются большим размером зерен и наличием высокотемпературных силикатных минералов, что позволяет относить и те и другие к продуктам разных ступеней метаморфизма исходных железисто-кремнистых осадков. Некоторые исследователи (Танатар, 1948, 1954; Половинкина, 1950б; Доброхотов, 1954; и др.) называют железистыми кварцитами все кварцсодержащие железисто-кремнистые породы, включая роговики и джеспилиты.

В железистых кварцитах часто наблюдается полосчатость, правда, не столь совершенная, как в роговиках и

особенно джеспилитах. Нередки среди них и неполосчатые, массивные разности.

Степень метаморфизма железистых кварцитов соответствует условиям амфиболитовой (амфибол-магнетитовые кварциты) или гранулитовой (гиперстен-магнетитовые кварциты) фаций. Поэтому они никогда не встречаются в ассоциации со сланцами низких ступеней метаморфизма, а только с высокотемпературными кристаллическими сланцами, гнейсами или амфиболитами.

На территории УЩ наиболее крупные залежи железистых кварцитов известны в Приазовье (Мариупольское железорудное месторождение, а также месторождения Корсак-Могила, Куксунгур и Каменные Могилы в Западном Приазовье), в Орехово-Павлоградской полосе, в Правобережном и Кременчугском районах Криворожско-Кременчугской полосы, на Побужье (Грушковская и Раздолинская аномалии) и в районе с. Володарки.

Железистые кварциты Криворожско-Кременчугской полосы относятся к криворожской серии (нижний протерозой. Стратиграфическое положение Приазовских, Побужских и Володарских железисто-кремнистых формаций дискуссионно: одни исследователи считают их архейскими, другие относят к протерозою, а по мнению третьих среди них есть разновозрастные — архейские и протерозойские образования.

Благодаря магнитным свойствам магнетита — одного из главных минералов в этих породах — над участками развития железистых кварцитов образуются аномальные магнитные поля, позволяющие легко находить мощные залежи таких пород. Обогащенные магнетитом железистые кварциты представляют промышленный интерес как железные руды.

Среди железистых кварцитов Украины установлено несколько разновидностей, характеристика которых приведена ниже.

Кварциты магнетитовые, магнетит-гематитовые и гематитовые (Половко, Жуков, 1956; Эйнор и др., 1971). Серые до темно-серых, мелко- и среднезернистые, массивные или полосчатые породы. Полосчатость обусловлена неравномерным распределением магнетита и гематита; в составе этих кварцитов часто выделяются рудные и малорудные или безрудные прослои мощностью от миллиметров до нескольких сантиметров.

Мин. состав: кварц 33—50, магнетит 5—40, гематит до 45; второстепенные минералы — пироксены, роговая обманка.

Хим. состав (см. табл. 40).

Встречаются в породах железорудных формаций Приазовья (месторождения Корсак-Могила, Куксунгур, Каменная Могила и Мариупольское) и центральной части УЩ (Володарская аномалия и др.).

Кварцит магнетит-амфиболовый (Ладиева, 1956). Зеленовато-серая, широкополосчатая порода с чередующимися магнетит-силикатными, силикатными и кварцевыми прослоями мощностью до 1—3 см.

Структура гранобластовая, гранонематобластовая, местами порфиробластовая; р. з. 0,5—1,0 мм.

Мин. состав: кварц 31—44, магнетит 24—38, грюнерит, реже куммингтонит 4—30, сине-зеленая роговая обманка 2—17; второстепенные минералы — гранат, хлорит, биотит, карбонат; акцессории — пирит, ильменит.

Хим. состав (см. табл. 40).

Обнаружен в пределах Промежуточной полосы Конкского района, слагает два горизонта, разобщенные амфиболитами и амфиболовыми сланцами с прослоями безрудных роговиков и хлорит-актинолитовых сланцев.

Кварцит роговообманко-магнетитовый (Жуков, 1959; Эйнор и др., 1971). Темная, зеленовато-серая, мелкозернистая порода с полосчатой текстурой, обусловленной чередованием тонких (0,5—3 мм) прослоев кварц-магнетитового, кварц-роговообманко-магнетитового и существенно роговообманкового состава.

Структура гранобластовая.

Мин. состав: кварц 40—45, магнетит 25—35, роговая обманка 20—25; акцессории — апатит, гранат, пирит; вторичные минералы — хлорит, мартит, сидерит.

Хим. состав (см. табл. 40).

Встречается в Западном Приазовье в верхней железорудной толще корсак-шовкайской свиты (месторождение Куксунгур).

Кварцит куммингтонит-магнетитовый (Жуков, 1959). Серая, мелкозернистая, тонкослоистая порода, в которой выделяются светло-серые куммингтонитовые, белые кварцевые, темно-серые куммингтонит-магнетитовые и местами черные магнетитовые прослои; мощность их 0,5—2,5 мм.

Мин. состав: кварц 40—50, магнетит 35—40, куммингтонит 20—30; второстепенные минералы — биотит, хлорит, гранат; акцессории — апатит.

Хим. состав (см. табл. 40).

Встречается в составе железорудных пачек на месторождении Куксунгур (Западное Приазовье).

Кварцит магнетитовый с незначительной примесью силикатов (Половко, Жуков, 1956). Светло- или темно-серая, мелкозернистая, реже среднезернистая, тонкополосчатая порода. Прослои мощностью 0,5—5 мм различаются относительным содержанием кварца и магнетита; границы между ними нечеткие. В более крупнозернистых разностях полосчатость исчезает и они приобретают массивную текстуру.

Структура гранобластовая; р. з. 0,3—0,6 мм.

Мин. состав: кварц 45—70, магнетит 30—55; второстепенные минералы — куммингтонит, голубовато-зеленый амфибол, биотит, авгит; акцессории — апатит; вторичные минералы — гематит, лимонит, сидерит.

На Зеленовском, Ивановском и Ленинском участках Правобережного района образует прослои мощностью по 2—3 м, залегающие среди амфибол-магнетитовых кварцитов. Отмечаются постепенные переходы их в железистые роговики.

Кварцит эпидот-роговообманко-магнетитовый (Макухина, 1956). Зеленовато-серая, неравномерно грубополосчатая порода; чередуются светло-серые кварцевые, темные магнетитовые и зеленые силикатные прослои, имеющие неровные контуры и изменчивую мощность; они часто пережаты или совсем выклиниваются.

Структура гранобластовая.

Мин. состав: кварц, магнетит, сине-зеленая роговая обманка, слегка желтоватый эпидот, в незначительном количестве содержится кальцит; акцессории — пирит и апатит.

Встречается на Малотепловском участке в Верховцевском районе вблизи контакта метаморфических пород с гранитами.

Кварцит магнетитовый со щелочным амфиболом (Половко, Жуков, 1956). Темно-серая, неяснополосчатая или массивная, среднезернистая порода.

Структура гранобластовая, местами порфиробластовая; р. з. 0,1—1 мм, порфиробласты до 5 мм.

Мин. состав: кварц 38—61, магнетит 20—48, синезеленый амфибол, переходный от куммингтонита к родуситу, 9—14; второстепенные минералы — биотит, реликты куммингтонита, кальцит; акцессории — апатит.

Образует маломощные прослои в железистых горизонтах на Николаевском, Зеленовском, Ивановском участках Правобережного района. Связан постепенными переходами с эгиринсодержащими кварцитами.

Кварцит магнетит-гранат-биотит-грюнеритовый (Ладиева, 1956). Серая, мелкозернистая, полосчатая порода, в составе которой выделяются светлые кварцевые, зеленовато-серые силикатные и черные рудные прослои мощностью от 0,5 мм до 2 см (чаще всего 2—7 мм).

Структура роговиковая, гранолепидобластовая, лепидонематобластовая.

Мин. состав: кварц 35—45, грюнерит 40—65, биотит 15—25, гранат до 30—35, магнетит до 5, кальцит 2—20, роговая обманка, мартит, лимонит, пирит.

Хим. состав (см. табл. 40).

Встречается среди железисто-силикатных роговиков на Кирпотинском участке в Конкском районе и связан с ними постепенными переходами.

Кварцит амфибол-эгирин-магнетитовый (Половко, Жуков, 1956). Темно-серая, мелко- и среднезернистая, массивная либо неясносланцеватая порода с порфиробластами амфибола размером до 1,5 см.

Структура гранобластовая и порфиробластовая; р. з. 0,2—1,5 мм.

Мин. состав: кварц 47—53, магнетит 30—42, эгирин 4—20, щелочной амфибол до 2, феррогиперстен, стильпномелан (?); акцессории — апатит, пирит, пирротин.

Хим. состав (см. табл. 40).

Встречается в виде маломощных прослоев в железистых горизонтах Зеленовского, Ленинского и Николаевского участков Правобережного района; приурочен к зонам инъекций розового пегматита. Близкие по составу породы выявлены на Васиновском участке Орехово-Павлоградской полосы. Здесь они слагают пласты мощностью 5—10 м и больше среди гнейсов и амфиболитов. Прорываются розовыми аплит-пегматоидными гранитами, содержат большое количество послойных микроклин-альбитовых прожилков и многочисленные порфиро-

бласты микроклина и альбита (Шендерова, Соколова, 1958).

Кварцит амфибол-пироксен-магнетитовый (Половко, Жуков, 1956). Темно-серая со слабым зеленовато-буроватым оттенком, тонкополосчатая порода.

Структура гранобластовая; р. з. 0,1—0,5 мм.

Мин. состав: кварц 51—60, магнетит 27—33, гиперстен до 19, авгит до 9, куммингтонит до 9, актинолит до 4, биотит; акцессории — апатит, пирит, халькопирит.

Хим. состав (см. табл. 40).

Встречается в виде пачек мощностью до 20 м среди железистых горизонтов на Зеленовском, Ленинском и Ивановском участках Правобережного района.

Кварцит роговообманко-пироксен-магнетитовый (Макухина, 1956). Серый или зеленовато-серый, полосчатый.

Структура гранобластовая.

Мин. состав магнетитовых прослоев (мощность 0,2—1,5 мм): магнетит 60—70, кварц 25—30, гранат, карбонат; пироксен-роговообманковых прослоев (мощность 0,4—6 мм): роговая обманка 35—40, клинопироксен 20—40, магнетит 15—25, кварц 2—15, эпидот, карбонат; акцессории — пирит и апатит.

Встречается на Домотканском участке Верховцевского района в виде маломощных слоев (от нескольких сантиметров до 2 м) в роговиках и амфиболитах у контакта их с гранитами и аплитовыми жилами.

Кварцит такого же состава встречается на месторождении Куксунгур в Западном Приазовье и описан Г. В. Жуковым (1959) под названием *кварцит геденбергит-роговообманко-магнетитовый.*

Кварцит магнетит-грюнерит-феррогиперстеновый (Половко, Жуков, 1956). Темно-серая со слабым зеленовато-буроватым оттенком, яснополосчатая порода; чередуются кварцевые, силикатные и рудные прослои мощностью от 2—3 до 10—15 мм.

Структура гранобластовая; р. з. 0,3—1 мм.

Мин. состав: кварц 49—58, феррогиперстен до 27, грюнерит до 25, магнетит 13—18, иногда голубовато-зеленый щелочной амфибол до 12 и эгирин-авгит до 2.

Хим. состав (см. табл. 40).

Встречается на Зеленовском, Ивановском, Ленинском, реже на Николаевском участках Правобережного района

в виде пачек мощностью 2—10 м, приуроченных к зоне перехода от рудных магнетитовых к безрудным железисто-силикатно-кремнистым породам.

Кварцит пироксен-магнетитовый (Родионов, 1947; Жуков, 1959; Кравченко, Хмарук, 1966; Эйнор и др., 1971; и др.). Серая или темно-серая до черной, мелко- или среднезернистая порода с полосчатой (от тонкой до грубой), реже массивной текстурой. Полосчатость обусловлена чередованием белых кварцевых, темных кварц-пироксен-магнетитовых и кварц-магнетитовых, реже зеленоватых существенно пироксеновых прослоев; мощность их изменяется от 0,2 мм до 2—3 см. Магнетит иногда образует тонкие (1—2 мм) мономинеральные прослои, приуроченные к середине пироксеновых прослоев. Встречаются тонкие секущие карбонатные прожилки.

Структура гипидиобластовая (с более идиоморфными пироксенами), реже гранобластовая.

Мин. состав: кварц 45—65, магнетит 20—50, гиперстен до 38, клинопироксен до 30, иногда роговая обманка до 7 и гранат до 7; акцессории — апатит, циркон, пирит, пирротин; вторичные минералы — лимонит, серицит, халцедон.

Массивные разности пироксен-магнетитовых кварцитов отличаются пониженным содержанием пироксенов (среднее 5%) и повышенным — магнетита (до 55%) (Глевасский, 1970).

Хим. состав (см. табл. 40).

Физ. свойства: $\sigma = 3{,}35—3{,}50$ (3,45) (Собакарь, 1964); $I_n = (9400—11\,300)$, $\varkappa = (106\,100—140\,300)$ (Крутиховская и др., 1964).

Пироксен-магнетитовый кварцит — наиболее распространенная разновидность железистых кварцитов. Встречается в Приазовье: Мариупольское железорудное месторождение, месторождения Корсак-Могила, Куксунгур и Каменные Могилы. Здесь эти кварциты слагают пласты мощностью от 30 до 100 м, переслаивающиеся с гнейсами разного состава и мигматитами. Сравнительно маломощные (от 3—5 до 20—25 м) пласты и линзы пироксен-магнетитовых кварцитов среди мигматитов, высокоглиноземистых и пироксеновых гнейсов встречаются на реках Токмаке (ст. Стульнево), Крушанлы (с. Мокрый Став), Юшанлы (с. Тарасовка), Мокрой Конке и Берде (хутора Сачки и Ланцевый).

На Побужье пироксен-магнетитовые кварциты вскрыты скважинами в пределах Раздолинской и Грушевской аномалий, а также обнажаются в долинах Южного Буга и Ятрани (села Михайловское, Красненькое, Перегоновка, Сальков, Соломия) (Стрыгин, Кобзарь, 1966). Они слагают маломощные (0,3—3 м) линзовидные останцы среди пород чарнокитового комплекса; переходы в чарнокиты постепенные (Ткачук, 1940б; Наливкина, 1964).

В Володарском районе пироксен-магнетитовые кварциты в виде пластов мощностью от нескольких до 30—70 м перемежаются с амфиболитами, реже карбонатными породами, залегая вместе с ними среди мигматитов и гранитов. Полосчатые текстуры железистых кварцитов и мигматитов совпадают по простиранию, переходя из одной породы в другую. На контакте с мигматитами и гранитами в кварцитах развиваются роговая обманка, биотит и плагиоклаз; мигматиты и граниты у контакта обогащены темноцветными минералами и вмещают останцы железистых кварцитов. Все это свидетельствует о замещении последних мигматитами и гранитами (Стрыгин, Ярощук, 1964).

Пироксен-магнетитовые кварциты известны в Орехово-Павлоградской полосе, на Домотканском участке Верховцевского района в зоне контакта железисто-силикатных роговиков с гранитными и аплитовыми жилами.

Кварцит маложелезистый (Родионов, 1947; Жуков, 1959; Эйнор и др., 1971). Серая, мелко- или среднезернистая с невыдержанной, но заметной грубополосчатой текстурой порода.

Структура гранобластовая, мостовая или роговиковая.

Мин. состав: кварц 75—85, магнетит 15—20, гематит; второстепенные минералы — биотит, гранат, апатит, пирит, хлорит.

Хим. состав (см. табл. 40).

Встречается в нижней железорудной толще корсакшовкайской свиты на месторождениях Корсак-Могиле и Каменных Могилах, где слагает пачку мощностью 25—155 м; в виде маломощных реликтовых линз среди мигматитов — в районе с. Тарасовки (р. Юшанлы), на реках Крушанлы и Сосикулак.

Кварцит сидеритовый (Половко, Жуков, 1956). Темная коричневато-серая порода, местами тонкополосча-

тая; чередуются кварцевые, кварц-сидеритовые и гематит-кварцевые прослои мощностью 0,5—10 мм.

Мин. состав: кварц 65—80, сидерит 15—25, гематит 0—20.

Хим. состав (см. табл. 40).

Встречается в виде прослоев мощностью 3—5 м среди кварцитов верхней свиты криворожской серии на некоторых участках Правобережного района. Представляет собой метаморфизованный кварцевый песчаник с сидеритовым цементом; гематит образуется за счет окисления сидерита.

Кварцит гранатовый (Половко, Жуков, 1956). Описывался также Л. Г. Ткачуком (1940б) под названием *гранатовая порода*. Серая, темно-серая, а в выветрелом состоянии бурая, неравномернозернистая, грубослоистая (до 1,5—2 см) порода; выделяются прослои почти существенно кварцевые и кварц-гранатовые с примесью других силикатов.

Мин. состав: кварц, гранат; второстепенные минералы — биотит, магнетит, пироксен; акцессории — апатит, циркон, графит, пирит; вторичные минералы — хлорит, тальк, лимонит.

Хим. состав (см. табл. 40).

Встречается на Побужье (Гайворон — Завалье), а также на Зеленовском и Ивановском участках в Правобережном районе. Переслаивается с пироксен-магнетитовыми и амфибол-магнетитовыми кварцитами и постепенно переходит в гранат-биотитовые сланцы.

Кварцит фаялитовый (Половко, 1956; Половко, Жуков, 1956). Темная, буровато-серая, грубополосчатая порода; чередуются кварцевые и кварц-силикатные прослои мощностью от 2—5 мм до 5 см.

Структура гранобластовая; р. з. 0,5—3 мм. Местами фаялит образует порфиробласты размером до 1 см.

Мин. состав: кварц и фаялит; второстепенные минералы — феррогиперстен, гранат, геденбергит, сине-зеленый амфибол; акцессории — магнетит, апатит, пирит.

Хим. состав (см. табл. 40).

Встречается на Зеленовском участке в Правобережном районе, где этой породой сложен пласт мощностью до нескольких метров, залегающий среди гранат-куммингтонит-гиперстеновых кварцитов.

Кварцит гранат-куммингтонит-феррогиперстеновый (Половко, Жуков, 1956). Темная, буровато-зеленовато-серая, пятнистая, местами почти черная, грубополосчатая порода; чередуются существенно кварцевые (0,3—1,5 см) и кварц-силикатные (2—8 см) прослои. Последние распадаются на еще более тонкие прослои, различимые лишь под микроскопом.

Структура гетерогранобластовая; р. з. 0,3—2 мм, на отдельных линзовидных участках до 5 мм.

Мин. состав: кварц, феррогиперстен, куммингтонит, гранат; второстепенные минералы — биотит, магнетит, геденбергит; акцессории — апатит, пирит; вторичные минералы — хлорит, сидерит, сине-зеленый амфибол.

Хим. состав (см. табл. 40).

Встречается в Правобережном районе, где вместе с кристаллическими сланцами другого состава слагает пачки мощностью 10—15 м, переслаивающиеся с магнетит-амфибол-пироксеновыми кварцитами; на Мариупольском железорудном месторождении (Глевасский и др., 1971), в районе Володарских магнитных аномалий (М. А. Ярощук, 1965) и на Побужье в районе Завальевского графитового месторождения (Ушакова, 1958).

Кремнистые породы

Эта группа пород объединяет метаморфические образования, содержащие больше 70% SiO_2, выступающего главным образом в виде кварца. Формируются они при региональном метаморфизме кварцевых песчаников, кремнистых, глинисто-кремнистых и известково-кремнистых осадков. Среди метаморфических кремнистых пород выделяются кварциты и кварцитовидные сланцы.

КВАРЦИТЫ

Типичные кварциты — мономинеральные породы, состоящие из зерен кварца, которые в результате метаморфизма потеряли признаки первичного кластического происхождения; в условиях высоких температур и давлений произошло тесное срастание кварцевых зерен с образованием зубчатых границ. Вследствие этого порода имеет не зернистое, а сливное, почти стекловатое строение с раковистым или близким к нему изломом.

Окраска кварцитов зависит от состава и характера минеральных примесей; чаще всего они серые или белые, но бывают зеленоватые, красноватые, желтоватые и др. Текстура тоже в значительной степени определяется содержанием примесей и может меняться от массивной до яснополосчатой. Иногда в кварцитах сохраняются первичные текстуры осадочных пород: слоистость, знаки ряби и т. д.

Кварциты встречаются на УЩ в составе разновозрастных метаморфических комплексов (архейской корсак-шовкайской свиты Приазовья, чаусовской свиты Побужья, конкско-верховцевской серии Приднепровья, нижнепротерозойской криворожской серии, верхнепротерозойской овручской серии). Другой район развития кварцитов — Раховский массив (Восточные Карпаты). Кварциты здесь относятся к протерозойским (?) или нижнепалеозойским образованиям.

Благодаря высокой температуре плавления (1760—1770° С) кварциты используются для производства динасовых огнеупорных материалов, применяемых в металлургии и стекольной промышленности. Наиболее чистые разновидности, содержащие до 99% SiO_2, могут использоваться для получения кристаллического кремния.

Кварцит безрудный Корсак-Могилы. Впервые описан П. П. Пятницким (1898) под названием *аркозовый кварцит*. Позже описывался С. П. Родионовым (1947) и Г. В. Жуковым (1959). Это светло-серая, почти белая, неяснослоистая порода с характерной оспенной поверхностью, обусловленной наличием гнездышек каолина, являющегося продуктом выветривания слюд — биотита и мусковита.

Структура гранобластовая, зубчатая, реже мозаичная.

Мин. состав: кварц 95—98; второстепенные минералы — биотит, мусковит, гранат, реже пироксен, силлиманит, микроклин, графит, магнетит, иногда пирит.

Хим. состав (табл. 41).

Физ. свойства: σ=2,56—2,75 (2,62) (Собакарь, 1964).

Безрудным кварцитом сложены два пласта мощностью 8 и 12 м, залегающие в основании мощной пачки (110—150 м) железистых кварцитов, образующих резко выраженную в рельефе гряду холмов.

Химический состав кремнистых и карбонатных пород, %

№	SiO_2	TiO_2	Al_2O_3	Fe_2O_3	FeO	MnO	MgO	CaO
1	97,16	0,09	0,48	—	1,60	0,02	0,24	0,48
2	91,40	0,14	2,86	1,86	—	Сл.	0,11	1,14
3	96,55	—	0,95	1,34	—	—	—	—
4	93,16	Сл.	3,90	0,06	0,40	—	0,36	0,90
5	96,62	—	1,75	0,16	Сл.	—	0,57	0,40
6	93,25	0,07	4,13	0,10	0,36	Сл.	0,32	0,32
7	80,70	0,39	4,95	5,32	—	0,46	0,88	0,64
8	88,84	0,04	9,25	0,13	0,14	Сл.	0,66	0,42
9	3,30	—	0,26	0,19	2,84	0,44	21,29	30,08
10	6,73	—	0,50	0,20	—	—	1,10	51,22
11	13,12	—	0,48	1,66	2,25	0,72	17,59	30,10
12	38,70	0,60	25,46	6,53	1,57	0,05	0,76	23,20

Примечание: 1 — *кварцит безрудный*, Западное Приазовье, Корсак-Мо 3 — *кварцит оруческий* (Козловская, 1931); 4 — *мегапесчаник пугачевский* (анализ вобережный район (Половко, Жуков, 1956); 7 — *сланец кварцитовый*, Раховский ский район (Бойко, 1967); 9 — *известняк кристаллический*, Побужье (Ткачук, 11 — *кальцифир*, Побужье (Ткачук, 1940б); 12 — *сланец кристаллический гранат-*

Кварцит Криворожья (Пятницкий, 1898; Свитальский и др., 1932; Домарев, 1955). Белая, светло-серая или зеленовато-серая массивная, реже слегка сланцеватая или даже слабополосчатая порода; сланцеватость и полосчатость обусловлены наличием серицита, чешуйки которого группируются по определенным плоскостям.

Структура гранобластовая, зубчатая.

Мин. состав: кварц 80—95; второстепенные минералы — серицит, иногда гранат, розовый полевой шпат, хлорит и биотит; акцессории — турмалин, ставролит, сфен, циркон, магнетит, пирит.

Физ. свойства: $\sigma = (2{,}71)$, $\varkappa = (11)$ (Бакланов, Бакланова, 1968).

Часто образует редкие прослои в метапесчаниках и конгломератах нижней свиты криворожской серии. В Северном Криворожье (долина Желтой, окрестности сел Желтого, Овнянки) кварцитом сложены мощные (до нескольких десятков метров) пласты, залегающие среди слюдяных сланцев и гнейсов этой же свиты. В кварцитах встречаются тонкие прослои слюдяных сланцев; местами их количество и мощность увеличиваются и кварциты постепенно замещаются сланцами.

Таблица 41

Na_2O	K_2O	P_2O_5	SO_3	CO_2	H_2O^-	П. п. п.	Сумма
0,07	—	0,11	—	—	—	0,25	100,50
—	0,95	0,10	0,40	—	Не опр.	1,32	100,28
Не опр.	Не опр.	Не опр.	Не опр.	—	0,47	—	99,31
0,72	0,91	» »	» »	—	Не опр.	0,40	100,81
0,23	0,24	» »	» »	0,41	0,64	Не опр.	101,02
0,15	0,22	» »	» »	—	0,20	1,28	100,40
2,31	0,91	0,64	1,06	—	0,30	2,00	100,66
0,57	2,58	0,23	0,05	0,14	—	1,07	100,16
Сл.	Сл.	0,02	Сл.	42,65	0,20	Не опр.	101,07
—	—	—	—	40,03	0,08	0,24	100,10
0,20	0,10	0,03	0,06	33,40	0,30	—	100,01
0,34	0,10	0,75	Не опр.	—	0,10	1,30	99,46

гила (Эйнор и др., 1971); 2 — *кварцит*, Раховский массив (Ткачук, Гуржий, 1957); М. Т. Вадимова); 5 — *кварцит графитовый*, Побужье; 6 — *кварцит слюдяной*, Прамассив (Ткачук, Гуржий, 1957); 8 — *роговик серицитовый*, Чертомлыкско-Соленов-19405); 10 — *известняк кристаллический*, Раховский массив (Ткачук, Гуржий, 1957); *пироксен-плагиоклазовый*, Западное Приазовье (Эйнор и др., 1971).

Возле с. Райполя наблюдается пачка кварцитов, занимающая секущее положение по отношению к вмещающим гнейсам и мигматитам; кварциты рассматриваются как вторичные образования, возникшие в результате окварцевания гнейсов и мигматитов (Домарев, 1955). В этом же районе встречаются кварциты, образованные в результате силицификации доломитовых мраморов. Кварциты Северного Криворожья используются в качестве динасового сырья.

Кварциты центральной части УЩ (Стрыгин, Кобзарь, 1966). Обычно это белые или светло-серые, средне-, реже крупнозернистые породы, массивные либо со слабо выраженной линейной текстурой.

Мин. состав: кварц 80—90; второстепенные минералы — диопсид, плагиоклаз, гранат, гиперстен, магнетит, биотит, микроклин, графит.

Физ. свойства: $\sigma=2{,}15—2{,}96$ (2,64), $I_n=0$, $\varkappa=0$ (Веремеев, 1965).

Обнажаются на р. Южном Буге у сел Шамраевки, Купчинцев, Кошаро-Александровки, Завалья, Салькова, Лугового, Великой и Малой Мечетей и др., на реках Ятрани и Синюхе (села Островец, Роговое, Полонистое,

Станиславчик), на р. Ростовице (села Ягнятино, Беливка, Немиренцы). Скважинами вскрыты в районе с. Володарки и в других местах.

Кварциты залегают в виде пластовых тел мощностью до 20—30 м (иногда больше) и линзовидных останцов среди мигматитов, чарнокитов и гнейсов. В одних случаях они ассоциируют с карбонатными и графитоносными породами, в других — с высокоглиноземистыми гнейсами и железистыми кварцитами, в третьих — с метабазитами. Предполагается, что эти ассоциации сопоставляются соответственно с верхней, средней и нижней свитами криворожской серии. Однако большинство исследователей склонны относить метаморфические толщи этого района, вмещающие кварциты, к архею.

Кварциты Раховского массива Карпат (Ткачук, Гуржий, 1957). Белая сахаровидная порода, состоящая почти исключительно из кварца, образующего неправильные лапчатые зерна с резким волнистым угасанием и значительным количеством линейно ориентированных точечных включений. В качестве незначительной минеральной примеси содержатся серицит, апатит, кальцит, циркон, железорудный минерал.

Хим. состав (см. табл. 41).

Кварцитами сложен горизонт мощностью до 90—100 м, залегающий с резким угловым несогласием на породах кузинской свиты или на размытой поверхности деловецкой серии; трансгрессивно перекрываются отложениями мезозойского возраста. Выходы кварцитов на дневную поверхность известны на горе Темпо и в долине потока Кузя.

Овручский кварцит, или кварцитовидный метапесчаник (Дубянский, 1905; Тутковский 1911, 1923; Закревский, 1928; Козловская, 1931; М. И. Ожегова, 1948; Личак, 1958в, 1972б). Обычно описывался под названием *овручский песчаник*. Чаще всего розовая или красная, мелкозернистая, иногда почти сливная, реже средне- и даже грубозернистая, массивная или грубослоистая порода. Встречаются разности белые с розоватым или желтоватым оттенком, зеленовато-серые и темно-фиолетовые, почти черные. Слоистость обусловлена изменением окраски и размера зерен; встречаются белые включения пирофиллитов и кварцевая галька размером до 1,0—1,5 см. Иногда на поверхности плитчатой отдельности наблюда-

ются знаки волновой ряби; П. А. Тутковский отмечал косую слоистость.

Мин. состав: кварц, халцедон, пирофиллит 3—5, мусковит; акцессории — рутил, сфен, гранат, магнетит, гематит, виридин.

Кварц образует слабоокатанные кластические зерна (0,03—0,6 мм) со следами катаклаза; некоторые обломки в кварцитах представлены порфиром; цемент халцедоновый, иногда мусковитовый.

Хим. состав (см. табл. 41).

Физ. свойства: $\sigma = (2{,}58)$, $\varkappa = (50)$ (Беланов, Индутный, 1964).

Кварциты слагают толщу мощностью более 900 м среди пород овручской серии. Они содержат прослои пирофиллитовых и пирофиллит-хлоритовых сланцев и конгломератов; часто наблюдаются постепенные переходы между кварцитами и этими породами. Иногда в кварците встречаются жилки белого кварца и кристаллы горного хрусталя. Слои овручского кварцита слабо дислоцированы, образуют пологие складки с углами наклона крыльев 4—10°, а иногда до 30—38°.

Овручский кварцит является слабо метаморфизованной первично-осадочной породой. Формирование первичного песчаного осадка происходило в морских мелководных условиях в зоне прилива. Слабая степень метаморфизма и дислокации свидетельствует в пользу субплатформенных условий образования этой породы.

Метапесчаник кварцитоподобный пугачевский (Бухарев, 1969а). Светло-серая, среднезернистая, реже мелко- или грубозернистая, очень плотная порода с неясной слоистостью, обусловленной неравномерным содержанием пелитовых частиц или изменчивостью размера кластических зерен.

Структура бластопсаммитовая, гетеробластовая, гранобластовая с небольшим (до 10%) содержанием контактово-порового цемента.

Мин. состав: кварц 90—95; в цементе — микроклин, халцедон, серицит, биотит, циркон.

Хим. состав (см. табл. 41).

В составе пугачевской свиты (средний протерозой) метапесчаник слагает однообразную монотонную толщу мощностью до 119 м. Он встречается в виде останцов

(ксенолитов) размером 0,5—1,5 км^2 среди гранитов, габбро и анортозитов коростенского комплекса в западной и юго-западной части Коростенского плутона (села Заречье, Дашинка, Рудня-Шляховая, Торчин, Кривотин, Березовка и др.).

Кварцит графитовый (Свитальский, 1932; Семененко и др., 1956). Светло-серая, серая или темно-серая, иногда с фиолетовым оттенком, массивная, реже сланцеватая или полосчатая порода, иногда с ноздреватыми порами, выполненными глинистым каолиновым веществом; в полосчатых разностях кварцита различаются сланцеватые и массивные полосы; иногда сланцеватый кварцит образует линзовидные ксенолитоподобные участки среди массивного.

Структура гранобластовая — зубчатая или мозаичная с участками бластопсаммитовой; р. з. 0,03—0,3 мм.

Мин. состав: кварц 90—98; второстепенные минералы — графит, серицит, хлорит, сидерит, силлиманит, иногда гранат, плагиоклаз; акцессории — турмалин, циркон, рутил, апатит, пирит.

Графит распределен в породе более или менее равномерно в виде неправильных по форме чешуек, иногда приурочен к участкам развития кварц-серицитового цемента.

Хим. состав (см. табл. 41).

Графитовый кварцит встречается в Криворожье (Северная Червоная балка выше с. Алексеевки, Петровское графитовое месторождение на р. Ингульце) и на Побужье (села Завалье, Кошаро-Александровка, Луговое, Хащеватое и др.), часто переслаивается с графитоносными гнейсами и кристаллическими известняками. На Попельнастовском и Желтянском участках Правобережного района слагает пласты мощностью от 10—20 до 200 м среди кварц-серицитовых и углистых сланцев верхней свиты криворожской серии, местами фациально замещаясь ими по простиранию.

Эти породы в основном представляют собой метаморфизованные кварцевые песчаники с примесью органического вещества. Некоторые исследователи предполагали, что прослои (до 0,5—2,0 м) и обособления графитовых кварцитов среди кристаллических известняков с. Завалья образованы в результате силицификации последних.

Кварцит силлиманитовый (Половко, Жуков, 1956;

Горошников, 1971). Светло-серая, среднезернистая, плотная порода с массивной, реже сланцеватой текстурой; макроскопически различимы белые игольчатые кристаллики силлиманита, ориентированные в одном направлении.

Структура гранобластовая, роговиковая, зубчатая, реже мозаичная.

Мин. состав: кварц, силлиманит 1—8; второстепенные минералы — микроклин, плагиоклаз, мусковит, биотит, гранат, иногда кордиерит; акцессории — графит, рутил, циркон.

Встречается на Желтянском, Зеленовском и Ленинском участках Правобережного района среди слюдяных кварцитов нижней свиты криворожской серии; в Орехово-Павлоградской полосе на р. Волчьей выше хут. Новопреображенского, а на Побужье возле с. Кошаро-Александровки.

Кварцит слюдяной (Половко, Жуков, 1956 и др.). Наиболее распространенная разновидность кварцитов. Это белая или светло-серая, средне- и крупнозернистая порода с хорошо выраженной директивной текстурой, обусловленной параллельным расположением листочков слюды и удлиненных зерен кварца.

Структура гранобластовая, иногда бластоцементная, р. з. 0,2—0,5 мм, изредка до 5—7 мм.

Мин. состав: кварц 80—98, мусковит 1—10, биотит 0,5—2, микроклин до 7, иногда в малых количествах гидрослюда, хлорит, графит, магнетит; акцессории — рутил, лейкоксен, циркон, пирит, турмалин, апатит, монацит. При увеличении содержания полевого шпата переходит в слюдяно-полевошпатовый и полевошпатовый кварцит.

Хим. состав (см. табл. 41).

Наиболее полно эта порода представлена в Правобережном районе Криворожско-Кременчугской полосы (Желтянский, Ивановский, Зеленовский, Ленинский участки) в составе нижней и верхней свит криворожской серии. Кроме того, эта разновидность встречается практически на всех участках развития кварцитов.

Кварцит тремолитовый (Половко, Жуков, 1956). Встречается на Млынковском и Ивановском участках Правобережного района. Характеристика породы и описание условий залегания авторами не приводятся.

Отмечается только, что тремолит образует сноповидные агрегаты бесцветных удлиненно-призматических кристалликов, располагающихся по плоскостям наслоения. Предполагается, что образование тремолита связано с метаморфизмом кластического осадка, содержащего примесь доломита.

КВАРЦИТОВИДНЫЕ СЛАНЦЫ И СЛЮДЯНЫЕ РОГОВИКИ

Породы этой группы представлены разновидностями, переходными от кварцитов к слюдяным (или слюдяно-хлоритовым) сланцам. Предполагается, что исходный кремнистый осадок, продуктами метаморфизма которого они являются, содержал значительную примесь глинистого материала.

Степень метаморфизма кварцитовидных сланцев и слюдяных роговиков соответствует фации зеленых сланцев. Первые подверглись метаморфической перекристаллизации в большей степени, благодаря чему степень их кристалличности несколько выше.

Сланцы кварцитовидные. Под названием *сланцы кварцитовые* описаны Л. Г. Ткачуком и Д. В. Гуржием (1957), А. К. Бойко (1970), О. И. Матковским (1971) и др. Это светло-серые или серые, мелкозернистые до среднезернистых, слабосланцеватые породы, иногда с нечетко выраженной сегрегационной полосчатостью, обусловленной изменением размера зерен.

Мин. состав: кварц 70 (и больше), мусковит, биотит, хлорит, иногда альбит; акцессории — гранат, апатит, рутил, турмалин, сфен, магнетит, сульфиды. В зависимости от преобладания того или иного минерала различаются кварцитовидные сланцы мусковитовые, двуслюдяные, биотитовые, хлоритовые, альбитовые.

Структура гранобластовая (при равномерном распределении темноцветных минералов), порфирокластическая или диабластовая. Слюдистые минералы иногда обособляются в тонкие гофрированные полоски с лепидобластовой структурой. При увеличении содержания кварца до 90% и больше кварцитовидные сланцы переходят в кварциты, а при увеличении содержания слюды до 50% — в слюдяные сланцы.

Хим. состав (см. табл. 41).

Кварцитовидными сланцами сложена кварцитовая свита (мощность 150—180 м) белопотокской серии и верхняя часть надкарбонатной свиты деловецкой серии на Раховском массиве Карпат. Они обнажаются по потокам Белому, Яворниковому и по правым притокам Тиссы к северу от горы Берлебаш. В Чивчинских горах лучшие выходы кварцитовидных сланцев, слагающих совместно с кварцитами и другими сланцами кварцито-сланцевую свиту, встречаются в долинах ручьев Лостуня, Лостунца, Снежного, на р. Перкалабе и в некоторых других местах. Кварцитовидные сланцы встречаются также в Сущано-Пержанском районе УЩ.

Роговик серицитовый (Бойко, 1967). Светло-серая, почти белая, среднезернистая, реже мелкозернистая порода с хорошо заметными серебристо-перламутровыми чешуйками мусковита.

Структура роговиковая и лепидогранобластовая.

Мин. состав: кварц до 60, серицит до 40; второстепенные минералы — эпидот, ильменит.

Хим. состав (см. табл. 41).

Образует маломощные (до 10 см) прослои среди хлорит-серицит-кварцевых сланцев нижней свиты базавлукской серии в Чертомлыкско-Соленовском районе.

Роговик биотитовый (Бойко, 1967). Темно-серая, мелкозернистая, неяснослацеватая порода.

Структура роговиковая, участками лепидогранобластовая.

Мин. состав: кварц 50—70, биотит 27—50; второстепенные минералы — сфен и эпидот.

Встречается в Чертомлыкско-Соленовском районе, где образует пласты мощностью до 0,7 м, переслаивающиеся со сланцами и амфиболитами.

Роговик хлорит-серицитовый (Бойко, 1967). Зеленовато-серая, мелкозернистая, массивная порода.

Структура роговиковая и лепидогранобластовая.

Мин. состав: кварц 50—58, серицит 25—30, хлорит 5—10, цоизит 1—3; акцессории — апатит, турмалин, ильменит, пирит.

Переслаивается с серицитовыми роговиками и хлорит-серицит-кварцевыми сланцами нижней свиты базавлукской серии (Чертомлыкско-Соленовский район).

Роговик тюрингитовый (Макухина, 1956). Зеленовато-серая, грубополосчатая порода; чередуются серые квар-

цевые и зеленые тюрингитовые прослои мощностью от нескольких миллиметров до 10 см.

Структура кварцевых прослоев роговиковая, а тюрингитовых — лепидобластовая; р. з. 0,02—0,35 мм.

Мин. состав: кварц, хлорит; второстепенные минералы — магнетит, биотит, гидрослюда, карбонат, пирит.

Встречается в виде пластов мощностью 1—2 м среди железисто-карбонат-кремнистых роговиков на Тепловском участке в Верховцевском районе.

Карбонатные и известково-силикатные породы

Главные породообразующие минералы в метаморфических карбонатных породах как и в осадочных, продуктами перекристаллизации которых они являются,— кальцит и доломит. Последний при высоких температурах реагирует с кремнекислотой (и глиноземом), в результате чего образуются тремолит, диопсид, гроссуляр и другие силикаты.

В карбонатных породах в подчиненном количестве могут содержаться такие минералы, как кварц, альбит, мусковит, эпидот, сфен и хлорит, которые образуются за счет примеси в исходном известняке глинистого или алевритового материала.

Наиболее обычные продукты регионального метаморфизма карбонатных пород — кристаллические известняки (мраморы); широко распространены также обогащенные силикатами кристаллические известняки, или кальцифиры. К этой же группе пород относятся известково-силикатные кристаллические сланцы — продукты высокотемпературного регионального метаморфизма (а возможно и метасоматоза) первичных карбонатно-глинистых осадков, в которых карбонаты полностью замещены обогащенными кальцием силикатами и алюмосиликатами.

КРИСТАЛЛИЧЕСКИЕ ИЗВЕСТНЯКИ, ИЛИ МРАМОРЫ

Термин *кристаллические известняки* получил на Украине более широкое распространение. Может быть это обусловлено тем, что *мраморами* часто называют карбонатные породы, отличающиеся хорошей полируемостью и

декоративными качествами, не обязательно метаморфического происхождения. Таким образом, этот термин стал не столько петрографическим, сколько промышленно-техническим.

Кристаллические известняки характеризуются обычно крупнозернистым сложением, обусловленным перекристаллизацией исходных карбонатов — кальцита и доломита. Часто они имеют полосчатое строение из-за неоднородного минерального состава и зернистости. Цвет кристаллических известняков зависит в основном от состава примесей. Так, наличие органического вещества придает породе серую или черную окраску, железистые компоненты обусловливают различные оттенки зеленого, красного, коричневого цветов или пеструю, иногда очень живописную окраску. Чистые кальцитовые или доломитовые породы могут быть снежно-белого цвета.

Ассоциации второстепенных силикатных минералов в кристаллических известняках определяются преимущественно степенью метаморфизма. В слабо метаморфизованных разностях они представлены хлоритом или мусковитом, при средних ступенях метаморфизма — тремолитом, актинолитом, эпидотом, диопсидом и флогопитом, а при более высокотемпературном метаморфизме — форстеритом и энстатитом.

На Украине кристаллические известняки встречаются на УЩ (Приазовье, Криворожье, Побужье и Волынь) и в Карпатах. В каждом из районов и даже на отдельных участках одного и того же района эти породы залегают в различных геологических условиях, подверглись метаморфизму в разной степени, возможно, имели несколько различный исходный состав и поэтому различаются по набору второстепенных минералов.

Кристаллические известняки Приазовья. Впервые отмечены И. А. Морозевичем (1899) на р. Берде восточнее с. Карла Маркса (стар. назв. с. Троицкое). Позже были выявлены на других участках и описаны А. В. Власенко (1925), И. Г. Сагайдаком (1937), В. И. Лучицким и др. (1947), Г. В. Жуковым (1956), К. А. Поправко и К. Н. Савич-Заблоцким (1958), Г. Л. Кравченко и И. Б. Щербаковым (1967), Л. И. Каныгиным и др. (1969).

Это серые, зеленовато-серые, реже белые, плотные, разнозернистые, полосчатые породы. Полосчатость обусловлена неравномерным распределением силикатных

минералов, образующих нередко неправильные по форме скопления.

Структура гетерогранобластовая и пойкилитовая; р. з. от 0,5 до 3—4 мм.

Мин. состав: кальцит и доломит; второстепенные минералы (в сумме 5—10%) — диопсид, актинолит, форстерит, флогопит, хондродит, волластонит, плагиоклаз, скаполит, микроклин, кварц, сфен, гранат, роговая обманка; акцессории — графит, магнетит, шпинель, ильменит, пирит, циркон, апатит; вторичные минералы — серпентин, серицит, хлорит, эпидот.

Физ. свойства: σ=2,71—2,78 (Каныгин и др., 1969).

Кристаллические известняки залегают совместно с кальцифирами среди гнейсов, амфиболитов и мигматитов в виде пачек мощностью от 1—5 до 15—20 м. В карбонатной толще, вскрытой скважинами на Мариупольском железорудном месторождении, мощность отдельных пачек мраморов и кальцифров достигает 50 м и более; мощность всей карбонатной толщи — до 300 м (Каныгин, 1973). Контакты их с вмещающими породами всегда резкие. К периферии пачек отмечается смена кристаллических известняков кальцифирами, а последних — известково-силикатными кристаллическими сланцами (Кравченко, Щербаков, 1967). Кристаллические известняки часто ассоциируют с графитоносными гнейсами (р. Берда, Старокрымское графитовое месторождение, участок Куксунгур). Выходы кристаллических известняков есть на р. Калец возле с. Победы, севернее с. Осипенко на р. Берде, в окрестностях с. Старченкового на р. Темрюке.

В стратиграфическом отношении кристаллические известняки Приазовья приурочены к верхней части разреза приазовского метаморфического комплекса и относятся одними исследователями к архею, другими — к протерозою. Возраст флогопитов из этих пород, определенный калий-аргоновым методом, составляет 1520—1620 млн. лет (Кравченко, Щербаков, 1967) и отражает, естественно, не время прогрессивного метаморфизма, а время проявления наложенных термальных преобразований или, как предполагает И. Б. Щербаков, выхода на поверхность глубинного гранулитового комплекса.

Кристаллические известняки Приазовья рассматриваются изучавшими их исследователями как глубоко ме-

таморфизованные первично-осадочные породы. Степень их метаморфизма соответствует амфиболитовой (парагенезисы: кальцит — доломит — диопсид — скаполит — сфен, кальцит — доломит — флогопит — диопсид — тремолит — сфен) и низкотемпературной субфации гранулитовой (парагенезис: кальцит — доломит — форстерит — флогопит) фациям.

Кристаллические известняки Мариупольского района представляют промышленный интерес как качественный декоративный материал.

Кристаллические известняки Побужья. Впервые описаны А. В. Красовским (1924), а впоследствии изучались А. Н. Козловской (1926), В. И. Лучицким (1927, 1947г), Л. Г. Ткачуком (1940б), Д. П. Бобровником (1953), Р. И. Сироштаном (1950), Э. Б. Наливкиной (1960), И. Б. Щербаковым (1963), В. В. Смирновым (1968) и др.

Белые, желтовато- или зеленовато-серые, разнозернистые, часто полосчатые породы. Смена зернистости от мелкой к крупной резкая, иногда постепенная. Полосчатость связана как с изменением размера зерен, так и с неравномерным обогащением породы темноцветными силикатными минералами; мощность прослоев 2 — 10 см. Встречаются линзы и пятнистые участки существенно диопсидового состава с примесью карбонатов.

Структура гранобластовая, мозаичная, местами пойкилобластовая; р. з. 0,3—4 мм.

Мин. состав: кальцит 16—98, доломит до 79; второстепенные минералы — форстерит, диопсид, флогопит, тремолит, шпинель, реже встречаются графит, скаполит, сфен, кварц, рудные минералы, апатит; вторичные минералы — серпентин, хлорит, серицит.

Хим. состав (см. табл. 41).

Физ. свойства: $\sigma=2{,}40—2{,}84$ (2,73), $\varkappa=0—15\,000$ (200), $I_n=0—14\,000$ (200) (Веремеев, 1965).

Кристаллические известняки обнажаются по р. Южному Бугу. Наиболее крупные их выходы наблюдаются в районе с. Завалья, где мощность карбонатной толщи, вскрытой шахтами и многочисленными скважинами, колеблется в пределах 700—1500 м. На участке между селами Хащеватым и Антоновым мощность толщи кристаллических известняков достигает 800 м. Совместно с кальцифирами, биотитовыми, часто графитоносными, гнейсами, кварцитами, гранито-гнейсами и мигматитами

эти породы образуют так называемый хащевато-завальевский комплекс, слагающий ядерные участки Завальевской и Хащевато-Антоновской синклиналей. Отмечаются постепенные переходы их в графитовые гнейсы (Лучицкий, 1927). Повсеместно в кристаллических известняках наблюдается увеличение содержания силикатов, и они сменяются кальцифирами. Иногда среди известняков встречаются окремнелые прослои, сложенные сферолитами волокнистого халцедона, флогопитом и плеонастом с незначительной примесью мелких зерен кварца (Безбородько, 1931; Ткачук, 1940б).

Вопрос о возрасте хащевато-завальевского комплекса, к которому относятся и кристаллические известняки, остается дискуссионным — одни геологи считают его архейским, другие — протерозойским. Для флогопитов из кристаллических известняков калий-аргоновым методом получены значения возраста 1390 и 1440 млн. лет (Щербаков, 1969). Свинцово-изохронный возраст карбонатных пород Побужья 3600 млн. лет (Елисеева и др., 1973).

Большинство исследователей считают, что эти породы образовались в результате метаморфизма карбонатных осадков. Примесь силикатного материала связывается либо с первичным составом (наличие в осадке песчано-глинистого материала), либо же с привносом кремнезема магматическими интрузиями (Сироштан, 1950). В. Е. Тарасенко (1913) и П. И. Лебедев (1939) считали, что и $CaCO_3$ выделялся из магмы на последних стадиях формирования гранитного массива. По мнению В. А. Ершова (1960), кристаллические известняки Побужья образовались за счет ультраосновных пород в условиях подвижности CaO, CO_2 и SiO_2.

Используется как качественный декоративный и строительный материал.

Кристаллические известняки Волыни. Впервые отмечены К. М. Феофилактовым (1878) в районе с. Козиевки на р. Тетереве. Позже описывались П. А. Тутковским (1887), В. И. Лучицким (1919, 1947), Е. К. Пискорской (1969). Белые, серовато-белые, кое-где желтоватые, средне- до крупнозернистых, полосчатые, местами массивные.

Структура гранобластовая с элементами пойкилобластовой.

Мин. состав: доломит (часто преобладает) и кальцит; второстепенные минералы — диопсид, роговая об-

манка, плагиоклаз № 37—50, ортоклаз или микроклин, кварц, биотит, эпидот, флогопит, графит, изредка форстерит и шпинель; акцессории — сфен, апатит, монацит, магнетит; вторичные минералы — серпентин, брусит, хлорит, серицит, опал и халцедон.

Физ. свойства: $\sigma=2{,}69$ (Ткачук и др., 1963).

Наиболее крупные выходы наблюдаются по р. Тетереву в окрестностях г. Радомышля и сел Козиевки, Больших Рач и др. Ассоциируют с биотитовыми и биотит-пироксеновыми гнейсами, залегают среди них в виде пачек мощностью до 40 м. Секутся жилами аплитового гранита.

Крупное месторождение (Негребовское) доломитовых и кальцитовых мраморов выявлено в результате бурения в районе сел Негребовки, Болячева, Брусилова. Толща карбонатных пород мощностью до 100 м и больше развита на площади около 100 км².

Ксенолиты кристаллических известняков с форстеритом вскрыты скважинами среди гранитов коростенского интрузивного комплекса на левом берегу р. Ужа в районе сел Ушомира и Пугачевки (Пискорская, 1969).

Козиевский мрамор используется в электропромышленности, в промышленности стройматериалов, а также как поделочный материал. Доломитовые мраморы Негребовского месторождения представляют интерес как сырье для получения окиси магния, а также могут использоваться в качестве огнеупора в металлургической промышленности.

Кристаллические известняки Криворожья. Слабо метаморфизованные карбонатные породы впервые выявлены в Криворожском районе П. П. Пятницким (1898). Позже изучались Ю. Г. Гершойгом (1934) и были описаны под названием *доломиты* Д. И. Ищенко (1956). Характеристика кристаллических известняков р. Ингульца приводится в работах В. И. Лучицкого и др. (1947), Н. П. Семененко и др. (1954), Н. П. Семененко и Г. В. Жукова (1957).

Это светло-серые, иногда молочно-белые, хорошо раскристаллизованные, мелко- и среднезернистые, массивные, а местами полосчатые породы. Размер зерен мельче на более темных участках, несколько обогащенных силикатными минералами.

Структура гранобластовая и пойкилобластовая.

Мин. состав: доломит, реже кальцит 80—95; второстепенные минералы в пределах криворожской полосы представлены мусковитом и кварцем; в кристаллических известняках р. Ингульца установлены оливин, диопсид, амфибол, хондродит, серпентин, шпинель, графит, флогопит, мусковит, скаполит; акцессории — сфен, пирит, магнетит, апатит, флюорит, везувиан.

Физ. свойства: $\sigma=(2{,}73)$, $\varkappa=0$ (Бакланов, Бакланова, 1968); $V_P=5550—7050$ (6300), $V_R=3100—3700$ (3350) (Дьячкова и др., 1966).

Доломитовые кристаллические известняки образуют мощные (150—450 м) линзовидные тела среди кварц-биотитовых сланцев, метапесчаников, кварцитов и конгломератов верхней свиты криворожской серии (рудник им. Фрунзе, шахта ДПУ на западной окраине Первомайского рудника, балки Березина, Махровая, Червоная).

На р. Ингульце (б. Власова в окрестностях с. Петрово) кристаллические известняки слагают маломощные тела неправильной или линзовидной формы, залегающие среди графитоносных пород.

Доломитовые кристаллические известняки Криворожья пригодны для изготовления огнеупорных материалов, используемых в металлургической промышленности; могут применяться в качестве декоративного камня в строительстве.

Кристаллические известняки Раховского массива (Ткачук, Гуржий, 1957; Ненчук, 1968; Данилович, 1970; и др.). Серые или белые с зеленоватым, голубоватым или розоватым оттенками, массивные и рассланцованные породы, местами раздробленные и брекчированные. Иногда наблюдается гофрировка и микроскладчатость отдельных полосок.

Структура гранобластовая, средне- и мелкозернистая, реже гетеробластовая.

Мин. состав: кальцит, в некоторых разностях доломит; второстепенные минералы — кварц, мусковит, хлорит, кислый плагиоклаз, биотит; акцессории — турмалин, сфен, апатит, магнетит, рутил, сульфиды.

Выделяются кварцсодержащие слюдистые кристаллические известняки, в которых содержание кварца достигает 2—5%, а мусковита и хлорита — 5—10%.

Хим. состав (см. таб. 41).

Физ. свойства: $\sigma=2{,}72$ (Ткачук и др., 1963).

Кристаллические известняки развиты среди пород карбонатной свиты деловецкой серии (протерозой или нижний палеозой?). Мощность отдельных пластов кристаллических известняков, переслаивающихся со слюдяными сланцами, достигает 60—80 м; мощность всей свиты — 200—300 м.

Эти породы обнажаются на правом берегу р. Тиссы у с. Делового; разрабатываются преимущественно для изготовления мраморной крошки. Применяются также для отделки интерьеров, панелей и пр. В частности, карпатским мрамором облицованы залы Киевского железнодорожного вокзала, станция метро «Университетская», дворец «Украина» в Киеве и т. д.

Кроме наиболее крупного — Деловецкого,— на Раховском массиве разведаны месторождения мрамора: Гора Соколиная, Малый Розис, Охотничий Домик, Полунское, Довгорунь, Круглое, Головатич и др. В районе потока Кузя обнажаются и разрабатываются в небольших карьерах темно-серые и черные кристаллические известняки; их окраска обусловлена примесью тонко распыленного графитового вещества.

КАЛЬЦИФИРЫ

Кальцифирами называются карбонатные метаморфические породы, в которых силикатные минералы (амфиболы, пироксены, гранаты и др.) играют роль главных породообразующих наряду с кальцитом и доломитом. Этот термин на Украине употребляется сравнительно недавно (Стрыгин, Кобзарь, 1966), раньше такие породы описывались под названием *силикатных (силицифицированных) кристаллических известняков, или мраморов* (Лучицкий, 1919, 1949; Семененко и др., 1956), или же рассматривались совместно с охарактеризованными выше собственно кристаллическими известняками (Сироштан, 1950; Щербаков, 1963; и др.). Это серые, зеленовато-серые или темно-серые, массивные, пятнистые, реже нечеткополосчатые, мелко- и среднезернистые породы.

Структура гетерогранобластовая.

Мин. состав: кальцит и доломит до 50—80, диопсид до 20—50, форстерит до 10—30, иногда актинолит, гранат, бронзит, флогопит, скаполит, волластонит, плагиоклаз, кварц; второстепенные минералы — графит, ро-

говая обманка, биотит, эпидот, сфен, клиноцоизит, цоизит, мусковит, хлорит; акцессории — силлиманит, апатит, магнетит, титаномагнетит, пирит.

Хим. состав (см. табл. 41).

Физ. свойства: $\sigma = 3{,}00—3{,}26$, $\varkappa = 0—10\,640$ (5750), $I_r = 0—770$ (460) (Собакарь, 1964).

Кальцифиры на УЩ встречаются на всех указанных выше участках развития кристаллических известняков. Обычно они приурочены к зоне контакта последних с вмещающими гнейсами, мигматитами или гранитоидами, а также образуют прослои или гнездовидные обособления среди известняков. Часто кальцифиры встречаются в виде самостоятельных маломощных пластовых тел или ксенолитов с резкими контактами в мигматитах, чарнокитах и гранитах (г. Первомайск, села Лебединка, Скопуны, Кисляк, Стрижевка, Гнивань на р. Южном Буге, районы Володарской и Раздолинской магнитных аномалий, Желтянский, Млынковский, Николаевский и Успеновский участки Правобережного района и др.). Эти ксенолиты обычно имеют зональное строение (Костюк, 1955). Внешняя зона представлена известково-силикатным гранат-диопсид-плагиоклазовым (со сфеном и кварцем) кристаллическим сланцем. Дальше следуют скаполит-диопсид-кальцитовая и волластонит-диопсид-кальцитовая зоны, сменяющиеся кальцифиром диопсид-кальцитового состава. Образование такой зональности связывают с биметасоматическим процессом типа скарнирования, вызванным обменом вещества между двумя неравновесными системами: гранитной — насыщенной или перенасыщенной SiO_2 и известковой — недонасыщенной SiO_2.

Генезис же самих кальцифиров, как и кристаллических известняков, трактуется по-разному. Большинство геологов считают их реликтами древней осадочной известково-мергелистой толщи, неполностью ассимилированной гранитной магмой. В. Е. Тарасенко (1913) связывал их образование с привносом кальция по трещинам и пустотам в толщу вмещающих гранатовых или гиперстеновых мигматитов. В. А. Ершов (1960) рассматривает их и кристаллические известняки как карбонатизированные ультраосновные породы, а И. Б. Щербаков (1963) придерживается мнения о гетерогенном происхождении кальцифиров, выделяя среди них парапороды и карбона-

тизированные ортопороды основного и ультраосновного состава.

В кальцифирах Приазовья наблюдаются прослои с повышенными (до 5—8%) содержаниями апатита (Каныгин и др., 1969) и участки кальцит-пироксен-родонитовой породы (с содержаниями родонита до 70%), что позволяет рассматривать карбонатные породы Украины как перспективные на фосфатное и марганцевое сырье.

Кальцифиры, образующие совместно с кристаллическими известняками мощные пластовые тела, разрабатываются на Побужье (с. Завалье) и Волыни (г. Радомышль) для использования в качестве строительного камня, для изготовления декоративных и облицовочных материалов. Полируемость кальцифиров несколько ниже, чем кристаллических известняков, но рисунок более оригинальный.

ИЗВЕСТКОВО-СИЛИКАТНЫЕ КРИСТАЛЛИЧЕСКИЕ СЛАНЦЫ

Известково-силикатными кристаллическими сланцами называются метаморфические породы, сложенные в основном кальциевыми силикатами и алюмосиликатами (салит и фассаит, гроссуляр-андрадитовый гранат, анортит, скаполит, сфен). Карбонатов в этих породах обычно нет. Аналогичные по минеральному составу кристаллические сланцы, характеризующиеся повышенной железистостью пироксенов и гранатов, Г. Л. Кравченко и И. Б. Щербаков (1967) называют железисто-известково-силикатными.

Термин *известково-силикатные кристаллические сланцы* не является на Украине общепринятым; раньше такие породы описывались под названием *известково-силикатные* роговики (Безбородько, 1926), *известково-силикатные гнейсы* (Костюк, 1955), *гранат-пироксен-плагиоклазовые породы* (Щербак, 1959; Гнатив, 1960), *анортозиты* (Ткачук, 1947д; Усенко, 1958в; Щербаков, 1962), *салит-анортитовые породы* (Наливкина, 1964).

Обычно это зеленовато- или буровато-серые, пятнистые или полосчатые очень крепкие мелкозернистые, иногда почти сливные породы. Более темные пятна и прослои обогащены зеленым пироксеном и бурым гранатом или сфеном.

Структура гранобластовая (мостовая) с участками пойкилобластовой, келифитовой и петельчатой; р. з. до 1 мм.

Мин. состав: плагиоклаз № 80—96, зеленый клинопироксен (ферросалит или фассаит), бурый гранат гроссуляр-андрадитового состава, иногда сфен; второстепенные минералы — роговая обманка, биотит, эпидот, скаполит, кварц; акцессории — апатит, циркон, монацит, ортит, магнетит, титаномагнетит, пирротин, пирит, ильменит, халькопирит.

Хим. состав гранат-пироксен-плагиоклазового кристаллического сланца (см. табл. 41).

Известково-силикатные сланцы чаще всего образуют маломощные пластовые тела и линзовидные или овальные включения в гнейсах, мигматитах, кварцевых монцонитах и др. Такие включения иногда располагаются четкообразно. Обнажаются в Приазовье (р. Чукрак у с. Александровки, р. Юшанлы севернее с. Нельговки, реки Каинкула, Токмак, Берда возле хут. Сачки и с. Захарьевки, б. Качемак севернее с. Первомайского и др.), на Побужье (села Завалье, Гайворон, Потуш, Хоменки, Тывров, Гнивань и др.), в Приднестровье (р. Мурафа), по р. Тетереву у с. Новой Рудни и на р. Корчике возле г. Корца и с. Сторожевого.

Включения известково-силикатных кристаллических сланцев часто имеют зональное строение (Гнатив, 1960; Эйнор и др., 1971). Внутренняя зона обычно обогащена гранатом, промежуточная — пироксеном, а внешняя — плагиоклазом, кварцем, роговой обманкой и биотитом.

Известково-силикатными сланцами нередко сложены приконтактовые участки пластов кристаллических известняков и кальцифиров или их ксенолитов и включений в гранитоидах и мигматитах.

По мнению некоторых исследователей (Щербак, 1959; Хмарук, 1966; Кравченко и Щербаков, 1967), эти породы являются глубоко метаморфизованными (амфиболитовая и гранулитовая фации) мергелистыми осадками. Многие (Гнатив, 1960; Щербаков, 1962; Наливкина, 1964; Пискорская, 1968) считают их продуктами метасоматической переработки карбонатных пород. Наиболее вероятно, что это гетерогенные образования, в одних случаях представленные почти изохимически метаморфизованными глинисто-карбонатными осадками, а в других — мета-

соматически переработанными карбонатными или основными и даже ультраосновными породами. Описание аналогичных пород, метасоматическое происхождение которых не вызывает сомнения, приводится ниже.

Вопрос о возрасте рассматриваемых пород как и вмещающих их метаморфических комплексов дискуссионный — разные авторы относят их то к архею, то к протерозою. Возраст сфена из железисто-известково-силикатного сланца Приазовья, определенный по соотношению $^{207}Pb/^{206}Pb$, составляет 2500 млн. лет (Кравченко, 1970).

Глиноземистые породы (метапелиты)

Метаморфические породы с повышенным содержанием глинозема образуются при региональном динамотермальном метаморфизме глинистых осадков, в интервале температур приблизительно от 200 до 700—800° С. Граница между продуктами диагенеза и начального метаморфизма глинистых осадков до сих пор четко не определена. Так, глинистые сланцы в одних случаях рассматриваются еще как осадочные породы, а в других — уже как продукты метаморфизма. Безусловно метаморфическими являются аспидные сланцы, которые можно поставить в начале метаморфического ряда глиноземистых пород. При повышении степени метаморфизма они сменяются филлитами, слюдяными сланцами, а затем кристаллическими сланцами и гнейсами, содержащими такие высокоглиноземистые минералы, как гранат, ставролит, андалузит, силлиманит, кордиерит и др.

АСПИДНЫЕ СЛАНЦЫ

На УЩ аспидные сланцы впервые описаны П. П. Пятницким (1898), обнаружившим их среди слабо метаморфизованных железисто-кремнистых и песчано-глинистых пород Криворожья. Более детально они были изучены В. В. Аршиновым и Б. Я. Меренковым (1928), а затем Н. И. Свитальским и др. (1932), Н. П. Семененко (1947) и Я. Н. Белевцевым (1941, 1957).

Аспидные сланцы представляют собой тонкозернистые до афанитовых, четкосланцеватые породы серого, буровато-серого или зеленовато-серого цвета, нередко с узловатой текстурой, обусловленной наличием остатков гли-

нистых продуктов. Благодаря совершенному кливажу течения легко раскалываются на тонкие плитки.

Сложены аспидные сланцы очень мелкими минеральными частицами, различимыми лишь под микроскопом и представленными кварцем, серицитом, хлоритом, биотитом, магнетитом, гематитом, сидеритом, кальцитом, графитом. В основной скрытокристаллической массе рентгенографическим методом устанавливаются хлориты, глинистые минералы, каолинит.

Физ. свойства: $\sigma=2{,}7—4{,}0$, $\varkappa=300—1300$ (Тохтуев, Тилянов, 1960).

Аспидные сланцы образуются при низкотемпературном региональном метаморфизме глин, глинистых сланцев, иногда туфогенных пород.

В составе сланцевых горизонтов средней свиты криворожской серии аспидные сланцы переслаиваются с безрудными роговиками; мощность этих прослоев часто не превышает 1—3 см.

Я. Н. Белевцев (1941) выделял следующие разновидности аспидных сланцев: кварц-серицитовые, серицит-хлоритовые, хлорит-биотитовые, серицит-биотитовые, биотитовые и слюдяно-биотитовые. Они связаны постепенными переходами между собой и с горизонтами железистых роговиков. В монографии Н. П. Семененко и др. (1956) тоже выделено несколько разновидностей аспидных сланцев по минеральному составу; характеристика их приводится ниже.

Аспидные сланцы могут использоваться как сырье для получения керамзита — пористого, легкого заполнителя бетона.

Сланец аспидный кварц-биотитовый (Половко, Жуков, 1956). Темно-серая, иногда почти черная, мелкозернистая, тонкосланцеватая порода, раскалывающаяся на тонкие плитки.

Структура гранобластовая; р. з. 0,03—0,3 мм.

Мин. состав: биотит 55—70, кварц 30—45; второстепенные минералы — сидерит, глинистое вещество, эпидот, мусковит; акцессории — графит, апатит, турмалин.

Биотит располагается равномерно по всей массе породы или группируется в отдельные прослойки, перемежающиеся с прослойками, обогащенными кварцем.

Встречается на Желтянском, Николаевском и Млынковском участках Правобережного района и в Криворож-

ском районе в виде маломощных прослоев (от нескольких до первых десятков сантиметров) среди безрудных и железисто-силикатных роговиков и сланцев в составе роговиково-сланцевых горизонтов средней свиты криворожской серии. Отмечаются переходы в кварц-биотит-хлоритовую и кварц-хлоритовую разности; при этом в одних случаях биотит замещается хлоритом, а в других — хлорит—биотитом.

Сланец аспидный кварц-гидрослюдяно-биотитовый (Половко, Жуков, 1956). Буровато-серая или буровато-зеленая *(табачный сланец)* плотная афанитовая, местами сланцеватая порода.

Структура микролепидобластовая; р. з. 0,02—0,04 мм.

Мин. состав: биотит и гидрослюда до 80, кварц 10—15; второстепенные минералы — серицит, сидерит, каолин; акцессории — турмалин, лейкоксен.

Хим. состав (табл. 42).

Встречается во всех трех свитах криворожской серии в Правобережном и Криворожском районах. В средней свите образует маломощные прослои среди кварц-биотитовых сланцев; этой же породой сложена верхняя часть разреза верхней свиты (выше кварцитов и углистых сланцев).

Сланец аспидный кварц-серицитовый (Половко, Жуков, 1956). Серебристо-серая, реже темно-серая, тонкосланцеватая порода с едва различимыми макроскопически чешуйками серицита на плоскостях сланцеватости. Местами встречаются участки с микроплойчатой и линзовидно-полосчатой текстурой.

Структура микролепидобластовая.

Мин. состав: серицит 24—88, кварц 11—69; второстепеные минералы — хлорит, карбонат, биотит, реже углистое вещество и альбит; акцессории — турмалин, рутил, лейкоксен, циркон, сфен, магнетит, пирит.

Хим. состав (см. табл. 42).

Развит преимущественно в составе нижней и верхней свит криворожской серии в Криворожском и Правобережном районах в виде пластов, мощность которых иногда достигает 20—30 м. Маломощные прослои (до 20—50 см) встречаются и в роговиково-сланцевых горизонтах средней свиты.

Химический состав аспидных, филлитовидных, пирофиллитовых и слюдяных

№	SiO_2	TiO_2	Al_2O_3	Fe_2O_3	FeO	MnO	MgO	CaO
1	56,32	0,65	18,18	9,43	0,86	0,01	2,93	0,56
2	54,92	1,51	22,41	2,48	5,32	0,01	2,14	0,31
3	64,52	0,52	17,47	0,62	4,16	0,02	2,17	0,28
4	56,69	0,25	19,25	1,92	7,33	0,07	4,65	0,14
5	64,32	0,64	21,37	2,52		0,03	1,56	0,60
6	69,63	0,59	17,80	0,75	1,72	0,07	1,31	0,56
7	61,82	0,20	21,28	6,12	1,35	—	1,86	1,94
8	65,00	0,46	15,59	0,98	2,01	Сл.	2,38	2,94
9	67,41	0,18	19,07	3,05	2,12	Сл.	2,70	0,80
10	51,80	0,64	20,39	1,23	11,59	0,11	4,45	0,28
11	58,88	0,51	13,52	1,32	12,28	0,21	2,65	0,30
12	58,98	0,78	18,94	1,82	4,88	0,07	3,07	1,26
13	65,50	—	27,92	0,72	—	—	—	0,21
14	63,60	0,34	17,12	5,72	5,39	0,11	1,72	1,13
15	53,68	0,73	18,24	10,68	1,52	0,18	3,58	1,09
16	51,39	0,48	16,35	2,05	11,70	0,24	6,48	1,58
17	55,94	0,99	17,04	2,91	10,06	0,25	1,48	0,56
18	40,58	0,53	22,38	1,30	21,40	0,07	4,31	0,30
19	54,43	0,65	29,86	1,35	1,62	0,02	1,44	0,56
20	37,50	1,50	34,80	4,82	8,32	0,05	4,67	0,84
21	53,20	0,78	27,13	2,99	3,16	0,05	0,47	0,98

Примечание: 1 — *сланец аспидный кварц-гидрослюдяно-биотитовый, цитовый,* там же; 3 — *сланец аспидный кварц-серицит-биотитовый,* там же; 4 — 1956); 5 — *филлит,* Кривой Рог (Аршинов, Меренков, 1928); 6 — *сланец кварц-сери цитовый,* Раховский массив (Ткачук, Гуржий, 1957); 8 — *сланец филлитовидный филлитовидный хлорит-серицит-кварцевый,* Раховский массив (Ткачук, Гуржий, (Макухина, 1956); 11 — *сланец филлитовидный биотит-тюрингит-кварцевый,* Конк *кварцевый,* Гуляйпольский район (Жуков, Настенко, 1959); 13 — *сланец пирофил* Раховский массив (Ткачук, Гуржий, 1957); 15 — *сланец кварц-биотитовый,* там же; *сланец гранат-кварц-биотит-мусковитовый,* Правобережный район (Половко, Жу *биотит-кварц-андалузит-мусковитовый,* Гуляйпольский район (Жуков, Настенко, диева, 1956); 21 — *сланец биотит-мусковит-кварц-дистеновый,* Правобережный рай

Сланец аспидный кварц-серицит-биотитовый (Половко, Жуков, 1956). Серая или серебристо-серая, тонкосланцеватая порода с едва различимыми на плоскостях сланцеватости чешуйками слюдистых минералов. Вмещает тонкие прожилки кальцита.

Структура микрогранолепидобластовая.

Мин. состав: биотит 30—60, серицит 3—25, кварц 20—30, графит 1—3, мусковит; акцессории — турмалин, сфен, апатит, циркон, пирит.

Хим. состав (см. табл. 42).

Встречается в составе всех трех свит криворожской

Таблица 42

сланцев, %

Na_2O	K_2O	P_2O_5	SO_3	S	C	CO_2	H_2O^-	П.п.п.	Сумма
0,29	2,92	—	Не опр.	Не опр.	Не опр.	Не опр.	2,26	6,08	100,57
0,74	4,27	0,18	» »	» »	0,55	» »	0,20	4,14	99,92
1,05	4,48	Не опр.	» »	» »	1,04	0,61	0,04	2,67	99,68
1,37	3,47	» »	» »	» »	Не опр.	Не опр.	—	4,99	99,44
1,42	4,85	» »	» »	» »	» »	» »	Не опр	3,09	100,40
0,51	4,04	0,17	0,07	» »	» »	0,10	0,02	2,41	99,75
1,39	1,98	—	Сл.	» »	» »	Не опр.	0,19	2,08	100,21
1,31	3,78	0,06	0,04	» »	» »	4,20	0,16	1,72	100,63
0,32	2,39	—	Сл.	» »	» »	Не опр.	0,11	2,10	100,25
0,73	1,99	0,11	0,11	0,19	0,21	0,76	0,02	5,83	100,14
0,41		—	0,48	Не опр.	Не опр.	—	0,25	9,07	99,88
1,44	3,24	0,05	0,26	0,90	0,48	1,45	0,17	2,59	100,06
—	—	Не опр.	Не опр.	Не опр.	Не опр.	Не опр.	0,15	5,74	100,24
1,11	1,15	» »	0,15	» »	» »	» »	0,12	2,82	100,48
2,67	5,55	» »	—	» »	» »	» »	0,12	1,68	99,72
0,70	2,20	» »	Не опр.	» »	» »	» »	0,53	5,30	100,30
0,16	4,55	» »	1,60	» »	» »	» »	0,14	4,06	99,74
0,33	4,45	» »	Не опр.	» »	» »	» »	0,20	3,81	99,61
1,06	4,74	0,06	1,17	» »	0,47	» »	0,05	3,73	100,22
3,22	1,33	0,13	0,12	» »	Не опр.	1,36	0,20	1,98	100,86
1,16	2,25	Не опр.	Не опр.	» »	0,88	1,67	0,08	4,82	99,61

Правобережный район (Половко, Жуков, 1956); 2 — *сланец аспидный кварц-серисланец аспидный рипидолит-серицит-кварцевый,* Верховцевский район (Макухина, цитовый, Чертомлыкско-Соленовский район (Бойко, 1967); 7 — *сланец кварц-серихлорит-кварц-серицитовый,* Верховцевский район (Макухина, 1956); 9 — *сланец* 1957); 10 — *сланец филлитовидный кварц-хлорит--слюдяный,* Верховцевский район ский район (Ладиева, 1956); 12 — *сланец филлитовидный гранат-серицит-биотитлитовый,* Овручский район (Козловская, 1936); 14 — *сланец кварц-двуслюдяной,* 16 — *сланец кварц-биотитовый,* Кременчугский район (Войновский, 1970); 17 — ков, 1956); 18 — *сланец кварц-гранат-биотитовый,* там же; 19 — *сланец ставролит-*1959); 20 — *сланец андалузит-биотит-ставролит-кварцевый,* Конкский район (Лаон (Половко, Жуков, 1956).

серии совместно с кварц-серицитовыми и кварц-биотитовыми аспидными сланцами; переходы между ними постепенные.

Сланец аспидный рипидолит-серицит-кварцевый (Макухина, 1956). Светло-серая с зеленоватым оттенком порода с тонкосланцеватой текстурой.

Структура крипточешуйчатая; р. з. 0,002—0,01 мм.

Мин. состав: кварц 25—45, серицит 24—45, хлорит (рипидолит) 20—23, биотит до 8, мусковит до 3, магнетит 1—4; акцессории — турмалин, пирит.

Хим. состав (см. табл. 42).

Встречается на Веселянском участке Верховцевского района, где слагает толщу мощностью в десятки и сотни метров, залегающую на железисто-силикатных роговиках и сланцах. Очевидно, такие разности есть и среди кварц-серицитовых сланцев в Криворожском районе.

ФИЛЛИТЫ И ФИЛЛИТОВИДНЫЕ СЛАНЦЫ

Породы этой группы сходны с описанными выше аспидными сланцами. Отличаются они более кристаллической структурой, заметной невооруженным глазом, и характерным шелковистым блеском на плоскостях сланцеватости, что связано с обилием более крупных чешуек слюд и хлоритов.

Главные породообразующие минералы филлитов — серицит и кварц, реже мусковит, хлорит и биотит. Последние обычны в разновидностях с несколько более высокой степенью метаморфической перекристаллизации, выделяемых под названием *филлитовидных сланцев*. Такое деление вряд ли оправдано, поэтому мы рассматриваем эти породы в одной группе, сохраняя тем не менее оригинальные названия, предложенные разными авторами.

Я. Н. Белевцев (1941) выделил среди филлитов Криворожья следующие разновидности: кварц-мусковит-серицитовые, кварц-биотитовые, кварц-хлорит-биотитовые, хлоритовые, амфиболовые, хлорит-амфиболовые, слюдяно-амфиболовые, амфибол-магнетитовые, гранат-серицит-хлоритовые. Нам кажется, что сланцы с амфиболами, как более высокотемпературные образования, относить в эту группу не следует.

В филлитах и филлитовидных сланцах иногда наблюдаются мелкие складочки и макроскопически различимая сегрегационная полосчатость, обусловленная обособлениями кварца и серицита или хлорита. Сланцеватость часто ориентирована под углом к слоистости.

Описываемые породы представляют собой продукты метаморфического преобразования глинистых осадков или туфогенных образований; степень метаморфизма несколько выше, чем при формировании аспидных сланцев, однако тоже находится в пределах фации зеленых сланцев.

На Украине филлиты широко развиты в Криворожско-Кременчугской полосе (УЩ), встречаются в Карпатах (Раховский массив и Чивчинские горы); филлитовидные сланцы — в Верховцевском, Сурском, Чертомлыкско-Соленовском, Конкском и Белозерском районах Среднего Приднепровья, а также в областях развития филлитов.

Филлиты (кварц-серицитовые сланцы) Криворожья (Пятницкий, 1898; Свитальский и др., 1932; Семененко, 1947). Серая, реже буровато-серая, тонкозернистая, плотная порода со сланцеватой, местами плойчатой текстурой; сланцеватость иногда ориентирована под углом к слоистости.

Структура микролепидобластовая.

Мин. состав: серицит и кварц; второстепенные минералы — хлорит, биотит, иногда гранат (Терновский рудник), углистое вещество; акцессории — турмалин, циркон, апатит, рутил, ильменит, гематит, пирит, лимонит.

Хим. состав (см. табл. 42).

Физ. свойства: $\sigma=2{,}6—2{,}8$, $\varkappa=850—1600$ (Тохтуев, Тилянов, 1960).

Довольно мощная толща филлитов (больше 100 м) залегает на аркозовых песчаниках нижней свиты криворожской серии (Кривой Рог, Кременчуг). Местами наблюдается переслаивание филлитов и аркозовых песчаников с постепенными переходами между ними. На р. Желтой обогащенные углистым веществом филлиты постепенно переходят в углистые сланцы. У с. Скелеватого по р. Ингульцу Н. И. Свитальским и др. (1932) отмечена разность филлита, обогащенная турмалином.

Кварц-серицитовые сланцы Чертомлыкско-Соленовского района (Бойко, 1967). Серовато-белые с чуть желтовато-зеленоватым оттенком, тонкослоистые породы.

Структура гранолепидобластовая.

Мин. состав: серицит 35—80, кварц 15—60, магнетит и ильменит до 5, биотит, иногда дистен до 5.

Хим. состав (см. табл. 42).

Этими сланцами сложена мощная (до 500 м) пачка в нижней свите верхней базавлукской серии, обнажающаяся в балках Токовой и Глиняковой (бассейн Соленой) и вскрытая скважинами. Они широко развиты и в верхней свите этой же серии, где переслаиваются с кварц-хлоритовыми сланцами. Кварц-серицитовые сланцы секутся в

разных направлениях многочисленными жилами кварца мощностью до 0,5 м с крупными гнездами турмалина.

Филлиты Раховского массива (Ткачук, Гуржий, 1957). Темно-серая, почти черная, тонкосланцеватая порода.

Структура микролепидобластовая.

Мин. состав: серицит, кварц; второстепенные минералы — хлорит, графитовое (углистое) вещество, кальцит.

Филлиты характерны для кузинской свиты (мощность 200—220 м), венчающей разрез деловецкой серии Раховского массива. В виде пластов мощностью 0,2—9,4 м они переслаиваются со слабо метаморфизованными черными известняками и кварцитами. Выходы этих пород наблюдаются по р. Косовке, а также по потокам Кузя и Розиса.

Кварц-серицитовые сланцы Раховского массива (Ткачук, Гуржий, 1957). Серые, тонкосланцеватые породы с характерным шелковистым блеском на плоскостях наслоения, местами смятые в мелкие складки.

Структура гранолепидобластовая или лепидобластовая, местами порфиробластовая и микроплойчатая. Порфиробласты представлены кварцем, мусковитом, гранатом, полевым шпатом; р. з. основной ткани 0,02—0,05 мм, наиболее крупные чешуйки мусковита достигают 0,1—0,3 мм.

Мин. состав: кварц и серицит, содержание которых изменяется в широких пределах; при увеличении содержания кварца до 60—70% породу следует называть *кварцитовидным сланцем;* второстепенные минералы — хлорит, полевые шпаты, реже кальцит и гранат; акцессории — апатит, циркон, сфен, турмалин, рудные минералы.

Хим. состав (см. табл. 42).

Кварц-серицитовые сланцы совместно с серицит-хлоритовыми и хлоритовыми слагают подкарбонатную свиту (380 м) деловецкой карбонатно-сланцевой серии Раховского массива. Такими же сланцами, вмещающими тела амфиболитов, сложена верхняя часть подкарбонатной свиты. Наиболее хорошо обнажены эти породы на правом берегу р. Тиссы в с. Деловом, по потоку Великому Банскому и в верховье потока Квасного, восточнее горы Поп Иван.

Подобные породы развиты и в составе кристаллического фундамента Чивчинских гор; они обнажены в долинах ручьев Боеровки, Альбина, Попадинца, Лостуня,

р. Перкалаба, в верховье Белого Черемоша, на горе Лостунь Великий.

Сланец филлитовидный хлорит-кварц-серицитовый (Макухина, 1956). Светло-серая, реже зеленовато-серая, сланцеватая порода, местами с заметной слоистостью, обусловленной чередованием более темных хлоритовых и светлых серицит-кварцевых прослоев.

Структура лепидобластовая, гранолепидобластовая или грано бластовая — в зависимости от количества чешуйчатых минералов; р. з. 0,02—0,2 мм.

Мин. состав: серицит 33—63; кварц 20—50, хлорит 5—25; второстепенные минералы — карбонат (иногда до 15), альбит, эпидот, биотит, магнетит; акцессории — турмалин, рутил, циркон, апатит, лейкоксен, пирит.

Хим. состав (см. табл. 42).

Физ. свойства: $\sigma = (2{,}745)$, $\varkappa = (60)$, $I_n = (40)$ (Бакланов и др., 1972).

Развит в Верховцевском и Криворожском районах УЩ. На Тепловском участке Верховцевского района этот сланец образует пласты мощностью 1—4 м, постепенно сменяясь очковыми альбит-кварц-хлорит-серицитовыми сланцами и переслаиваясь с железисто-силикатными и железисто-карбонатными роговиками. На Восточногрsuperновском участке (тот же район) прослои такого сланца мощностью 0,5—6,0 м залегают среди карбонатно-тальковых пород, а на Западногрsuperновском участке — среди хлорит-актинолитовых сланцев.

Предполагают, что в Верховцевском районе эта порода является продуктом рассланцевания и низкотемпературной метаморфической переработки кератофиров.

Сланец филлитовидный хлорит-серицит-кварцевый (Ткачук, Гуржий, 1957; Бойко, 1970). Зеленовато-серая, хорошо рассланцованная, мелкозернистая порода с характерным блеском на плоскостях наслоения, местами смятая в мелкие складки с амплитудой от сантиметров до нескольких метров.

Структура лепидогранобластовая, местами микролепидобластовая; р. з. 0,1—0,2 мм.

Мин. состав: кварц до 50—60, серицит и хлорит в сумме 30—40, единичные зерна альбита, распыленное по породе углистое вещество, по трещинкам — вторичный кальцит. Серицит и хлорит распределены неравномерно, образуя местами линзовидные скопления.

Хим. состав (см. табл. 42).

Встречается, переслаиваясь с другими разновидностями сланцев (серицит-кварцевыми, хлорит-кварцевыми), в составе деловецкой серии на Раховском массиве Карпат; образует пласты мощностью до десятков сантиметров, изредка — первых метров.

Сланец филлитовидный серицит-кварц-хлоритовый (Ладиева, 1956). Серовато-зеленая, тонкочешуйчатая, сланцеватая порода. Местами встречаются маломощные секущие жилы молочно-белого и серого кварца с выделениями сульфидов.

Структура крипточешуйчатая и микролепидогранобластовая; р. з. 0,006—0,04 мм.

Мин. состав: хлорит 45—58, кварц 30—35, серицит 5—24, турмалин 1—1,5, магнетит до 3, карбонат; акцессории — сфен, лейкоксен, пирит.

На Веселянском участке Конкского района слагает пласты мощностью от 15—20 до 50—55 м, залегающие между рипидолит-серицит-кварцевыми сланцами и тальк-магнезитовыми породами. Часто встречается в нижней свите верхней базавлукской серии в Чертомлыкско-Соленовском районе (Бойко, 1967) и в средней свите криворожской серии (Белевцев и др., 1962).

Сланец филлитовидный кварц-хлоритовый (Макухина, 1956). Серовато-зеленая яснослацеватая порода, иногда пронизанная тонкими (1—2 мм) жилками кварца и карбоната.

Структура лепидобластовая, на участках с более высоким содержанием кварца — гранолепидобластовая; р. з. 0,02—0,2 мм.

Мин. состав: хлорит 45—70, кварц 25—50; второстепенные минералы — серицит, биотит, турмалин; вторичные минералы — карбонат, кварц; акцессории — рутил, апатит, магнетит, пирит.

Этим сланцем сложены пласты мощностью до 10 м, залегающие среди тюрингит-магнетит-карбонатных роговиков и кварц-серицитовых сланцев на Тепловском, Алферовском, Западно- и Восточногрsuperовском участках в Верховцевском районе. В Кривом Роге он почти повсеместно встречается среди сланцевых горизонтов средней свиты.

Сланец филлитовидный кварц-хлорит-слюдяный (Макухина, 1956). Светлая, зеленовато-серая или пепельно-

серая, тонкосланцеватая, местами заметно слоистая порода.

Структура гранолепидобластовая и лепидобластовая.

Мин. состав: гидромусковит 45—80, хлорит до 30, кварц 20—50; второстепенные минералы — сидерит, альбит, биотит; акцессории — рутил, турмалин, циркон, апатит, пирит, магнетит.

Хим. состав (см. табл. 42).

Встречается на Тепловском и Восточногрsuperновском участках в Верховцевском районе. Образует мощные (до 80 м) пласты среди тюрингит-сидерит-магнетитовых роговиков, местами переслаивается с кварц-серицитовыми сланцами. На Восточногрsuperновском участке маломощные (0,3—0,7 м) прослои филлитовидного сланца такого состава залегают среди тальк-карбонатных пород.

Сланец филлитовидный биотит-тюрингит-кварцевый (Ладиева, 1956). Серо-зеленая, сланцеватая, тонкополосчатая порода; полосчатость обусловлена наличием редких маломощных (1—1,5 мм) существенно кварцевых слойков.

Структура гранолепидобластовая; р. з. до 0,05 мм.

Мин. состав: кварц 35—45, хлорит (тюрингит) 25—35, биотит 20—25; второстепенные минералы — карбонат, магнетит. В одних случаях биотит замещается хлоритом, в других — хлорит—биотитом.

Хим. состав (см. табл. 42).

На Веселянском участке Конкского района образует пласты мощностью 70—100 м. Контактирует с железисто-силикатными роговиками, серицит-хлоритовыми и тюрингит-биотитовыми сланцами; взаимопереходами связан со сланцами тюрингит-кварцевыми и гранат-тюрингит-биотит-кварцевыми. Встречаются альбитизированные и амфиболизированные разновидности биотит-тюрингит-кварцевых сланцев; эти изменения вызваны процессом натриевого щелочного метасоматоза.

Сланец филлитовидный гранат-серицит-биотит-кварцевый (Жуков, Настенко, 1959). Светлая голубовато-серая, тонкочешуйчатая порода с тонкой плитчатой отдельностью.

Структура лепидобластовая с элементами бласто-алевритовой.

Мин. состав: кварц 40—65, биотит 15—40, серицит 7—25, гранат 5—7.

Хим. состав (см. табл. 42).

Слагает толщу мощностью до 300 м в нижней части разреза верхней свиты гуляйпольской железорудной серии. Вскрыт скважинами на водоразделе рек Гайчура и Конки возле ст. Гуляйполе.

ПИРОФИЛЛИТОВЫЕ СЛАНЦЫ

Впервые описаны под названием *тальковые сланцы* П. Миклашевским (1881), а затем П. А. Тутковским (1911, 1923) и А. В. Закревской (1928). И. Д. Курбатов (1927) первый установил истинный минеральный состав этих пород. Впоследствии они были детально изучены и описаны А. Н. Козловской (1936), К. А. Жуковским (1934, 1936), И. Л. Личаком (1958в).

Пирофиллитовые сланцы обычно окрашены в бледно-розовый, красновато-лиловый или пепельно-фиолетовый цвет, иногда с белыми пятнами до 0,2 см в диаметре. Обогащенные хлоритом разности имеют зеленовато-серую окраску. Текстура их сланцеватая, часто тонкослоистая (0,3—0,5 см). Слоистость не всегда совпадает со сланцеватостью, иногда ориентирована почти перпендикулярно к ней. Параллельная слоистость нередко сменяется линзовидной, характерной для песчаных разностей.

Наиболее обогащенные пирофиллитом разности сланцев жирны на ощупь и, несмотря на высокую плотность, сравнительно легко режутся ножом.

Структура микролепидобластовая; р. з. 0,02—0,03 мм.

Мин. состав: пирофиллит 50—95, кластические зерна кварца; второстепенные минералы — каолинит, глинистые минералы; акцессории — рутил, сфен, турмалин, лейкоксен, циркон; вторичные минералы — слюда, хлорит, карбонаты. В слоистом сланце отдельные прослои загрязнены окислами железа, зернами бурого железняка и кварцем. Белые пятна образуются более крупнозернистым агрегатом чистого пирофиллита.

Хим. состав (см. табл. 42).

Пирофиллитовые сланцы встречаются в составе овручской серии (верхний протерозой) на крайнем северо-западе УЩ (села Збраньки, Нагоряне, Можары, Рудня-

Франковка, Покалев, Тыклевка, Хлупляны). Залегают в виде прослоев мощностью от нескольких десятков сантиметров до первых метров среди розовых кварцитовидных песчаников и кварцитов толкачевской свиты (Дранник, Богацкая, 1967). Мощность линзовидных пачек пирофиллитовых сланцев нередко достигает 10—15 м, а по отдельным скважинам — 25—28 м; ширина таких линз не превышает 200—250 м при длине 400—450 м (Личак, 1958в).

М. И. Ожегова (1948) описала пирофиллит-хлорит-кварцевый сланец, содержащий незначительную примесь биотита. Он залегает в виде пластов мощностью 0,3—3,9 м среди розовых и зеленовато-серых кварцитовидных песчаников в окрестностях с. Белокоровичей.

П. А. Тутковский (1923) считал пирофиллитовые сланцы, как и кварциты овручской серии, эоловыми образованиями. Позже их стали рассматривать как продукты слабого метаморфизма глинистых осадков, накапливавшихся в зоне прибрежно-морского мелководья. И. Л. Личак (1958в) считает пирофиллитовые сланцы метаморфически преобразованными туфогенными отложениями. В. И. Лучицкий (1941), А. С. Дранник и И. В. Богацкая (1970) связывают их образование с процессом глубинного эпигенезиса.

Благодаря высокой термостойкости пирофиллитовые сланцы используются как сырье для изготовления изоляторов генераторных ламп, наконечников сажевых горелок и горелок для маяков, в керамической промышленности и т. д.

СЛЮДЯНЫЕ СЛАНЦЫ

Слюдяные сланцы отличаются от аспидных сланцев и филлитов более крупными размерами пластинок мусковита и биотита, иногда появлением в их составе хлоритоида. Благодаря высокому содержанию минералов с листоватым строением эти породы обладают весьма совершенной сланцеватостью. В некоторых разновидностях проявляется полосчатое, иногда порфиробластическое строение. Обособляются полосы, обогащенные кварцем и слюдами; порфиробласты представлены гранатом, ставролитом, дистеном, андалузитом, реже слюдами или турмалином.

Слюдяные сланцы образуются при более интенсивной перекристаллизации филлитов и филлитовидных сланцев в условиях более высокотемпературных субфаций фации зеленых сланцев и низкотемпературной субфации амфиболитовой фации. Минеральные ассоциации пород этой группы довольно четко фиксируют степень метаморфизма. Кварц-биотит-мусковитовый сланец (с высокоглиноземистым хлоритом или без него) характерен для кварц-альбит-эпидот-биотитовой и кварц-альбит-эпидот-альмандиновой субфаций (Винклер, 1969) или биотитовой зоны (Харкер, 1932) фации зеленых сланцев. Однако появление в этой ассоциации граната (альмандина) явно указывает на образование породы в условиях более высокотемпературной кварц-альбит-эпидот-альмандиновой субфации. Появление ставролита фиксирует переход к ставролит-альмандиновой субфации амфиболитовой фации; в этих же температурных условиях при высоких давлениях может кристаллизоваться дистен, а при более низких давлениях — андалузит.

Слюдяные сланцы встречаются на УЩ в Приазовье и Орехово-Павлоградской полосе, в районах магнитных аномалий Среднего Приднепровья, в Северном Криворожье и Кременчугском районе, довольно широко развиты в кристаллическом фундаменте Раховского массива и Чивчинских гор (Карпаты).

Слюдяные сланцы Карпат (Ткачук, Гуржий, 1957; Данилович, 1970; Бойко, 1970; Матковский, 1971; и др.). Серые, до темно-серых, иногда с зеленоватым оттенком, породы с линзовидно-полосчатой, местами микроскладчатой текстурой. Характерны порфиробласты слюды размером до 5 мм, ориентированные поперек сланцеватости.

Структура лепидобластовая и гранолепидобластовая, участками порфирокластическая. В полевошпато-слюдяных сланцах отмечается бластопсаммитовая структура.

Мин. состав: мусковит, бурый и красно-бурый биотит, кварц, реже встречаются хлорит, альбит, гранат (альмандин), совсем редко — дистен и ставролит; акцессории — циркон, апатит, пирит, рутил, турмалин, магнетит, сульфиды.

В зависимости от преобладающего развития тех или иных породообразующих минералов выделяются разновидности сланцев: *кварц-двуслюдяные, кварц-мусковито-*

вые, кварц-биотитовые, кварц-хлорит-слюдяные, кварц-гранат-слюдяные, кварц-полевошпато-слюдяные, кварц-двуслюдяно-ставролит-гранатовые и др.

Хим. состав (см. табл. 42).

Слюдяные сланцы наиболее распространены в гнейсо-сланцевой свите белопотокской серии, занимая более высокое стратиграфическое положение, чем парагнейсы. Лучшие обнажения слюдяных сланцев наблюдаются по потоку Яворниковому, в верхнем течении потока Белого, а также по берегам Тиссы севернее с. Делового. В подчиненном количестве они развиты в виде маломощных пластов среди кварц-серицитовых и хлоритовых сланцев, кристаллических известняков, кварцитовидных сланцев и кварцитов деловецкой серии. Гранат- и полевошпато-слюдяные сланцы спорадически встречаются в составе домезозойского метаморфического комплекса Чивчинских гор (междуречье Сарата — Перкалаб, ручьи Баласинув, Альбин, Прелуки, верховье Черного Черемоша).

Слюдяные сланцы р. Тетерева (Лучицкий, 1919). Черные или бурые, мелкозернистые, сланцеватые породы, раскалывающиеся на тонкие плитки; местами гофрированы.

Мин. состав: биотит или мусковит и кварц; второстепенные минералы — плагиоклаз № 22, гранат; акцессории — апатит, турмалин, магнетит, титаномагнетит. В зависимости от преобладания той или иной слюды различаются биотитовые, двуслюдяные, мусковитовые сланцы.

Развиты по р. Тетереву в районе Городска и ниже его — до с. Руденков, а также в окрестностях с. Ставков. При увеличении содержания плагиоклаза переходят в биотитовые парагнейсы.

Сланец кварц-биотитовый (Семененко, 1947, и др.). Темно-серая или черная, мелкозернистая, тонкополосчатая порода; полосчатость обусловлена неравномерным распределением биотита и кварца.

Структура гранолепидобластовая, иногда с элементами гломеробластовой.

Мин. состав: биотит 50—70, кварц до 40; второстепенные минералы — альбит, эпидот; акцессории — турмалин, гранат, ильменит, циркон, апатит, пирит, иногда хлоритоид; вторичные минералы — карбонат, хлорит, гидроокислы железа.

Хим. состав (см. табл. 42).

Развит в верхней части разреза криворожской серии в Северном Криворожье (Кобзарь, Кучер, 1962) и Кременчугском районе (Войновский, 1970). Залегает в пачке мощностью больше 160 м, чередуясь с кварц-амфибол-биотитовыми сланцами и микрогнейсами. В бассейне Ингульца встречаются ксенолиты кварц-биотитового сланца в мигматитах (Семененко и др., 1954). Наблюдается также в виде маломощных прослоев (0,1—0,25 м) среди куммингтонитовых и хлоритовых сланцев и роговиков в Орехово-Павлоградской полосе (Семененко, 1947).

Сланец гранат-кварц-биотит-мусковитовый (Половко, Жуков, 1956). Серая или серебристо-серая порода с узловатой текстурой.

Структура гранолепидобластовая; р. з. 0,1—0,5 мм, чешуйки слюды иногда до 2—3 мм.

Мин. состав: мусковит 40—60, биотит 0—40, кварц 30—35, гранат 10—15; второстепенный минерал — графит; акцессории — пирит, циркон, апатит.

Хим. состав (см. табл. 42).

Встречается на Желтянском участке Правобережного района, переслаивается со слюдяными и аркозовыми кварцитами; иногда по простиранию фациально переходит в эти породы.

Сланец кварц-гранат-биотитовый (Половко, Жуков, 1956). Темно-серая до черной, сланцеватая, слоистая порода с узловатой текстурой; благодаря развитию крупных порфиробластов граната плоскости сланцеватости неровные, с лункообразными вмятинами.

Структура порфиробластовая с гранолепидобластовой структурой основной ткани.

Мин. состав: биотит до 60, гранат 30—35, кварц 8—25; второстепенные минералы — мусковит, плагиоклаз, роговая обманка, хлорит; акцессории — графит, турмалин, апатит, пирит.

Хим. состав (см. табл. 42).

Встречается в районе Правобережных магнитных аномалий, где переслаивается с безрудными, реже железистыми роговиками, амфибол-пироксен-магнетитовыми кварцитами и амфиболовыми сланцами. Аналогичная порода встречена на Корсак-Могиле в Западном Приазовье в ассоциации с железистыми кварцитами и жедрит-гранат-гиперстеновыми кристаллическими сланцами (Эйнор

и др., 1971) и в Орехово-Павлоградской полосе (Семененко, 1947).

Сланец ставролит-кварц-мусковитовый (Тарасенко, 1923; Половко, Жуков, 1956). Серебристо-серая, мелкозернистая, тонкосланцеватая порода с хорошо заметными кристалликами ставролита, ориентированными в разных направлениях; выделяются ставролит-мусковитовые и биотит-кварцевые прослои мощностью до 1 мм.

Структура порфиробластовая с гранолепидобластовой основной тканью; размер порфирокристаллов ставролита до 2 мм; р. з. основной ткани 0,1—0,5 мм.

Мин. состав: мусковит 60—70, кварц 15—20, ставролит 5—40; второстепенные минералы — биотит (до 10—15), углистое вещество; акцессории — апатит, пирит.

Впервые выделен В. Е. Тарасенко (1923) в районе Кривого Рога (б. Червоная). Встречается на Николаевском и Успеновском участках Правобережного района, переслаивается с кварц-биотитовыми, жедрит- и хлорит-тальковыми сланцами и магнетит-кварцевыми роговиками.

Сланец ставролит-биотит-кварц-андалузит-мусковитовый (Жуков, Настенко, 1959). Серебристо-серая, сланцеватая порода, местами с ясно выраженной узловатой текстурой.

Структура порфиробластовая со свилеватой, микроплойчатой основной тканью; порфирокристаллы биотита и андалузита, а также линзовидные скопления кварца приурочены к микрофлексурам и завихрениям основной ткани.

Мин. состав: мусковит 35—45, андалузит 15—35, кварц 15—25, темно-бурый биотит 10—20, ставролит 0—15; в большом количестве содержится углистое вещество, запыляющее все минералы.

Хим. состав (см. табл. 42).

Вскрыт скважинами в Гуляйпольском районе. Приурочен к низам разреза железорудной серии, слагая совместно с полевошпатовыми метапесчаниками нижнюю свиту мощностью около 100 м.

Сланец слюдяный со ставролитом и гранатом (Тарасенко, 1923; Танатар, 1927). Темно-серая, мелкозернистая, тонкосланцеватая порода с кристаллами ставролита, достигающими иногда в длину 3—6 см при толщине 0,5—1 см.

Структура гелицитовая.

Мин. состав: биотит, мусковит, кварц, ставролит, гранат, графитовая пыль и рудный минерал; акцессории — турмалин, сфен; вторичные минералы — карбонат, хлорит. В зависимости от преобладания одной из слюд выделяются разновидности — биотитовая и мусковитовая.

Встречается в южной части Желтореченской полосы Кривого Рога, в б. Червоной выше с. Новоалексеевки и в южной части Криворожского района (бывший Евгеньевский рудник).

Сланец андалузит-биотит-ставролит-кварцевый (Ладиева, 1956). Серая, мелко- и среднезернистая, неясносланцеватая порода с узловатой текстурой, обусловленной наличием порфиробластов ставролита (до 2 мм).

Структура порфиробластовая с лепидобластовой и гранолепидобластовой основной тканью.

Мин. состав: кварц 13—36, ставролит 15—37, биотит 12—30, андалузит до 14; второстепенные минералы — плагиоклаз, гранат, графит, кордиерит (?); акцессории — турмалин, рутил, пирит, ильменит, магнетит, циркон, апатит; вторичные минералы — хлорит, гидрослюда, глинистый минерал (?).

Хим. состав (см. табл. 42).

Встречается на Кирпотинском участке в Конкском районе; слагает пачки мощностью 4—50 м в ассоциации с гранат-биотит-плагиоклазовыми микрогнейсами.

Сланец дистен-ставролит-мусковит-кварцевый (Свитальский и др., 1932). Описание внешнего облика породы авторы не приводят.

Мин. состав: кварц, мусковит, ставролит, дистен; второстепенные минералы — биотит, турмалин.

Порфиробласты дистена и ставролита (до 1—2 см) погружены в основную ткань, состоящую из мелких зерен кварца, мусковита и биотита.

Обнаружен в отвалах бывшего рудника Чубаря в обнажениях по балкам Кандыбиной, Раздеры, Тимошковой (Кривой Рог). Приурочен к горизонту тальковых сланцев (нижняя свита криворожской серии).

Сланец биотит-мусковит-кварц-дистеновый (Половко, Жуков, 1956). Светло-серая, реже темно-серая, мелкозернистая, сланцеватая порода с мелкоузловатой текстурой.

Структура лепидогранобластовая.

Мин. состав: дистен 30—35, кварц 25—35, мусковит 15—20, биотит до 10—12, углистое вещество; второстепенные минералы — ставролит, гранат; акцессории — пирит; вторичные минералы — хлорит и гидрослюда.

Хим. состав (см. табл. 42).

Встречается на Николаевском участке Правобережного района; переслаивается с углисто-глинистыми и аспидными сланцами верхней свиты криворожской серии. Такая ассоциация пород, резко различающихся по степени метаморфизма (амфиболитовая и зеленосланцевая фации), могла возникнуть только вследствие локально проявившегося диафтореза.

В Северном Криворожье вблизи рудника им. Фрунзе И. И. Танатар обнаружил серицитовый сланец с примесью турмалина и сфена, который был описан им под названием *метаморфический (дистеновый?) сланец* (Танатар, 1925б) и *метаморфизованный глинистый (дистеновый) сланец* (Танатар, 1927б). Это светло-серая порода, на фоне более темной основной массы которой выделяются многочисленные белые пятна, распределенные более или менее равномерно. Они сложены серицитом, который, как предполагал И. И. Танатар, заместил таблитчатые кристаллы дистена (толщина их до 1 мм, длина до 5 мм). Основная масса породы представлена мелкими (сотые доли миллиметра) чешуйками серицита; в нее заключены микролиты, иголочки и брусочки (до 0,15 мм) турмалина, комковатые скопления и отдельные зернышки сфена.

И. И. Танатар связывал появление дистена с контактовым температурным воздействием рудной магмы (он придерживался оригинальных взглядов о магматическом происхождении железорудной формации Кривого Рога). Очевидно, эту породу следует рассматривать как диафторит по дистенсодержащему слюдяному сланцу амфиболитовой фации.

Сланец андалузит-серицитовый (Бойко, 1967). Белая, мелкочешуйчатая порода.

Мин. состав: серицит 97, андалузит 2, рутил 1, сфен.

В виде пласта мощностью 1—5 м залегает в верхней свите базавлукской серии Чертомлыкско-Соленовского района выше мощной пачки апокератофиров.

В. Л. Бойко рассматривает эту породу как продукт метаморфизма глинистых осадков до ступени аспидных

сланцев (низкотемпературная субфация зеленосланцевой фации). Однако вряд ли андалузит мог кристаллизоваться в таких низкотемпературных условиях. Более вероятным представляется образование описываемого сланца в результате диафтореза андалузитсодержащей породы, являющейся продуктом более высокотемпературного метаморфизма глинистых осадков.

ВЫСОКОГЛИНОЗЕМИСТЫЕ КРИСТАЛЛИЧЕСКИЕ СЛАНЦЫ ВЫСОКИХ СТУПЕНЕЙ МЕТАМОРФИЗМА

В эту группу отнесены бескварцевые кристаллические сланцы, содержащие такие высокотемпературные обогащенные глиноземом минералы как гранат, ставролит, кордиерит, андалузит, силлиманит. Биотит придает породе заметную листоватость, параллельность которой нарушается из-за наличия крупных порфиробластов граната, ставролита, кордиерита или калиевого полевого шпата.

Высокоглиноземистые кристаллические сланцы развиты преимущественно в районах интенсивного проявления ультраметаморфических процессов, среди гранат-биотитовых мигматитов, ассоциируя при этом с лейкократовыми гранатсодержащими аплитоидными гранитами. Можно предположить, что такие кристаллосланцы являются реститами — более меланократовыми остатками, образованными при селективном выплавлении из исходных глиноземистых пород эвтектической гранитной составляющей. Однако не исключено, что значительная часть аналогичных по составу пород представляет собой изохимически метаморфизованные (в условиях амфиболитовой и гранулитовой фаций) глинистые или карбонатно-глинистые осадки.

На Украине бескварцевые кристаллические сланцы раньше называли гнейсами и не отделяли их от типичных гнейсов — кварц-полевошпатовых пород. В геологической литературе сведений об этих породах очень мало. Развиты они сравнительно ограниченно, будучи приуроченными исключительно к толще пород, выделенной в свое время В. И. Лучицким под названием тетерево-бугской серии. Наличие высокоглиноземистых кристаллических сланцев в составе этой серии установлено в Приазовье, на Побужье и в Ингуло-Ингулецком районе.

Ниже приводятся краткие описания некоторых разновидностей высокоглиноземистых кристаллических сланцев Украинского щита.

Сланец кристаллический гранат-силлиманит-биотит-полевошпатовый. Описан В. И. Лучицким и др. (1947) и Б. И. Горошниковым (1971) под названием гнейс *гранат-силлиманит-биотитовый* или *гнейс силлиманит-гранат-биотит-микроклиновый.* Темно-серая с буроватым оттенком, грубосланцеватая, почти гнейсовидная порода, иногда с заметной полосчатостью, обусловленной неравномерным распределением главным образом биотита и полевых шпатов. Макроскопически хорошо различимы крупные изометричные порфиробласты темно-розового граната, сноповидные волокнистые агрегаты белого силлиманита и черные блестящие листочки биотита.

Структура гранолепидобластовая, нередко порфиробластовая.

Мин. состав: плагиоклаз (№ 35—38) 10—40, калиевый полевой шпат (иногда микроклин-пертит) 0—55, биотит 20—40, силлиманит 5—26, гранат 3—15; второстепенные минералы — кварц, шпинель, кордиерит, графит; акцессории — циркон, магнетит; вторичные минералы — каолинит, хлорит, серицит.

Хим. состав (табл. 43).

Наиболее часто встречается: в Приазовье на реках Кальчике (с. Старый Крым), Берде (Ланцевые Хутора, с. Родионовка, б. Собачья), Берестовой, Конке (села Александровка, Образцовое, Драгунское); на р. Волчьей выше хут. Преображенского и в скважинах у с. Васильевки в Орехово-Павлоградской полосе; на участках развития высокоглиноземистых гнейсов Побужья. Обогащенные силлиманитом разности могут использоваться для получения высококачественного огнеупорного материала.

Сланец кристаллический силлиманит-корунд-биотит-полевошпатовый. Описан Б. И. Горошниковым (1971) под названием *гнейс силлиманит-биотит-корундовый.* Это темно-серая с лиловатым оттенком, среднезернистая массивная порода. Макроскопически хорошо различимы изометричные, довольно крупные (до 2—3 мм) зерна розового, сиреневатого корунда.

Структура порфиробластовая с гранолепидобластовой структурой основной ткани. Порфиробласты корунда окружены каемкой розового полевого шпата, а

Химический состав высокоглиноземистых кристаллических сланцев

№	SiO_2	TiO_2	Al_2O_3	Fe_2O_3	FeO	MnO	MgO	CaO
1	44,96	1,32	24,44	1,96	15,81	0,16	3,78	1,25
2	58,44	0,90	17,22	0,76	8,76	0,37	4,59	0,84
3	57,78	0,92	18,69	3,25	4,96	0,09	3,08	2,00
4	59,07	—	18,32	8,99		—	3,47	0,68
5	63,62	—	24,29	3,65	2,40	Не опр.	1,33	0,62

Примечание: 1 — *сланец кристаллический гранат-силлиманит-биотит-*Правобережный район (Половко, Жуков, 1956); 3 — *гнейс силлиманит-гранат-био гранат-биотитовый с графитом*, г. Житомир; 5 — *гнейс силлиманит-гранат-кордие*

наиболее крупные — агрегатом мелкочешуйчатого серицита.

Мин. состав: калиевый полевой шпат 48—50, плагиоклаз 5—7, биотит 25—27, корунд 15—16, силлиманит 2—3, кварц до 1, серицит; иногда гранат и шпинель.

Встречается среди высокоглиноземистых гнейсов Приазовья в верховье Конки (села Драгунское и Образцовое) в виде пластов мощностью до 7—10 м.

Благодаря очень высокой твердости корунда эта порода представляет значительный интерес как сырье для изготовления абразивных материалов.

Сланец кристаллический корунд-шпинель-биотит-плагиоклазовый. Обнаружен Б. И. Горошниковым (1971) в районе с. Драгунского в Западном Приазовье (Драгунское месторождение корунда), описан под названием *плагиогнейс корунд-шпинель-биотитовый.*

Структура лепидобластовая, реже переходная к гранобластовой.

Мин. состав: плагиоклаз № 38, биотит, шпинель, корунд; вторичный минерал — хлорит.

Может использоваться для получения корунда.

Сланец кристаллический гранат-корунд-шпинель-биотит-плагиоклазовый. Описан Б. И. Горошниковым (1971) под названием *плагиогнейс гранат-корунд-шпинель-биотитовый.* Светло-серая, участками темно-серая, мелкозернистая порода с гнейсовой текстурой. На фоне мелкозернистой основной ткани выделяются порфиробласты гра-

Таблица 43

и гнейсов, %

Na_2O	K_2O	P_2O_5	SO_3	C	CO_2	H_2O^-	П.п.п.	Сумма
0,41	2,10	0,18	—	Не опр.	Не опр.	0,67	3,81	100,18
0,96	3,18	Не опр.	Не опр.	0,34	0,31	0,22	3,57	100,46
2,78	4,54	0,04	0,20	Не опр.	Не опр.	0,28	0,97	99,58
0,60	3,37	Не опр.	Не опр.	2,53	—	—	1,36	98,39
1,45	0,17	» »	» »	Не опр.	Не опр.	Не опр.	Не опр.	97,53

полевошпатовый, Побужье (Горошников, 1971); 2 — *гнейс силлиманит-биотитовый, титовый,* Орехово-Павлоградский район (Горошников, 1971); 4 — *гнейс силлиманит-ритовый,* Побужье (Ткачук, 1940б).

ната (до 1,5 см в поперечнике) и корунда (до 1 см по удлинению).

Мин. состав: плагиоклаз № 32—35, бурый биотит, шпинель, корунд, гранат; второстепенные минералы — фибролит, магнетит и гематит; акцессории — циркон и апатит.

Встречается в горных выработках и обнажениях возле с. Образцового (Западное Приазовье).

Сланец кристаллический гранат-кордиерит-биотит-плагиоклазовый. Обнаружен Л. Г. Ткачуком (1947б) среди пироксен-плагиоклазовых гнейсов б. Чебановой (р. Боковенька, правый приток Ингульца). Темно-серая, мелкозернистая, сланцеватая порода с макроскопически различимыми черными блестящими чешуйками биотита и крупными (иногда до 3 см) порфиробластами темно-красного граната.

Мин. состав: плагиоклаз № 40, кордиерит, биотит, гранат; встречается зеленая шпинель; акцессории — апатит.

Сланец кристаллический биотит-кордиерит-гиперстеновый (Наливкина, 1964). Макроскопическое описание автором не приводится; отмечается только, что эта порода неотличима от пироксен-плагиоклазовых гнейсов.

Структура гранобластовая.

Мин. состав: кордиерит 40—50, гиперстен, биотит. Кордиерит очень похож на плагиоклаз и отличается только по наличию оранжево-желтых плеохроичных ореолов вокруг точечных включений.

Этот кристаллический сланец встречается на р. Южном Буге у южной окраины г. Первомайска, где переслаивается с пироксен-плагиоклазовыми гнейсами.

ВЫСОКОГЛИНОЗЕМИСТЫЕ ГНЕЙСЫ

На Украине было принято называть гнейсами все полевошпатовые породы с гнейсовой текстурой. В последние годы многие украинские геологи стали выделять среди этих пород существенно полевошпатовые кристаллические сланцы (с разными темноцветными силикатами) и кварц-полевошпатовые гнейсы. Применение такой более дробной терминологии позволяет более детально и точно характеризовать конкретные геологические объекты. Кое-кого смущает применение термина *кристаллический сланец* к породам с не сланцеватой (листоватой), а скорее, гнейсовой текстурой. Однако так называются все регионально метаморфизованные породы, обладающие кристаллизационной сланцеватостью. Возможно, для полевошпатовых кристаллических сланцев следовало бы ввести отдельный, более краткий термин.

Высокоглиноземистые гнейсы объединяют кварц-полевошпатовые породы, содержащие, кроме слюд, такие обогащенные алюминием силикаты, как гранат, силлиманит, кордиерит, андалузит и др. В связи с подчиненным развитием листоватых и пластинчатых минералов плоскостная ориентировка выражена в этих породах значительно слабее, чем в других продуктах метаморфизма глинистых осадков. Для них обычно характерна гнейсовая, стебельчатая, либо узловатая (очковая), иногда линзовидно-полосчатая текстура.

Высокоглиноземистые гнейсы относятся к числу широко распространенных на УЩ продуктов регионального динамотермального метаморфизма. Наиболее часто они встречаются в Приазовье, Орехово-Павлоградской полосе, Ингуло-Ингулецком районе и на Побужье — это участки развития тетеревской и бугской серий (правда, в бассейне Тетерева высокоглиноземистые гнейсы развиты ограниченно). Обычно эти породы ассоциируют с биотитовыми и графит-биотитовыми гнейсами, кварцитами, кристаллическими известняками и кальцифирами, составляя вместе с ними метаморфизованную карбонатно-песчано-глинистую формацию. Во многих случаях высоко-

глиноземистые гнейсы разного минерального состава приурочены к участкам развития кварцитов и железистых кварцитов, подстилая довольно мощные пачки последних.

В стратиграфическом отношении высокоглиноземистые гнейсы чаще всего занимают более высокие части разрезов докембрийских метаморфических комплексов (корсак-шовкайская свита в Приазовье, чаусовская свита на Побужье). Их положение в общей стратиграфической схеме докембрия Украины остается неопределенным. Многие исследователи относят толщи, слагаемые этими породами, к архею (Н. И. Безбородько, В. И. Лучицкий, И. С. Усенко и др.). Ю. Ю. Юрк, М. Н. Доброхотов, Г. И. Каляев и другие считают их возрастными аналогами криворожской серии, а Н. П. Семененко и Н. П. Щербак выделяют в самостоятельную группу, занимающую промежуточное стратиграфическое положение (докембрий II).

Породы рассматриваемой группы (как и предыдущей) связаны с наиболее высокотемпературной региональной переработкой обогащенных глиноземом продуктов (вероятнее всего, глинистых осадков). В связи со значительным содержанием силлиманита, андалузита, дистена и корунда в некоторых разновидностях высокоглиноземистых гнейсов эти породы являются важным промышленным сырьем. Силлиманит, а в равной степени дистен и андалузит, благодаря их высокой огнеупорности и механической прочности при высоких температурах, устойчивости по отношению к кислотам и щелочам, широко применяются в металлургии, стекольной, электротехнической и химической промышленности. Концентраты этих минералов могут использоваться для получения алюминия и сплавов типа силумина. Андалузит представляет значительный интерес благодаря его лазерным свойствам. Корунд применяется в промышленности для изготовления абразивных материалов.

Крупные месторождения высокоглиноземистых минералов на Украине пока не обнаружены. Однако некоторые участки развития пород, содержащих такие минералы, в Приазовье и на Побужье можно рассматривать как перспективные на этот вид промышленного сырья.

Гнейс силлиманит-биотитовый. Серая или темно-серая, от средне- до крупнозернистой порода с гнейсовой,

иногда линзовидно-слоистой текстурой, обусловленной обособлением светлых и темных минералов.

Структура гранолепидобластовая.

Мин. состав: кварц до 40—50, плагиоклаз до 20, биотит 10—50, силлиманит 10—25; второстепенные минералы — калиевый полевой шпат, мусковит, гранат, хлорит, иногда сидерит; акцессории — апатит, турмалин, пирит, графит, циркон.

Хим. состав (см. табл. 43).

Физ. свойства: $\varkappa=2105—9385$ (5242), $I_r=692—1703$ (1102) (Собакарь, 1964).

Силлиманит-биотитовый гнейс встречается на Зеленовском, Ивановском, Николаевском и Млынковском участках Правобережного района, переслаивается с биотитовыми гнейсами нижней и верхней свит криворожской серии (Половко, Жуков, 1956). В меньшей степени распространен в Орехово-Павлоградском районе (участки Васиновский, Васильковский и Новоданиловский) (Семененко, 1947; и др.), в Приазовье и на Побужье.

Гнейс силлиманит-гранат-биотитовый — наиболее распространенная разновидность среди образований рассматриваемой группы пород. Светло-серый, розовато-серый, мелко- или среднезернистый с гнейсовой, узловатой, часто линзовидно-полосчатой текстурой. Узловатая текстура обусловлена наличием крупных (до 0,5 см и больше) порфиробластов граната, которые плавно облекаются биотитовыми чешуйками и сноповидными агрегатами силлиманита. Полосчатость связана с частичным обособлением кварц-полевошпатового материала.

Структура гранобластовая, порфиробластовая, ситовидная или гранулитовая; р. з. 0,6—1 мм и крупнее.

Мин. состав: плагиоклаз (№ 30—35) до 43, калиевый полевой шпат до 55, кварц 16—59, биотит 12—35, гранат до 19, силлиманит 4—46; акцессории — циркон, монацит, шпинель, рутил, графит, магнетит; вторичные минералы — мусковит, хлорит, лейкоксен.

Хим. состав (см. табл. 43).

Силлиманит-гранат-биотитовый гнейс встречается практически на всех участках развития высокоглиноземистых пород в Приазовье (верховья рек Конки и Токмака, железорудные месторождения Корсак-Могила, Куксунгур и Мариупольское, р. Берда в окрестностях хуторов Ланцевых, Сачков, Гуржиева и с. Глодова, р. Каратюк у

хут. Садового и р. Темрюк у с. Старченкова, р. Кальчик возле с. Старого Крыма, балки Вали-Тарама, Полковая и др.), на Побужье (хут. Соломия, села Завалье, Кошаро-Александровка, Грушки, Станиславчик, Капитановка и др.), в Ингуло-Ингулецком районе и других местах на УЩ.

Гнейс силлиманит-гранат-биотитовый с графитом (Горошников, 1971). Светло-серая, тонкослоистая порода. Прослои мелкозернистые, обогащенные силлиманитом и графитом, чередуются со среднезернистыми существенно кварц-полевошпатовыми. Выделяются порфиробласты темно-розового граната до 0,5 см в поперечнике.

Структура гранобластовая, лепидогранобластовая, в окварцованных разностях мозаичная или роговиковая.

Мин. состав: кварц, плагиоклаз № 19—29, ортоклаз, биотит, гранат, силлиманит, графит, иногда шпинель и кордиерит; акцессории — сфен, циркон, рутил, рудный минерал. Игольчатые кристаллы силлиманита группируются в сноповидные агрегаты. Чешуйки графита скапливаются у плоскостей сланцеватости, придавая им характерный блеск.

Хим. состав (см. табл. 43).

Гнейс такого состава встречается на Побужье на Завальевском, Соломиевском, Капитановском, Кошаро-Александровском, Грушковском и Станиславчикском участках, в Приазовье на Старокрымском графитовом месторождении и железорудном месторождении Куксунгур; на р. Тетереве (г. Житомир, с. Козиевка и с. Слободка).

Гнейс силлиманит-гранат-кордиеритовый (Ткачук, 1940б; Лучицкий и др., 1947). Светло-серая, при выветривании желтоватая или буроватая, сланцеватая, среднезернистая, реже мелко- или крупнозернистая порода.

Мин. состав: микроклин-пертит, олигоклаз, кварц, кордиерит (13—28); второстепенные минералы — силлиманит, гранат, биотит, иногда шпинель и графит; акцессории — циркон, апатит, рутил, магнетит, пирит; вторичные минералы — эпидот, хлорит, серицит.

Кордиерит образует почти изометричные зерна размером до 1 мм с желтыми плеохроичными каемками вокруг включений. Силлиманитовые иголочки располагаются спутанноволокнистыми сноповидными агрегатами, часто

послойно, образуя гелицитовую структуру; так же послойно располагаются и зерна шпинели.

Хим. состав (см. табл. 43).

Физ. свойства: σ=2,50—3,06 (2,71), $\varkappa$=0—3500 (0), I_n=0—2000 (0) (Веремьев, 1965).

Эта разновидность высокоглиноземистых гнейсов довольно широко распространена на Побужье (между г. Гайвороном и с. Завальем слагает пачки мощностью до 175—200 м) и встречается в Приазовье.

Гнейс силлиманит-кордиерит-гранат-биотитовый (Наливкина, 1964; Горошников, 1971). Светло-серая или коричнево-серая, мелкозернистая до среднезернистой, полосчатая порода. Нечетко ограниченные прослои, обогащенные то высокоглиноземистыми минералами, то плагиоклазом и кварцем, имеют непостоянную мощность (от миллиметров до нескольких сантиметров).

Структура гранобластовая, лепидогранобластовая, реже пойкило-порфиробластовая с лепидобластовой основной тканью.

Мин. состав: плагиоклаз (№ 30—35) 10—30, ортоклаз-пертит или микроклин-пертит до 13, кварц 10—45, биотит до 15, гранат 4—30, кордиерит 10—30, силлиманит 5—35; акцессории — магнетит, графит, рутил, апатит, циркон.

Физ. свойства: σ=2,60—2,78 (2,74), $\varkappa$=25—3800 (2670), I_r=250—3200 (1133) (Шаповал, 1964).

Эта разновидность гнейсов тоже довольно часто встречается на Побужье, переслаивается с пироксен-плагиоклазовыми и высокоглиноземистыми гнейсами другого состава (села Летичев, Меджибож, Хмельники, Гнивань и др.) или образует включения в мигматитах и чудновобердичевских гранитах в Приднестровье (район Могилев-Подольска). Встречается она и в Приазовье — в районе села и станции Верхний Токмак (Хмарук, 1965) и в верховье Конки (с. Драгунское и с. Тихий Гай), а также в Ингуло-Ингулецком районе (Берзенина, 1970): на р. Ингуле у с. Кочушевки и р. Березовке возле с. Устиновки. Здесь высокоглиноземистый гнейс залегает в виде пластов мощностью до 3—5 м среди биотитовых и гранат-биотитовых гнейсов и мигматитов в зоне контакта гнейсовой толщи с массивом кировоградско-бобринецких порфировидных гранитов. Предполагается, что такой гнейс образуется в результате контактово-метасоматических про-

цессов (Каляев, Вербицкий, 1968). Известны выходы такого гнейса по рекам Случи, Собику и правым притокам р. Соби.

Гнейс ставролитовый (Усенко, 1952; Шелудько, Агафонова, 1958). Серая, темно-серая или буровато-серая, неоднородная по составу и строению порода со сланцеватой и узловатой текстурой.

Структура пойкило-порфиробластовая с гранолепидобластовой основной тканью. Порфиробласты (до 3 см) представлены ставролитом, а иногда андалузитом, дистеном, гранатом; р. з. основной ткани до 0,5 мм.

Мин. состав: кварц, плагиоклаз, биотит, ставролит, гранат; иногда силлиманит, дистен, андалузит, кордиерит; акцессории — турмалин, циркон, апатит, рудные; вторичные минералы — мусковит, хлорит, рутил.

Встречается в Приазовье на р. Бе́рде южнее с. Родионовки (теперь район Бердянского водохранилища). Ставролитовый гнейс залегает в виде прослоев среди биотитовых, биотит-мусковитовых, гранат-биотитовых и других гнейсов и сланцев, образующих пачку мощностью 300—350 м.

Гнейсы секутся жилами белого пегматита мощностью до 0,7 м с большим количеством мусковита и турмалина и кварц-турмалиновыми жилками, иногда содержащими кристаллы граната, ставролита и андалузита.

Кислые (кварц-полевошпатовые) породы

В эту группу входят породы, образованные в результате регионального динамотермального метаморфизма песчаников и кислых изверженных пород, содержащих 55—70% SiO_2. В порядке возрастания степени метаморфизма выделяются подгруппы: метаморфизованных обломочных пород, кварц-полевошпатовых кристаллических сланцев и кислых метавулканитов низких ступеней метаморфизма (зеленосланцевая и эпидот-амфиболитовая фации); гнейсов, лептитов, гранулитов (амфиболитовая и гранулитовая фации).

Первичная обломочная природа пород этой группы устанавливается по особенностям текстуры и структуры с достаточно высокой степенью достоверности. В литературе их описывают в большинстве случаев под названием *песчаники* и *конгломераты* (без приставки мета-), что неправильно, так как по степени измененности эти породы относятся к метаморфическому ряду.

Песчаником называется осадочная порода, состоящая из обломочных зерен размером 0,1—1 мм, прочно связанных друг с другом глинистым, карбонатным, железистым или другого состава цементом. В **метапесчанике** цемент перекристаллизован с образованием метаморфических минералов, парагенезисы которых определяются составом цемента и степенью метаморфизма.

Конгломерат — грубообломочная порода, состоящая из сцементированных окатанных обломков горных пород (галек и валунов). При метаморфизме цемент конгломерата (песок, глина и др.) превращается в метаморфическую породу (метапесчаник, метаморфический сланец, гнейс и др.). Гальки при метаморфизме часто деформируются, а иногда даже дробятся и слагающий их материал перекристаллизовывается. В последнем случае бывает трудно установить первичное происхождение породы, так как первоначальная текстура почти полностью изменена.

На Украине слабо метаморфизованные обломочные породы развиты преимущественно в криворожской серии (нижняя и верхняя свиты); туфогенные метапесчаники — в верховцевской (Макухина, Стульчиков, 1972) и белозерской (Ладиева, 1972) сериях. Метапесчаники (чаще описываемые под названием *кварцитов*) широко развиты в верхнепротерозойской овручской серии. Недавно (Жуков, Глевасский, 1968) толща метаморфизованных обломочных пород выявлена среди докембрийских образований Центрального Приазовья.

Метапесчаники криворожские (Пятницкий, 1898; Свитальский и др., 1932; Ходюш, 1956; Сироштан, 1972; и др.).

Серые, светло-серые или коричневато-серые, среднезернистые породы с массивной или грубополосчатой текстурой. Полосчатость обусловлена изменениями зерни-

стости или соотношения полевошпатового и кварцевого материала. Иногда имеют ноздреватый облик вследствие вымывания каолина, заместившего полевые шпаты.

Метапесчаники сложены в различной степени (обычно хорошо) окатанными зернами кварца, плагиоклаза и микроклина; встречаются обломки микрокварцитов и филлитовидных сланцев; р. з. до 1 мм и крупнее (более крупнозернистые разности следует называть *метагравелитами*). Цемент представлен кварцем, серицитом, биотитом, мусковитом, фукситом; акцессории — гранат, ставролит, циркон, магнетит, хромит, сфен, монацит, ильменит, сульфиды, рутил, апатит. Количество цемента обычно не превышает 30—35%. Иногда кластические зерна резко преобладают, соприкасаются между собой, срастаясь зубчатыми краями, а цемент выполняет лишь небольшие промежутки между ними.

В зависимости от состава обломочных зерен различают существенно кварцевые и полевошпато-кварцевые (аркозовые) метапесчаники; последние преобладают.

Физ. свойства: $\sigma = (2{,}69)$, $V_P = 5650—6600$ (6140), $V_R = 3050—3650$ (3320) (Дьячкова и др., 1966).

Нижняя часть разреза (мощность до 300 м) нижней свиты криворожской серии сложена преимущественно метапесчаниками с прослоями конгломератов и кварцитов. В верхах разреза появляются прослои филлитов и филлитовидных сланцев, постепенно сменяющих толщу метапесчаников.

В верхней свите криворожской серии (ингулецкая серия, по Н. П. Семененко, 1972) по составу цемента различают кварцевые, карбонатные, хлоритовые, магнетитовые метапесчаники, которые переслаиваются здесь со сланцами разного состава, метаконгломератами и кварцитами; наблюдаются постепенные переходы между ними (Сироштан, 1972а).

П. П. Пятницкий в свое время выдвинул теорию эолового происхождения криворожских песчаников; он считал их оставшимися на месте, непереотложенными продуктами разрушения гранитов и гнейсов. Позже утвердилось представление о терригенно-морской седиментации песчаного материала (Свитальский и др., 1932), которое признается большинством исследователей и в наши дни.

Время седиментации метапесчаников нижней свиты криворожской серии определено по изотопному возрасту сульфидов из цемента конгломератов, переслаивающихся с метапесчаниками, и составляет 2300—2600 млн. лет (Тугаринов и др., 1962, 1963). Это согласуется с более древним возрастом (2740—3050 млн. лет) кластогенного циркона и монацита из метапесчаников (Щербак и др., 1969а).

Метапесчаник туфогенный (Ладиева, 1967; Макухина, Стульчиков, 1972). Серая или темно-серая порода, сложенная угловатыми или окатанными крупными зернами кварца, плагиоклаза и калишпата, которые цементируются мелкозернистой кварц-серицитовой массой, вмещающей иногда примесь альбита, карбоната и биотита или хлорита.

Структура бластопсаммитовая.

Хим. состав (см. табл. 44).

Физ. свойства: $\sigma = (2{,}74)$, $\varkappa = (50)$, $I_n = (66)$ (Бакланов и др., 1972).

Переслаивается с туфосланцами разного состава, залегает среди пород верховцевской и белозерской серий в Белозерском, Конкском, Сурском и Верховцевском районах Среднего Приднепровья.

Метаалевролит (Дмитриев и др., 1973).

Массивная, тонкозернистая, темно-серая порода.

Структура бластоалевролитовая с элементами лепидобластовой.

Мин. состав: кварц и калиевый полевой шпат (р. з. 0,06—0,08 мм). Цемент серицитовый, в одних прослойках пленочный, в других — базальный; размер чешуек серицита 0,02—0,03 мм. Второстепенные минералы — коричневый биотит, светло-зеленый хлорит, плагиоклаз, пирит; акцессории — турмалин и рутил.

Встречается в нижней свите криворожской серии (горизонт 540 м шахты «Гигант»), переслаивается с филлитовидными сланцами, метапесчаниками, метагравелитами и метаконгломератами.

Метаконгломераты криворожские (Пятницкий, 1898; Свитальский и др., 1932; Никольский, Ефимов, 1960; Ходюш, 1956; Сироштан, 1972б; и др.).

Неоднородная по составу и строению порода, в которой различаются гальки разных размеров (в среднем от 1,5 до 6—8 см) и цементирующий их кварц-серицитовый

метапесчаник. Гальки обычно хорошо окатаны; многие из них плоские и веретеновидные, что является, очевидно, следствием деформации. Встречаются валуны размером до 0,6 м. Преобладает галька белых кварцитов; реже встречаются безрудные роговики, жильный кварц, кварц-серицитовые, кварц-серицит-турмалиновые, кварц-биотитовые и фуксит-хромитовые филлитовидные сланцы, совсем редко — амфиболит, серицитизированный и карбонатизированный гранит.

В нижней свите криворожской серии метаконгломераты совместно с метапесчаниками и кварцитами слагают толщу мощностью от нескольких десятков до 300 м, залегающую на сильно выветрелых (иногда до состояния серой, буроватой или зеленоватой глины) амфиболитах, эпидиабазах и саксаганских плагиогранитах. Они не образуют сплошного слоя, а слагают невыдержанные линзовидные прослои мощностью до 1,5 м, чередующиеся с метапесчаниками, метаалевролитами и филлитовидными сланцами. Снизу вверх по разрезу количество таких прослоев уменьшается и одновременно в их составе снижается роль крупногалечного материала.

В верхней свите криворожской серии метаконгломераты, переслаивающиеся со сланцами, метапесчаниками, карбонатными породами и кварцитами, приурочены к двум толщам, которые разделяются сланцами (часто графитоносными) и карбонатными породами. В нижней толще (карбонатно-органогенный комплекс, по Г. И. Каляеву и А. М. Снежко, 1973) они развиты меньше. В верхнем груботерригенном комплексе пачки конгломератов достигают суммарной мощности 700 м; вместе с кварцитами они составляют примерно 65% разреза; остальная часть его приходится на долю кварц-биотитовых сланцев и карбонатных пород.

Формирование конгломератов связывается с заложением в протерозойской геосинклинали передовых предгорных прогибов и межгорных впадин. Обломочный материал сносился с антиклинальных поднятий водными потоками, отлагаясь в их дельтах и прибрежной полосе. Последующий метаморфизм не превышал эпидот-амфиболитовой фации.

А. О. Михальский (1908) высказал предположение, что описываемые породы образовались в результате раздавливания, развальцевания пластов кристаллических

пород. Псевдоконгломератами, эруптивными брекчиями считал их и И. И. Танатар (1925а).

Возраст кластогенного циркона и монацита из метаконгломератов и метапесчаников составляет 2740—3050 млн. лет (Щербак и др., 1969а), а возраст сульфидов из цемента конгломератов — 2300—2600 млн. лет (Тугаринов и др., 1962, 1963). Время метаморфизма пород нижней свиты криворожской серии, определенное калий-аргоновым методом по слюдистым минералам, 1800—1950 млн. лет.

Метаконгломераты г. Звенигородки (Стрыгин, Кобзарь, 1962, 1967). Описывались В. Н. Чирвинским (1930) как эруптивная брекчия, Ю. Ю. Юрком (1953) как амфиболиты, густо инъецированные гранит-аплитовым материалом.

В метаконгломератах валунно-галечный материал, составляющий около 70% ее объема, цементируется мелкозернистыми амфиболовыми гнейсами. Преобладают крупные гальки; валуны размером до 0,5 м встречаются сравнительно редко. Окатанность средняя и хорошая; некоторые гальки имеют удлиненно-уплощенную форму с одинаковой ориентировкой, совпадающей с ориентировкой кристаллизационной сланцеватости. Гальки представлены амфиболитами (80—90%), мигматитами (10—15%); встречаются гальки гранитов, гнейсов и кварцитов.

Мин. состав гнейсового цемента: кварц 40—60; плагиоклаз (№ 65) 15—50, роговая обманка 10—25, магнетит и ильменит 3—10; акцессории — сфен и апатит.

Метаконгломераты образуют два скальных выхода на левом берегу р. Гнилого Тикича у южной окраины г. Звенигородки. Залегают они в виде полосы шириной до 250 м среди звенигородских гранодиоритов и плагиогранитов; контакты не обнажаются. Метаконгломераты секутся субсогласными жилами пегматитов и розовых пегматоидных гранитов.

Звенигородские метаконгломераты сопоставляются с метаконгломератами нижней свиты криворожской серии. Абсолютный возраст роговой обманки из амфиболитовой гальки составляет 2140 млн. лет.

Метаконгломераты р. Тетерева (Стрыгин, Кобзарь, 1962, 1967; Стрыгин и др., 1964).

Гальки и валуны размером от 2—3 см до 0,5 м хорошо окатаны, обычно имеют форму эллипсоидов. Часто они

изогнуты, развальцованы, уплощены. Гальки представлены в основном биотитовыми и аляскитовыми гранитами, реже встречаются кварцевые гальки. Цементирующий материал, преобладающий в объемном отношении над валунно-галечным, представлен тонкополосчатым и линзовидно-полосчатым амфибол-биотитовым гнейсом.

Мин. состав гнейса: альбит-олигоклаз 45—50, кварц 20—30, биотит 10—25, актинолит 5—15; акцессории — сфен, апатит, ильменит, циркон, рудные минералы.

Структура лепидогранобластовая с элементами бластопсаммитовой и бластопсефитовой.

Метаконгломераты обнажены в виде небольших скальных выступов на левом склоне долины Тетерева в 1—1,5 км ниже пос. Ленино. Мощность полосы гнейсов с валунно-галечным материалом составляет 100—150 м. Подобные породы выходят на поверхность также на левом берегу Тетерева ниже с. Великой Рачи.

Метаконгломераты р. Тетерева сопоставляются с метаконгломератами верхней свиты криворожской серии. Абсолютный возраст биотитов из гранитного валуна и гнейсового цемента составляет соответственно 1640 и 1690 млн. лет.

Метаконгломераты г. Первомайска (Стрыгин, Кобзарь, 1967). Валунно-галечный материал составляет примерно 40% объема породы. Преобладают гальки размером в несколько сантиметров или первые десятки сантиметров овальной, линзовидной и блиновидной формы; валуны (до 50—70 см длиной и 20—30 см в поперечнике) обычно имеют овальную форму. Многие гальки сильно деформированы.

Чаще встречаются кварцитовые гальки и валуны, реже — гальки и валуны основных и ультраосновных пород (габбро-амфиболитов, габбро-пироксенитов и пироксенитов), гранитоидов; встречена галька скарноида плагиоклаз-гранат-диопсидового состава. Цемент представлен мелкозернистыми, зеленовато-серыми и темно-серыми, массивными или слоистыми гнейсами, среди которых выделяются гиперстеновые, биотит-гиперстеновые, биотит-гиперстен-гранатовые и роговообманко-гиперстеновые разности. Границы большинства валунов и галек с гнейсовым цементом четкие; несколько слабее выделяются гранитные гальки.

Пироксеновые гнейсы с валунно-галечным материалом слагают мощную (около 2 км) толщу, обнажающуюся на обоих берегах Южного Буга ниже устья его правого притока — р. Кодыми (северо-западная окраина г. Первомайска). Севернее метаконгломераты сменяются серыми и красными мигматитами, а на юге перекрываются осадочным чехлом. Они интенсивно дислоцированы с образованием крупных (размах крыльев до 3—4 км) и мелких (до плойчатости) складок.

Первомайские метаконгломераты сопоставляются с метаконгломератами р. Тетерева и верхней свиты криворожской серии.

Многие геологи сомневаются в принадлежности этих пород к конгломератам, считая, что здесь мы имеем дело с интенсивно проявленным будинажем, разлинзованием неоднородной по составу слоистой толщи, насыщенной кварцевыми и гранитными жилами. В частности, квазиконгломератами называет эти породы М. Г. Равич (1967).

Конгломераты овручской серии (Ожегова, 1948; Личак, 1958в, 1972б).

Гальки представлены хорошо окатанными обломками кварца, розовых, сиренево-розовых и малиново-красных кварцитоподобных метапесчаников, порфира и кремнисто-хлоритового сланца; размер их 1—5 см, а нередко и до 10 см. Цемент кремнистый или песчано-кремнистый. Объемные соотношения между гальками и цементом изменяются в широких пределах.

Конгломераты залегают в виде редких невыдержанных маломощных прослоев среди кварцитоподобных метапесчаников белокоровичской и толкачевской свит; отмечаются постепенные переходы между ними. Выходы конгломератов известны возле ст. Пост Дровяный, с. Озерян и с. Усова.

В оврагах Рубеж (с. Збраньки) и Каменный Ров (с. Шолсмки) обнажаются конгломераты, в которых галька (10—25 см и крупнее) серого кварца и зеленовато-серого кварцитоподобного песчаника сцементирована кварцевым порфиром и его туфом.

Эти породы являются продуктами метаморфизма кварц-полевошпатовых песчаников. Главные породообразующие минералы — кварц и альбит (преобладают), а также эпидот, слюды, хлорит, карбонаты. Песчаник преобразовывается в сланец в результате дробления и растворения кварца и полевого шпата, замещения последнего серицитом, хлоритом, эпидотом и другими минералами; при этом сланцеватость развивается по плоскостям скольжения. Промежуточная порода сложена сланцеватыми агрегатами мелкозернистого кварца, альбита, хлорита, мусковита и эпидота, включающими реликтовые осадочные зерна трещиноватого кварца и серицитизированного полевого шпата. На следующей стадии метаморфизма исчезают почти все обломочные зерна, сланцеватость породы становится более совершенной,— она приобретает филлитовый облик (см. филлониты). Переход к типичному кварц-альбитовому сланцу происходит в результате перекристаллизации, укрупнения структуры, развития сегрегационных прослоев, микроскладчатости — минеральный состав и строение исходной породы почти полностью преобразуются, сохраняясь только в виде редких реликтов.

Очевидно, таким образом могут изменяться не только осадочные, но и кислые изверженные или метаморфические породы (граниты, гнейсы и др.). Преобразованные в сланцы кислые эффузивы с реликтами первичных структур выделены в самостоятельную группу кислых метавулканитов.

Физ. свойства: $\sigma = (2{,}66)$, $\varkappa = (50)$, $I_n = (30)$ (Баклanов и др., 1972).

Кварц-полевошпатовые кристаллические сланцы низких ступеней метаморфизма встречаются в разрезах метаморфических комплексов Белозерского, Конкского, Сурского, Чертомлыкско-Соленовского, Верховцевского и Кременчугского районов. Возраст этих комплексов архейский.

Сланец серицит-альбит-кварцевый (Бордунов, 1964). Светло-серая с перламутровым блеском, мелкозернистая, сланцеватая, неяснополосчатая порода.

Мин. состав: кварц 60—70, серицит 10—20, альбит

Химический состав кислых метаморфических пород, %

№	SiO_2	TiO_2	Al_2O_3	Fe_2O_3	FeO	MnO	MgO	CaO
1	85,59	0,02	6,57	1,03	0,86	0,005	0,44	0,28
2	84,19	0,15	4,27	1,86	2,73	0,06	2,01	0,55
3	65,15	0,50	14,24	0,98	7,18	0,06	3,80	1,12
4	54,80	0,55	17,39	0,16	10,37	0,07	3,00	2,02
5	68,07	0,20	14,67	1,09	4,45	0,03	2,58	0,84
6	64,56	0,47	16,19	Сл.	5,15	0,03	2,86	0,77
7	85,28	0,08	9,59	Сл.	0,38	0,01	1,15	0,66
8	58,62	0,61	11,78	4,04	12,73	0,16	4,09	0,98
9	71,93	0,29	12,74	0,50	3,02	0,10	1,11	1,82
10	68,35	0,55	13,45	1,62	4,93	0,05	2,88	2,03
11	70,57	0,55	12,82	0,42	3,82	0,03	1,96	1,93
12	65,97	—	11,48	0,79	0,38	0,03	0,51	2,85
13	62,50	0,31	17,27	1,31	4,91	0,07	1,66	3,92
14	66,63	0,21	12,25	0,79	3,17	0,20	1,66	8,10
15	72,05	0,64	11,46	0,99	4,04	0,25	2,04	2,12
16	63,80	0,46	16,49	3,58	2,43	0,06	1,22	5,00
17	66,72	0,46	12,37	0,66	4,17	0,14	1,91	11,82
18	64,80	—	17,74	—	3,98	—	1,60	3,82
19	69,61	0,28	10,44	0,89	1,74	0,11	1,34	9,40
20	74,40	0,33	14,12	0,81	0,48	—	0,47	0,81
21	74,07	0,24	14,54	1,50	1,00	0,04	0,48	1,27
22	66,73	0,25	15,96	4,93	1,01	0,01	0,87	2,86

Примечание: 1 — *метапесчаник криворожский кварцевый* (Горошников, *сланец альбит-кварц-хлорит-серицитовый*, Верховцевский район (Макухина, 1956); 5 — *сланец альбит-кварц-биотитовый*, Сурский район (Макухина, 1956); 6 — *апокварцевый*, Чертомлыкско-Соленовский район (Бойко, 1967); 8 — *апотуффит кварцмассив* (Ткачук, Гуржий, 1957); 10 — *гнейс биотитовый*, Ингуло-Ингулецкий район вый, Побужье (Вадимов, 1958); 13 — *гнейс биотит-роговообманковый*, р. Мокрая цкий район (Половинкина, 1936а); 15 — *гнейс биотит-гиперстеновый*, Ингуло-Ингу азовье (Эйнор и др., 1971); 17 — *плагиогнейс роговообманко-диопсидовый*, Ингулотерев (Лучицкий и др., 1947); 19 — *гнейс диопсид-амфибол-цоизитовый*, Ингулост. Клесово (Ткачук, 1948); 21 — *гранулит*, Побужье (Ткачук, 1947д); 22 — *ортогнейс*

5—7, биотит 3—5, хлорит, карбонат, микроклин; акцессории — турмалин, апатит.

Встречается в Кременчугском районе в средней части метабазитовой толщи на Горишнеплавненском участке.

Сланец альбит-мусковит-кварцевый (Бойко, 1967).

Серая или серебристо-белая среднезернистая порода с не всегда отчетливо выраженной сланцеватостью.

Структура гранолепидобластовая и лепидобластовая.

Мин. состав: кварц 25—55, мусковит 15—50, альбит 5—50; акцессории — турмалин, монацит, апатит.

Na_2O	K_2O	P_2O_5	SO_3	S	CO_2	H_2O^-	П.п.п.	Сумма
0,49	3,37	0,05	0,40	—	—	0,06	0,97	100,13
0,55	0,56	—	—	—	2,28	0,12	0,80	99,99
1,95	1,16	0,08	0,58	—	—	0,14	3,57	100,51
0,35	4,43	0,09	0,70	—	—	—	6,38	99,75
2,12	3,60	0,15	0,10	—	0,17	0,25	1,95	100,27
5,78	0,43	0,14	1,12	—	—	0,06	2,48	100,04
0,30	1,73	Сл.	Сл.	—	—	0,07	1,51	100,76
1,62	0,81	0,18	0,29	0,29	0,42	0,05	3,34	99,72
2,53	4,60	0,14	—	—	—	0,07	1,50	100,35
2,27	3,15	—	—	—	—	0,16	1,09	100,53
4,10	2,67	—	—	—	—	0,14	1,30	100,31
0,27	1,36	—	0,03	—	0,33	—	15,96	99,96
4,59	1,99	—	—	—	—	0,20	0,85	99,59
2,65	0,78	—	—	—	2,70	0,18	0,71	100,03
2,52	2,81	—	—	—	—	0,28	1,16	100,36
4,81	1,60	0,29	0,23	—	—	0,22	0,58	100,54
0,46	0,42	—	—	—	—	0,10	1,04	100,27
4,64	2,94	—	—	—	—	—	0,45	99,97
1,16	1,42	—	—	—	2,61	0,19	0,73	99,92
3,60	4,16	—	0,07	—	—	0,26	0,63	100,14
3,30	3,04	—	0,08	—	—	—	0,84	100,39
2,29	0,93	0,57	0,62	—	—	—	2,76	98,78

1958); 2 — *метапесчаник туфогенный*, Белозерский район (Ладиева, 1967); 3 — 4 — *сланец карбонат-кварц-хлорит-серицитовый*, Сурский район (Ладиева, 1967); *ратофир*, Верховцевский район (Макухина, 1956); 7 — *апотуффит серицит-альбит-биотит-хлорит-плагиоклазовый*, там же; 9 — *гнейс мусковит-биотитовый*, Раховский (Половинкина, 1936а); 11 — *гнейс гранат-биотитовый*, там же; 12 — *гнейс графито-*Московка (Усенко, 1951); 14 — *плагиогнейс роговообманковый*, Ингуло-Ингулецкий район, там же; 16 — *гнейс биотит-гиперстен-диопсидовый*, Западное При-Ингулецкий район (Половинкина, 1936а); 18 — *гнейс биотит-пироксеновый*, р. Те-Ингулецкий район (Половинкина, 1936а); 20 — *лептит* (клесовский аплит-гранит), *типа Рапэу — Черный Дил*, Чивчинские горы (Рудаков, 1966б).

Встречается в нижней свите базавлукской серии Чертомлыкско-Соленовского района.

Сланец альбит-кварц-хлорит-серицитовый (Макухина, 1956, 1967; Ладиева, 1967).

Серая или светлая зеленовато-серая, сланцеватая порода. Выделяются разности со свилевой, очковой и полосчатой текстурами. В очковых сланцах овальные зерна плагиоклаза и кварца размером до 2 мм окаймляются чешуйками хлорита и серицита. Часто сланец рассекается тонкими прожилками кварца и карбоната, иногда с вкрапленниками сульфидов.

Структура гранолепидобластовая и бластопорфировая с микрогранолепидобластовой и бластокластической структурой основной ткани.

Мин. состав: серицит 20—70, хлорит 10—40, кварц 10—30, альбит 5—30; второстепенные минералы — биотит, мусковит, карбонат, эпидот, цоизит, хлоритоид; акцессории — пирит, халькопирит, магнетит, турмалин, циркон, апатит, рутил, сфен.

Хим. состав (табл. 44).

Встречается в Верховцевском районе, переслаивается с кварц-хлоритовыми и кварц-хлорит-серицитовыми сланцами, железисто-карбонатно-кремнистыми роговиками и апокератофирами; в ассоциации с апокератофирами наблюдается в Сурском и Белозерском районах.

Сланец карбонат-кварц-серицитовый (Макухина, 1967).

Светло-серая, сланцеватая порода.

Мин. состав: серицит 30—75, кварц 5—35, карбонат 2—30, альбит 2—5, магнетит.

Встречается в Сурском районе.

Сланец карбонат-кварц-хлорит-серицитовый (Макухина, 1967).

Серая сланцеватая порода с редкой тонкой вкрапленностью сульфидов.

Структура лепидобластовая, участками гранолепидобластовая.

Мин. состав: серицит 50—65, хлорит 10—15, кварц 10—16, карбонат 5—10; акцессории — сфен, циркон, турмалин.

Хим. состав (см. табл. 44).

Встречается среди пород железисто-кремнисто-сланцево-метабазитовой свиты в Сурском районе.

Сланец альбит-кварц-биотитовый (Макухина, 1956, 1967).

Темно-серая, тонкозернистая, сланцеватая порода, пронизанная вдоль сланцеватости тонкими (до 1 см) карбонат-кварцевыми прожилками.

Структура гранолепидобластовая; р. з. 0,01—0,4 мм.

Мин. состав: бурый или зеленовато-бурый биотит 30—65, кварц 10—35, альбит 10—20; второстепенные минералы — хлорит, мусковит, серицит, карбонат, эпидот,

гранат; акцессории — турмалин, апатит, пирит, магнетит.

Хим. состав (см. табл. 44).

В Верховцевском районе встречается среди рассланцованных апоспилитов и амфиболитов в виде слоев мощностью до 1,5 м. В Сурском районе переслаивается с кварц-хлоритовыми сланцами. В разрезах метаморфических комплексов Конкского и Белозерского районов В. Д. Ладиева (1972) установила, кроме того, такие разновидности кварц-полевошпатовых сланцев как эпидот-хлорит-кварц-альбитовая и биотит-хлорит-альбит-кварцевая.

Сланец альбит-кварц-биотит-роговообманковый (Бордунов, 1964; Ладиева, 1967).

Темная зеленовато-серая, мелкозернистая, сланцеватая порода, местами с фенокристаллами альбита (до 1 мм), составляющими до 8—12% объема породы, и овальными оплавленными (?) зернами кварца (5—7%).

Структура бластопорфировая с гранонематобластовой и гранолепидобластовой основной тканью.

Мин. состав основной ткани: сине-зеленая роговая обманка 12—34, биотит 18—30, кварц 18—25, альбит 8—12; второстепенные минералы — хлорит, карбонат, эпидот, рудный минерал.

Встречается в Кременчугском районе, где слагает пачки мощностью 30—120 м среди апоспилитов и амфиболитов метабазитовой толщи и пласты мощностью по 20—30 м, переслаивающиеся с кварцитами и кварц-биотитовыми сланцами верхней части разреза криворожской серии. Установлен в зеленосланцево-порфиритовой свите железисто-кремнисто-метабазитовой серии Белозерского района.

КИСЛЫЕ МЕТАВУЛКАНИТЫ НИЗКИХ СТУПЕНЕЙ МЕТАМОРФИЗМА

Метаморфические породы со структурными признаками вулканического происхождения иногда называют исходной вулканогенной породой с добавлением приставки *апо-*. Так, апокератофиром называется метаморфизованный кератофир, апотуффитом — метаморфизованный туффит. Такие метаморфические породы различаются по минеральному составу, который определяется преимущественно степенью метаморфизма. Хлоритовые и серицитовые разности метаморфизованы в условиях зеленослан-

цевой фации, а появление биотита и роговой обманки указывает на более высокотемпературные преобразования (эпидот-амфиболитовая фация).

Слабо метаморфизованные кислые вулканиты достоверно установлены на УЩ в районах Среднего Приднепровья (Белозерский, Сурский, Чертомлыкско-Соленовский, Верховцевский и Конкский) в составе конкско-верховцевской серии (приурочены преимущественно к верхней части ее разреза) и на северо-западе УЩ в Сущано-Пержанской зоне.

Апокератофир (Макухина, 1956; Бойко, 1967).

Серая, зеленовато-серая до темно-серой, мелкозернистая, реже среднезернистая, массивная или слабо рассланцованная, а иногда полосчатая порода с белыми порфировидными вкрапленниками плагиоклаза, изредка кварца на отдельных участках.

Структура лепидогранобластовая и порфиробластовая с микролепидогранобластовой основной тканью.

Мин. состав: плагиоклаз (№ 7—14) 10—60, кварц 10—45, хлорит 10—30, биотит до 15, мусковит до 10, эпидот и цоизит до 15, кальцит до 15, доломит до 10; акцессории — турмалин, сфен, апатит, циркон, ильменит, пирит, халькопирит, халькозин.

Хим. состав (см. табл. 44).

Физ. свойства: $\sigma=2{,}50—2{,}85$ (2,68), $\varkappa=0—1200$ (Бакланов и др., 1969).

Апокератофирами сложены мощные (от сотен метров до первых километров) толщи, приуроченные к верхам разрезов метаморфических комплексов Белозерского, Чертомлыкско-Соленовского и Сурского районов. Прослои (3—5 м) этих пород встречаются среди карбонатно-тальковых сланцев в Верховцевском районе.

Апокератофир кварцевый (Ладиева, 1961). Характеризуется наличием округлых, как бы оплавленных, вкрапленников альбита (18—20% от объема породы) и кварца (6—15%) размером 0,2—6 мм.

Структура порфировая и бластопорфировая с микролепидогранобластовой основной тканью.

Мин. состав основной ткани: кварц, альбит, эпидот-цоизит, биотит.

Встречается в виде пластовых тел мощностью 25—30 м, переслаивающихся со сланцами, на Юльевском и Веселянском участках Конкского района; в составе вул-

каногенно-кератофиро-сланцевых толщ Белозерки, Сурского, Чертомлыкско-Соленовского и Верховцевского районов.

Апотуффит серицит-альбит-кварцевый (Бойко, 1967). Светло-серая, почти белая, тонкозернистая, неясносланцеватая, пористая порода; размер пор от десятых долей до 2—3 мм.

Структура порфиробластовая с лепидогранобластовой основной тканью; встречаются участки с реликтовой пирокластической и бластопсаммитовой структурой.

Мин. состав: кварц 40—50, плагиоклаз (№ 8—20) 20—40, серицит 10—25; второстепенные минералы — кальцит, эпидот, пирит.

Хим. состав (см. табл. 44).

Встречается в Чертомлыкско-Соленовском районе; образует разобщенные линзовидные тела, залегающие среди апокератофиров и апоспилитов в верхах разреза базавлукской серии.

Апотуффит плагиоклаз-хлорит-кварцевый (Бойко, 1967).

Темно-серая, зеленовато-серая или голубовато-серая, тонкозернистая, рассланцованная, иногда заметно полосчатая порода с мелкими кварц-карбонатными прожилками и гнездами. Встречаются участки с многочисленными идиоморфными зернами магнетита (до 2 мм); по сланцеватости наблюдаются линзовидные скопления сульфидов.

Структура микролепидогранобластовая с участками бластопсаммитовой, пирокластической и порфиробластовой. В тонкозернистой (0,01—0,1 мм) массе хлорита, кварца и плагиоклаза заключены обломки крупных зерен плагиоклаза, кварца и магнетита.

Мин. состав: кварц до 35, хлорит (рипидолит) до 30, плагиоклаз (№ 29—31) до 20; второстепенные минералы — эпидот, цоизит, магнетит, кальцит, сульфиды.

Встречается в Чертомлыкско-Соленовском районе; переслаивается с апокератофирами, слагая пачки мощностью до 800 м, приуроченные к верхам разреза базавлукской серии.

Апотуффит кварц-биотит-хлорит-плагиоклазовый (Бойко, 1967). Макроскопическое описание автор не приводит. Порода состоит из мелких обломков кварцевого

кератофира, плагиоклаза и кварца в разных соотношениях.

Структура пестрая: лепидогранобластовая, роговиковая, бластопсаммитовая, литокластическая, кристаллокластическая, порфиробластовая.

Мин. состав: альбит (№ 5—8) и андезин (№ 31—35) 15—40, хлорит 7—30, биотит 5—30, кварц 15—20, магнетит 1—10, пирит до 2.

Хим. состав (см. табл. 44).

В Чертомлыкско-Соленовском районе образует пласты мощностью 0,6—26 м, переслаивающиеся с апокератофирами (верхи разреза базавлукской серии).

Апотуффит роговообманко-кварц-хлорит-плагиоклаз-биотитовый (Бойко, 1967).

Темно-серая с зеленоватым оттенком, неяснослацеватая порода, вмещающая изометричные зерна магнетита (до 2 мм) и изредка рассеченная кварцевыми и карбонатными прожилками, с которыми связаны гнездовидные выделения сульфидов.

Структура нематогранолепидобластовая, участками бластопсаммитовая, роговиковая.

Мин. состав: биотит 30—40, плагиоклаз (№ 16—18) 18—25, хлорит (рипидолит) 17—20, кварц 10—15, роговая обманка 3—10; второстепенные минералы — кальцит, магнетит; акцессории — апатит, турмалин, пирит, пирротин.

Встречается в Чертомлыкско-Соленовском районе, переслаивается с апокератофирами.

ГНЕЙСЫ

Разновидности гнейсов, содержащие высокоглиноземистые минералы и сопоставимые по химическому составу с глинистыми осадками, описаны выше. В эту группу отнесены гнейсы, являющиеся метаморфизованными аналогами осадочных, преимущественно кварц-полевошпатовых и кислых изверженных пород. Главные породообразующие минералы — кварц и полевые шпаты; темноцветные минералы (обычно в меньшем количестве) представлены биотитом, роговой обманкой, пироксенами, альмандином, реже мусковитом, эпидотом или хлоритом. В зависимости от типа полевого шпата различают гнейсы калишпатовые и плагиоклазовые (плагиогнейсы). Преоб-

ладают же обычно разновидности с обоими типами полевых шпатов, а существенно калишпатовые развиты ограниченно. По преобладающему темноцветному минералу выделяются гнейсы: биотитовые, роговообманковые, пироксеновые, гранат-биотитовые, гиперстен-биотитовые и др. Целесообразно совмещать оба признака разделения гнейсов, называя *биотитовым гнейсом* разновидность, содержащую калиевый полевой шпат, плагиоклаз, кварц и биотит, а *биститовым плагиогнейсом* породу плагиоклаз-кварц-биотитового состава.

Для гнейсов характерна грубосланцеватая или гнейсовая текстура с плоскостной или линейной ориентировкой крупных минеральных зерен. Мелкозернистые часто сланцеватые разности выделяются некоторыми исследователями под названием *микрогнейсов* (Семененко и др., 1956, 1967; Кобзарь и Кучер, 1962; и др.). По степени метаморфической переработки они занимают промежуточное положение между сланцами и гнейсами. Иногда встречаются гнейсы почти массивные, относящиеся обычно к более глубинным образованиям. Нередко наблюдается полосчатое, ленточное или очковое строение, связанное с неоднородностью породы по составу и размерам зерен.

По генетическому признаку различают *ортогнейсы* и *парагнейсы*. Первые являются продуктами метаморфической переработки изверженных пород, а вторые — осадочных. Определение первичной природы гнейсов — очень трудная и не всегда разрешимая задача. При этом пользуются комплексом косвенных геологических признаков (условия залегания, формационные сочетания и др.), сопоставляют их с породами известного генезиса по химическому составу, по наличию характерных элементов-примесей, реликтовых структур и текстур, по изотопному составу некоторых элементов и т. д.

По степени метаморфизма гнейсы относятся преимущественно к амфиболитовой, частично к гранулитовой фациям, т. е. являются наиболее глубоко преобразованными породами. Микрогнейсы — менее высокотемпературные породы, формирующиеся в условиях эпидот-амфиболитовой фации. В наиболее высокотемпературных, гранулитовых гнейсах, появляется гиперстен, а водосодержащие минералы (слюды, амфиболы) или отсутствуют, или играют подчиненную роль.

Гнейсы относятся к числу наиболее распространенных метаморфических пород в регионах с проявлением высокотемпературного регионального метаморфизма (на Украине — УЩ). Развиты они на территории щита практически повсеместно, однако редко образуют большие поля из-за широко проявившихся здесь ультраметаморфических процессов, переработавших большую часть гнейсовых толщ в мигматиты и гранитоиды. Гнейсы сохранились в виде реликтовых пачек мощностью в десятки или сотни метров, а часто только в виде маломощных останцов или ксенолитов в мигматитах и гранитах. Наиболее крупные останцы гнейсов приурочены к синклинориям (Мангушскому и Корсакскому в Приазовье, Орехово-Павлоградскому, Первомайско-Голованевскому, Хащевато-Завальевскому, Гайсинскому, Белоцерковскому, Осницкому и др.).

Встречаются гнейсы в Раховском массиве и Чивчинских горах Карпат.

В украинской геологической литературе практически нет работ, посвященных характеристике гнейсов. Изучались и описывались они только попутно при проведении региональных геологических, стратиграфических и тектонических исследований.

Гнейс мусковит-биотитовый (Половко, Жуков, 1956; Ткачук, Гуржий, 1957; и др.). Описывался также В. И. Лучицким (1919) под названием *парагнейс двуслюдяной*. Серая или светло-серая, мелкозернистая порода со сланцеватой, узловатой или свилевой текстурой.

Структура гранобластовая, порфиробластовая.

Мин. состав: плагиоклаз № 18, кварц, микроклин, бурый биотит, мусковит, иногда гранат, графит; акцессории — циркон, апатит, магнетит, титаномагнетит.

Хим. состав (см. табл. 44).

Обнажается на р. Тетереве в районе с. Городска. Встречается также в нижней свите криворожской серии на Желтянском, Николаевском и Успеновском участках в Правобережном районе.

Двуслюдяные ортогнейсы выделяются Л. Г. Ткачуком и Д. В. Гуржием (1957) в деловецкой серии Раховского массива. Эти же авторы описали парагнейсы сходного минерального состава в более древней белопотокской серии. Первичная природа этих пород устанавливается по структурным и петрохимическим признакам. Двуслю-

дяные плагиогнейсы выявлены также в небольших тектонических блоках в ядре Чивчинских гор (Филипенко, Авдеев, 1972).

Гнейсы биотитовые (Лучицкий, Лебедев, 1934; Ткачук, 1947б; Юрк, 1953; и др.).

Темно-серые, серые, иногда желтовато-серые, мелко- или среднезернистые породы с массивной, сланцеватой, реже линзовидно-полосчатой текстурой.

Структура гранобластовая, лепидогранобластовая, реже мостовая, роговиковая, а иногда бластопсаммитовая.

Мин. состав: плагиоклаз (№ 13—30) 10—55, микроклин 0—40, кварц 21—46, биотит 7—32; второстепенные минералы — мусковит, гранат, графит, роговая обманка; акцессории — апатит, циркон, ортит, сфен, турмалин, магнетит, сульфиды; вторичные минералы — хлорит, серицит, эпидот, кальцит.

Среди биотитовых гнейсов иногда встречается существенно плагиоклазовая разновидность *(биотитовый плагиогнейс)*, хотя чаще содержатся и калишпат, и плагиоклаз при преобладании последнего. Обычно более основный плагиоклаз характерен для гнейсов с более высоким содержанием биотита.

Хим. состав (см. табл. 44).

Физ. свойства: σ=2,53—2,92 (2,65), $\varkappa$=0—5500 (674), I_r=1350—9200 (3660), V=3165—7840 (5240) (Шаповал, 1964).

В литературе описаны несколько текстурных или структурных разновидностей биотитовых гнейсов.

Пятнистый биотитовый гнейс р. Березовки (Половинкина, 1936а) — серая, среднезернистая, сланцеватая порода. Характерная особенность — наличие светло-желтых линзочек размером до 1—1,5 см, сложенных плагиоклазом, микроклином и кварцем и содержащих иногда в центральной части скопления чешуек биотита.

Мелкозернистый массивный биотитовый гнейс с. Христофоровки на р. Боковой (Половинкина, 1936а) отличается наличием в тонкозернистой роговикоподобной массе располагающихся послойно более крупных округлых зерен кварца, реже плагиоклаза или микроклина, являющихся, очевидно, песчинками, сохранившимися в метаморфизованной глинистой массе.

Струйчатый биотитовый плагиогнейс с. Саражинцев на р. Роси (Лучицкий, Лебедев, 1934) — темно-серая, довольно крупнозернистая, полосчатая порода. Струйчатость обусловлена тем, что листочки биотита, располагаясь параллельно, налегают друг на друга, плавно облекая зерна плагиоклаза.

Ленточный мелкозернистый биотитовый плагиогнейс бассейна Роси (Лучицкий, Лебедев, 1934) обнажается в окрестностях сел Погребища, Саражинцев, Зрайков, Фесюры и др. Сравнительно обогащен биотитом, располагающимся послойно; кварца немного; есть зеленая роговая обманка.

Биотитовые гнейсы, пожалуй, наиболее распространенные на УЩ продукты регионального метаморфизма. Они часто встречаются в виде маломощных линзовидных или пластовых тел, небольших ксенолитоподобных включений в гранитоидах и мигматитах. В некоторых районах УЩ этими породами сложены мощные гнейсовые толщи (реки Ингул, Боковенька, Березовка, Горный и Гнилой Тикичи, Тетерев, Случь и др.).

Очевидно, большинство биотитовых гнейсов — породы первично-осадочного происхождения, в пользу чего свидетельствует их переслаивание и постепенные взаимопереходы с гранат-биотитовыми и высокоглиноземистыми гнейсами, являющимися по комплексу геологических и петрохимических признаков глубоко метаморфизованными глинистыми осадками. Исходными для биотитовых гнейсов были, скорее всего, песчаные осадки с незначительной примесью глинистого материала. Это подтверждается сравнением их химических составов и наличием в некоторых разновидностях биотитовых гнейсов реликтов псаммитовых структур.

Биотитовые гнейсы встречаются в разновозрастных стратиграфических комплексах, начиная от самых древних, архейских, до протерозойских, а, возможно, и палеозойских (Карпаты). Биотитовые плагиогнейсы известны в домезозойском метаморфическом комплексе Раховского массива (Карпаты); обнажаются они, переслаиваясь со слюдяными сланцами, на горе Поп Иван, в долине потока Белого и выше устья потока Яворникового (Ткачук, Гуржий, 1957). Выходы биотитовых плагиогнейсов, перемежающихся со сланцами, встречаются также в верховье ручья Альбин и на водоразделах Прилуки—Прилучный и

Сарата—Перкалаб в Чивчинских горах (Филипенко, Авдеев, 1972).

Гнейс биотит-хлоритовый (Лучицкий, 1919). Син. хлоритизированный биотитовый гнейс. Темная, зеленовато-серая, мелкозернистая, яснослацеватая порода.

Мин. состав: полевые шпаты, кварц, темно-бурый биотит, темно-зеленый хлорит.

Обнажается на р. Тетереве между городами Коростышевым и Радомышлем.

Гнейс гранат-биотитовый (Лучицкий, Лебедев, 1934; Половинкина, 1936а; Ткачук, 1947б, 1948; Юрк, 1953; Хмарук, 1965; и др.). Темно-серая, серая или светло-серая, мелко- либо среднезернистая порода с лиловатым оттенком, обусловленным наличием темно-розового граната, зерна которого размером от 1—2 мм до 1—2 см равномерно рассеяны по всей породе или концентрируются в крупные (до 5—6 см) скопления. Часто гранат замещается скоплениями чешуек темной слюды или бурыми окислами железа, которые легко вымываются водой, оставляя на поверхности выветривания ямки. Текстура гнейсов иногда массивная, но чаще сланцеватая.

Структура лепидогранобластовая, порфиробластовая, иногда бластопсаммитовая.

Мин. состав: плагиоклаз (№ 17—28) до 54—58, микроклин (иногда почти полностью вытесняет плагиоклаз), кварц 14—41, биотит 6—22, гранат 2—15; второстепенные минералы — силлиманит, кордиерит; акцессории — апатит, циркон, рудный минерал; вторичные минералы — хлорит, эпидот, цоизит, серицит, каолинит, кальцит, гидроокислы железа.

Хим. состав (см. табл. 44).

Физ. свойства: $\sigma=2{,}62—3{,}09$ (2,86), $\varkappa=12—73$ (21) (Димитров, Фридман, 1965); $\sigma=2{,}54—2{,}70$ (2,59), $\varkappa=602—5853$ (1322), $I_r=75—263$ (110) (Собакарь, 1964).

Гранат-биотитовые гнейсы часто развиты совместно с биотитовыми, переслаиваясь и переходя друг в друга. Выходы их на дневную поверхность встречаются: в Приазовье — в верховьях рек Токмака, Обиточной, Конки и Берды, в балках Полковой и Вали-Тарама, на реках Темрюке и Каратюке и др.; в Ингуло-Ингулецком районе — по берегам р. Каменки выше с. Новониколаевки, в селах Новгородке, Жовтневом ниже б. Воловой, у сел Неглядовки, Богдановки, Озерного, ниже б. Лозоватки, в

б. Шатравиной, ниже р. Кременоватой, на р. Березовке выше с. Израилевки, на р. Верблюжке вблизи устья, на р. Лозоватке возле с. Чечелиевки и др.; в Росинско-Тикичском районе — на р. Горном Тикиче ниже с. Тального и по р. Шполке, на р. Гнилом Тикиче в селах Каменном Броде, Бужанке и др., на реках Тясмине, Сухом Ташлыке; на Волыни (реки Случь, Корчик, Хомора, Деревичка).

Гнейсы графитовые (Танатар, 1917; Сердюченко, 1927; Половинкина, 1929; Лучицкий и др., 1947; Ткачук, 1948; Семененко, Жуков, 1957; Сивоконь, 1958; и др.). Под этим сборным названием объединяются гнейсы разного состава, содержащие от 3 до 15% и более графита. Из темноцветных породообразующих минералов в них чаще всего встречаются биотит, реже роговая обманка, пироксены, гранат, хлорит, серицит, в соответствии с чем выделяются разновидности графитоносных или графитсодержащих гнейсов — биотитовые, биотит-хлоритовые, биотит-серицитовые, гранат-биотитовые, биотит-пироксеновые, биотит-серицитовые, роговообманковые, роговообманко-пироксеновые, пироксеновые. Наиболее распространенная разновидность — биотит-графитовый (или графит-биотитовый) гнейс — представляет собой серую, реже светло-серую, средне- или мелкочешуйчатую, сланцеватую, иногда полосчатую породу с хорошо различимыми на плоскостях сланцеватости стально-серыми чешуйками графита; оставляет серый след на бумаге, пачкает руки.

Мин. состав биотит-графитового гнейса: плагиоклаз (№ 10—35) 30—35, микроклин 0—19, кварц 20—25, графит 3—20, биотит 5—10; второстепенные минералы — мусковит, иногда гранат, силлиманит. Графит образует чешуйки размером 0,7—1 мм, реже до 1,7 мм, включенные в другие породообразующие минералы; часто они находятся в срастании с биотитом или мусковитом. Отдельные прослои в гнейсе обогащены графитом, иногда образующим линзовидные скопления (с содержанием графита до 70%) — так называемые рыбки.

Хим. состав (см. табл. 44).

Физ. свойства: $\sigma=2{,}19—3{,}15$ (2,77), $\varkappa=0—100$ (0), $I_n=0—100$ (0) (Веремьев, 1965).

Графитовые гнейсы, ассоциирующие с карбонатными породами, высокоглиноземистыми гнейсами и кварцита-

ми, встречаются преимущественно в составе архейских и нижнепротерозойских метаморфических комплексов. Наиболее мощные толщи их (в переслаивании с другими породами — до 600 м, отдельные пласты — от 0,5 до 2 м) развиты в Приазовье (села Старый Крым и им. Карла Маркса), на р. Ингульце (с. Петрово) и на р. Южном Буге (села Кошаро-Александровка, Хащеватое, Завалье). Графитовые гнейсы встречаются также на Побужье (возле сел Краснополок, Покотилова, Волчьей Балки, Калмазова, Люшневатого, Подгур, Песчаного Брода, Липовенек, Капитановки, Болеславчика, Синюхина Брода, Пороновцев и др.); на реках Каменке (села Зеленое и Желтое), Гнилопяти (выше г. Бердичева и в с. Глуховцах), Случи (с. Бельчаки), Корчике (г. Корец), Сухом Ташлыке (с. Троянка) и Черном Ташлыке (с. Лысая Гора); в Приазовье (реки Темрюк, Каратюк, урочище «Куксунгур» и др.); на Волыни (с. Подолянцы); в Карпатах (Чивчинские горы, р. Черный Черемош).

Существует несколько точек зрения на происхождение графита в гнейсах УЩ. Большинство исследователей считают источником углерода первичные органогенные угольные или битумные отложения, переработанные в условиях глубокого метаморфизма (Сердюченко, 1927; Лучицкий, 1933) или подвергнутые совместно с карбонатными породами контактовому воздействию гранитных интрузий (Семененко, Жуков, 1957). А. В. Красовский (1927) допускал возможность образования графита в кристаллических известняках и некоторых гнейсах за счет органического вещества, а графитовые выделения в кварцитах и мигматитах считал пневматолитовыми, образованными при восстановительных процессах под действием паров и газов.

И. И. Танатар (1917), Ю. Ир. Половинкина (1929), Н. С. Лаврович (1931) считали источником углерода постмагматические растворы, проникающие через трещины в метаморфических породах и преобразующие полевые шпаты в каолин и кальцит с одновременным выделением графита. По мнению В. И. Сивоконя (1958), графит образовался в результате восстановления CO_2 и CO при пневматолито-гидротермальном замещении амфиболов и пироксенов биотитом в процессе щелочного метасоматоза.

Описываемые гнейсы являются сырьем для получения графита, широко применяющегося в разных отраслях промышленности.

На Украине разрабатывается Завальевское графитовое месторождение.

Плагиогнейс биотит-роговообманковый (роговообманко-биотитовый) (Лучицкий, 1919; Усенко, 1951). Под названиями *гнейс биотит-амфиболовый (или амфибол-биотитовый), гнейс биотит-амфибол-плагиоклазовый* (или *гнейс амфибол-биотит-плагиоклазовый*) описан Л. Г. Ткачуком (1947б), Ю. Ю. Юрком (1953), Н. П. Щербаком (1961) и др.

Это темно-серая или зеленовато-серая, иногда с желтоватым оттенком, мелко- или среднезернистая порода с гнейсовой, иногда тонкополосчатой или линзовидно-полосчатой текстурой.

Мин. состав: плагиоклаз (№ 22—42) 35—66, кварц 8—35, зеленовато-бурый биотит 5—15, сине-зеленая роговая обманка 3—20, иногда микроклин; акцессории — апатит, циркон, сфен, рудный минерал; вторичные минералы — хлорит, эпидот, серицит.

Структура лепидонематогранобластовая, иногда порфиробластовая.

Хим. состав (см. табл. 44).

Физ. свойства: $\sigma=2{,}58—3{,}00$ (2,8), $\varkappa=0—5000$ (30), $I_n=0—1250$ (0) (Веремьев, 1965).

Биотит-роговообманковый гнейс наиболее широко развит в центральной части УЩ среди пород росинско-тикичской серии (Бабков и др., 1970). Обнажается по рекам Роси, Горному и Гнилому Тикичам, Соби (села Глебичка, Березовка, Звенигородка, Буки, Тальное и др.). Слагает пачки и пласты мощностью до сотен метров, перемежающиеся с биотитовыми гнейсами и амфиболитами; с последними часто имеет постепенные переходы. Нередко наблюдается в виде реликтовых пачек среди мигматитов и в виде ксенолитов в гранитах. На юге Западного Приазовья этот гнейс слагает большую часть лозоватской свиты (Усенко и др., 1971б); обнажается на р. Лозоватке выше с. Коларовки, р. Чокраке в окрестностях с. Елисеевки, р. Обиточной ниже устья р. Чокрака, рекам Кильтичией и Буртичией.

Тикичские биотит-роговообманковые гнейсы чрезвычайно бедны на Ni, Co, Cr, Cu и V — характерные элемен-

ты метабазитовых комплексов. Это позволяет относить тикичскую свиту к метаморфизованной глинисто-мергелистой флишевой формации (Щербаков, 1972в).

Роговообманковые и биотит-роговообманковые гнейсы Приазовья, как и пироксеновые гнейсы, продуктами диафтореза которых они являются, рассматриваются как метаморфизованные и частично гранитизированные вулканиты основного и среднего состава (Эйнор и др., 1971).

Стратиграфическое положение описанных гнейсов дискуссионно. Я. Н. Белевцев и др. (1971) считают росинско-тикичскую серию аналогом конкско-верховцевской (архей); к архею же отнесена и лозоватская свита Приазовья. В последней сводке по стратиграфии докембрия УССР (Семененко и др., 1972) выделены самостоятельная росинская серия (2300—2600 млн. лет) и более молодая тикичская свита (1800—2000 млн. лет).

Плагиогнейс роговообманковый. Под названиями *гнейс плагиоклаз-амфиболовый* и *гнейс роговообманково-плагиоклазовый* описан Ю. Ир. Половинкиной (1936а), Л. Г. Ткачуком (1940б), В. И. Лучицким и др. (1947), Ю. Ю. Юрком (1953) и др.

Это темно-серая или серая, иногда зеленоватая, среднезернистая, реже мелкозернистая порода с отчетливой гнейсовой текстурой.

Структура нематогранобластовая.

Мин. состав: плагиоклаз (№ 36—44) 17—33, кварц 7—36, зеленая или сине-зеленая роговая обманка 15—58; второстепенные минералы — биотит, иногда клинопироксен, кальцит; акцессории — апатит, циркон, сфен, рудный минерал; вторичные минералы — хлорит, эпидот, каолинит, серицит, гидроокислы железа.

Хим. состав (см. табл. 44).

Физ. свойства: $\sigma=2{,}60—3{,}16$ (2,85), $\varkappa=82—35\,977$ (3957), $I_r=30—18\,700$ (923) (Собакарь, 1964).

Роговообманковый гнейс встречается на р. Ингульце ниже с. Кудашевки, в селах Новопетровом, Чечелиевке, в б. Водяной, на р. Боковеньке выше с. Христофоровки. Выходы его известны также в Приазовье на реках Лозоватке, Токмаке, Обиточной, Чокраке, Кильтичии; в средней части УЩ на р. Тясмине, выше Райгорода, реках Горном и Гнилом Тикичах.

Гнейсы пироксен-плагиоклазовые (Безбородько, 1926а; Ткачук, 1934, 1938, 1940б, 1947б; Костюк, 1955;

Усенко, 1958б; Вадимов, 1958; и др.). Под таким названием на Украине выделяют метаморфические породы с заметно проявленной кристаллизационной сланцеватостью, состоящие из пироксенов (при подчиненной роли биотита и роговой обманки), плагиоклаза, иногда ортоклаза и кварца. В последнее время многие исследователи стали различать среди этой обширной группы гнейсов метаморфические породы кислого состава и основные кристаллические сланцы, к которым отнесены бескварцевые разности пироксен-плагиоклазовых гнейсов.

Даже в новом, более узком значении, термин *гнейсы пироксен-плагиоклазовые* остается сборным, обобщающим, так как конкретные разновидности гнейсов выделяются и получают наименования по преобладающим темноцветным минералам — гиперстену, моноклинному пироксену, биотиту, роговой обманке.

Физ. свойства пироксен-плагиоклазовых гнейсов: $\sigma=2{,}64—3{,}20$ (2,87), $\varkappa=7—16\,300$ (1898), $I_r=114—5250$ (1280) (Димитров, Фридман, 1965).

Ниже приведена характеристика наиболее часто встречающихся на Украине разновидностей пироксеновых гнейсов.

Гнейс биотит-гиперстеновый. В литературе описан под названиями: гнейс гиперстен-плагиоклазовый, гнейс плагиоклаз-гиперстеновый или в группе пироксен-плагиоклазовых гнейсов.

Это серая, буровато-серая, мелкозернистая, массивная или слабосланцеватая порода; степень сланцеватости увеличивается с увеличением содержания биотита. Иногда порода имеет слабо выраженное полосчатое строение за счет чередования массивных гиперстеновых и сланцеватых биотитовых прослоев.

Структура гранобластовая, в богатых биотитом разностях — лепидогранобластовая.

Мин. состав: плагиоклаз (№ 26—38, в единичных случаях до № 75) 30—43, ортоклаз до 7, кварц 20—50, гиперстен 6—12, биотит 6—11; второстепенные минералы — роговая обманка, гранат, сфен; акцессории — апатит, циркон, рудный минерал; вторичные минералы — хлорит, серицит, кальцит.

Хим. состав (см. табл. 44).

Гнейс биотит-гиперстеновый встречается на Побужье (с. Капитановка, б. Капитановская и др.), в Приднестро-

вье и Ингуло-Ингулецком районе (б. Носовая, впадающая в р. Верблюжку, р. Боковенька в с. Александровке, выше б. Чабановой, в самой б. Чабановой и в Дендропарке, в устье р. Верблюжки и на р. Ингульце в с. Чечелиевке), на р. Сухом Ташлыке. Он образует пачки, прослои и отдельные линзы среди биотитовых гнейсов, чарнокитов и мигматитов, а иногда встречается в виде ксенолитов среди гранитов.

Гнейс биотит-гиперстен-диопсидовый. В литературе описан под названиями: гнейс плагиоклаз-гиперстен-диопсидовый, гнейс гиперстен-салитовый, гнейс гиперстен-диопсид-плагиоклазовый или в группе пироксен-плагиоклазовых гнейсов.

Зеленовато-серая, мелко- или среднезернистая, массивная или слабосланцеватая, тонкополосчатая порода.

Структура гранобластовая, участками коррозионная и келифитовая, в гранатовых разностях пойкило-порфиробластовая, а иногда роговиковая, напоминающая габбровую; р. з. 0,1—1,5 мм.

Мин. состав: плагиоклаз (№ 25—40) 33—47, ортоклаз 3—28, кварц 15—20, диопсид или салит 5—24, гиперстен 3—5, биотит 2—16, встречается роговая обманка, иногда гранат; акцессории — апатит, циркон, сфен, магнетит.

Хим. состав (см. табл. 44).

Биотит-гиперстен-диопсидовый гнейс встречается на Побужье, в Приднестровье, на р. Тетереве выше г. Житомира, в Ингуло-Ингулецком районе (б. Водяная, впадающая в р. Ингулец выше с. Петрова, р. Каменка у с. Новофедоровки, р. Вашива ниже с. Сасовки, реки Рынок и Сугоклея у с. Алексеевки, р. Ингул в селах Лозоватке, Ингуло-Каменке, Терноватке, Еленовке) и в Приазовье (р. Токмак в селах Черниговке и Могилянах, р. Кальчик ниже с. Куйбышева и др.).

Плагиогнейс роговообманко-диопсидовый. В литературе описан под названиями: гнейс плагиоклаз-диопсидовый, гнейс диопсид-плагиоклазовый или гнейс пироксен-плагиоклазовый.

Это серая или зеленовато-серая, сравнительно светлая, мелкозернистая, почти сливная порода с массивной текстурой. Реже встречаются среднезернистые и даже крупнозернистые разности с крупными (до нескольких сантиметров) порфиробластами плагиоклаза.

Структура гранобластовая, роговиковая, участками пойкилобластовая.

Мин. состав: плагиоклаз (№ 73—90) 30—46, моноклинный пироксен 15—47, кварц 5—36, роговая обманка до 11; второстепенные минералы — биотит, кальцит; акцессории — сфен, апатит, рудный минерал.

Кальцит, содержание которого достигает иногда 6%, выступает здесь как первичный минерал, по которому развивается диопсид. Роговая обманка образует узкие каемки вокруг зерен клинопироксена.

Характерная особенность этого гнейса — высокая основность плагиоклаза, ассоциирующего с кварцем.

Хим. состав (см. табл. 44).

Роговообманко-диопсидовый гнейс встречается на р. Ингуле в маленькой балочке ниже устья б. Шатравиной; подобные гнейсы с меньшими содержаниями кальцита обнажаются по р. Ингулу ниже б. Кременоватой, на р. Боковеньке выше с. Федоровки и на участке между селами Постоловкой и Новоскелеваткой, на р. Боковой в с. Варваровке и возле с. Ивановки (Дендропарк).

Гнейс биотит-пироксеновый (Лучицкий, 1919). Темносерая, почти черная, мелкозернистая, сланцеватая, тонкополосчатая порода.

Структура гранобластовая.

Мин. состав: плагиоклаз № 50, ортоклаз, кварц, биотит (до 40%), зеленый моноклинный пироксен (диопсид ?); второстепенные минералы — роговая обманка, эпидот; акцессории — сфен, ортит, флюорит, апатит, магнетит.

Хим. состав (см. табл. 44).

Обнажается по р. Тетереву у с. Козиевки. Вмещает прослои кристаллического известняка. Относится к типичному парагнейсу (метаморфизованная осадочная порода, очевидно, мергелистого состава). Степень метаморфизма отвечает амфиболитовой фации.

Гнейс диопсид-амфибол-цоизитовый (Половинкина, 1936а). Светло-серая, мелкозернистая порода.

Структура гранобластовая.

Мин. состав: плагиоклаз (№ 60) 23, калиевый полевой шпат 7, кварц 42, зеленый амфибол до 10, цоизит и реликты моноклинного пироксена, по которому развивается амфибол; второстепенный минерал — кальцит; акцессории — апатит, сфен. Судя по взаимоотношениям,

амфибол, цоизит и кальцит (+плагиоклаз и кварц) представляют собой равновесную минеральную ассоциацию.

Хим. состав (см. табл. 44).

Встречается на правом берегу Боковеньки выше с. Кудашевки в виде ксенолитов в более темном биотитовом гнейсе.

Ортогнейсы типа Рарэу—Черный Дил (Рудаков, 1966б); описаны О. И. Матковским (1971) как гранитогнейсы.

Структура порфиробластическая с гранобластовой и лепидогранобластовой основной тканью.

Мин. состав: микроклин, альбит, кварц, биотит и мусковит; акцессории — апатит, циркон, магнетит, гранат. Порфибласты представлены розовым микроклином или белым альбитом (до 4—5 см).

Хим. состав (см. табл. 44).

В Чивчинских горах ортогнейсами сложены крупные массивы; в Румынских Карпатах они прослеживаются на расстояние более 100 км. По данным С. Г. Рудакова (1966б), массивы ортогнейсов относятся к формационному типу гранитных батолитов, образовавшихся одновременно со складчатостью. Отмечается полное согласие планпараллельной ориентировки слюды в ортогнейсах и сланцеватости вмещающих пород. Вокруг массивов наблюдаются контактовые ореолы — зеленые сланцы превращены в слюдяные, а иногда в парагнейсы. Ортогнейсы представляют собой продукты метаморфизма нормальных гранитов, прорывающих все вулканогенно-осадочные комплексы Чивчинских гор.

Изотопный возраст по биотиту 303—333 млн. лет (Рудаков, 1966б).

ЛЕПТИТЫ

Под лептитами Хуммель (Hummel, 1875) и Седергольм (Sederholm, 1897) понимали мелкозернистые кварц-полевошпатовые кристаллические сланцы осадочного происхождения. Позже (Broch, 1926) так стали называть все мелкозернистые кислые докембрийские суперкрустальные породы. Среди лептитов Скандинавии преобладают метаморфизованные кислые эффузивы и их туфы.

На Украине этот термин применяется сравнительно недавно (Хатунцева, 1967; Венидиктов, 1969). Лептитами

называют породы, ранее относимые к мигматитам или аплитоидным гранитам.

Лептиты осницкого комплекса (Хатунцева, 1967, 1972б). С. Малковский (Malkowski, 1925) и Г. М. Коровниченко (1960) называли их *клесовитами,* Л. Г. Ткачук (1948) — *аплит-гранитами.*

Это своеобразные мелкозернистые породы серого, красного, розового или желтоватого цвета, аплитовидного или кварцитовидного облика, массивные, а местами рассланцованные и даже слоистые. Л. Г. Ткачук и А. Я. Хатунцева (1972) отмечают в лептитах из карьера Стрибо возле ст. Клесово косую слоистость, особенно хорошо различимую на выветрелых поверхностях. Встречаются мигматизированные разности с хаотически расположенными прерывистыми аплитоидными прожилками и первично-пирокластическими полевошпатовыми зернами.

Очень тонкозернистая разновидность лептитов выделяется под названием *геллефлинта* (Ткачук, Хатунцева, 1972).

Структура лептитов очень неустойчивая, чаще всего гранулитовидная с более или менее четко проявляющимся идиоморфизмом кварца по отношению к полевым шпатам; часто наблюдаются переходы к гранобластовой, пойкилобластовой и ситовидной структуре, а также аплитовидной и аплитовой или пегматоидной и гранофировидной. Характерно неравномернозернистое строение при постоянном наличии реликтов очень тонкозернистых структур (особенно в геллефлинтах).

Мин. состав: микроклин 34—66, кварц 25—36, плагиоклаз (№ 0—9) 1—29; второстепенные минералы — биотит (до 6), мусковит (до 3); акцессории — рудные минералы, апатит, циркон, реже сфен, гранат, пироксен, роговая обманка, рутил, силлиманит, андалузит, ксенотим; вторичные минералы — хлорит, серицит, эпидот, карбонат, каолинит и гидроокислы железа. Г. М. Коровниченко (1960) отмечал в лептитах пирофиллит.

Хим. состав (см. табл. 44).

Лептиты встречаются в виде многочисленных ксенолитов часто пластообразной формы среди розовых среднезернистых биотитовых гранитов осницкого комплекса и вместе с последними разрабатываются карьерным способом в окрестностях с. Клесова для получения бутового камня. Наиболее крупные их тела отмечены также возле

сел Теодоровки, Ясногорки, Борового, Глинного и Войткевичей. Общая площадь распространения этих пород составляет примерно 310 км².

Л. Г. Ткачук (1948) указывает на образование этими породами тонких апофиз в клесовских порфиритах и наличие в них ксенолитов последних, что подтверждает магматическую природу лептитов, названных автором клесовскими аплит-гранитами. До этого С. Малковский (Malkowski, 1925) рассматривал их как своеобразные мигматиты, образованные в результате гранитизации песчаников, более древних, чем клесовские порфириты. Такого же мнения придерживался Г. М. Коровниченко (1960).

Н. П. Семененко первым высказал предположение, что эти породы являются метаморфизованными кварцевыми порфирами типа пород лептитовой формации Балтийского щита. Первично-вулканогенное происхождение лептитов доказывает и А. Я. Хатунцева. По ее данным, лептиты перемежаются с диабазовыми покровами (частично преобразованными в диоритоподобные породы) и с согласными интрузивными залежами более молодых осницких гранитов. Интрузия последних вызвала интенсивный калиевый метасоматоз и перекристаллизацию первичных кварц-кератофировых и кератофировых пород и даже частичную регенерацию кислых эффузивов в палингенные аплит-граниты.

Возраст диорит-лептитовой формации северо-западной части УЩ 1500—1650 млн. лет (докембрий IV); по биотиту из лептитов — 1355—1370 млн. лет; однако появление биотита связано с наложенным метаморфизмом (Ткачук, Хатунцева, 1972).

Лептиты и лептитовые гнейсы Приднестровья (Венидиктов, 1969, 1974) большинством исследователей относятся к группе розовых аплит-пегматоидных гранитов. В. М. Венидиктов считает, что часть этих гранитов образовалась в результате гранитизации лептитов или лептитовых гнейсов.

Это розовые или желтовато-розовые, мелкозернистые, часто полосчатые породы существенно кварц-полевошпатового состава с крайне незначительным содержанием темноцветных минералов (биотита, граната); встречаются кордиерит, силлиманит, графит. На фоне тонкозернистой основной массы (р. з. 0,1—0,3 мм) с гранобластовой

структурой выделяются бластопорфировые зерна (1,0—2,5) кварца и полевых шпатов. Содержание кварца иногда достигает 35—40%. Очень редко наблюдаются реликты бластопсаммитовых структур и текстуры, напоминающие косую слоистость.

Лептиты и лептитовые гнейсы обнажаются по рекам Мурафе, Тростянцу, Немии, Марковке в виде пачек, перемежающихся с тонкополосчатыми биотитовыми, биотит-амфиболовыми, гранат-биотитовыми, кордиерит-биотитовыми, силлиманит-кордиерит-биотитовыми и биотит-гиперстеновыми гнейсами, пироксен-плагиоклазовыми кристаллическими сланцами, чарнокитами; такие пачки прослеживаются на расстоянии до 0,8—1,0 км.

Предполагается, что лептиты и лептитовые гнейсы образовались в результате метаморфизации аркозовых песчаников (ортолептиты достоверно не установлены). Впоследствии они были перекристаллизованы без существенного привноса — выноса и приобрели облик аплит-пегматоидных гранитов. Местами они переплавлялись с перемещением палингенного расплава на незначительные расстояния. Это подтверждается наличием в гранитах ксенолитов гнейсов и кристаллосланцев.

ГРАНУЛИТЫ

Гранулитами обычно называют кварц-полевошпатовые породы со специфической гранулитовой структурой (линзовидные кварцевые агрегаты в тонкокристаллической кварц-полевошпатовой массе). Характерным темноцветным минералом гранулитов является пироп-альмандиновый гранат, иногда гиперстен.

Гранулиты — продукты высокотемпературного регионального метаморфизма (гранулитовая фация) кислых осадочных, реже изверженных пород. Своеобразная структура указывает на проявление при их кристаллизации интенсивного одностороннего сжатия.

Гранулиты впервые выделены на УЩ в Гайворон-Первомайском районе и по р. Тясмину выше с. Ревовки В. И. Лучицким (1913). Позже они изучались Л. Г. Ткачуком (1934, 1940б).

Мин. состав: ортоклаз и кислый плагиоклаз (альбит-олигоклаз или альбит), кварц, альмандин (3—5%);

акцессории — рудные минералы, апатит, циркон, биотит, рутил, графит, изредка силлиманит.

В. И. Лучицкий (1913) выделяет следующие разновидности гранулитов: ортоклазовую, плагиоклазовую, гранатовую, пироксеновую.

Хим. состав (см. табл. 44).

Л. Г. Ткачук (1947д) рассматривал гранулиты как гибридизированные разновидности розового аплитоидного гранита.

Гранулит силлиманит-андалузитовый (Ткачук, Хатунцева, 1972) встречается в породах метаморфической осадочно-вулканогенной серии на северо-западе УЩ в карьере с. Заверечья (между станциями Клесов и Томашгород). Предполагается, что эта порода образовалась по мусковит-кварцевым сланцам, сходным по происхождению с вторичными кварцитами.

Основные породы

К группе основных метаморфических пород относятся образования магматического (метабазиты) и осадочного происхождения, недосыщенные кремнекислотой (содержание SiO_2 в них не превышает 50—55%). По минеральному составу, который определяется условиями метаморфизма, выделяются следующие подгруппы основных метаморфических пород: 1) основные метаморфические сланцы низких ступеней метаморфизма, или зеленые сланцы; 2) амфиболиты; 3) основные кристаллические сланцы высоких ступеней метаморфизма.

ОСНОВНЫЕ МЕТАМОРФИЧЕСКИЕ СЛАНЦЫ НИЗКИХ СТУПЕНЕЙ МЕТАМОРФИЗМА (ЗЕЛЕНЫЕ СЛАНЦЫ)

Главными породообразующими минералами в этих породах являются кислый плагиоклаз и кварц (чаще только один из них); темноцветные минералы представлены хлоритом, эпидотом и актинолитом, наличие которых вместе или порознь и обусловливает характерную зеленую окраску и сланцеватое строение. Реже в зеленых сланцах встречаются биотит, роговая обманка, карбонаты. Неравномерное распределение светлых и темных минералов придает некоторым разновидностям сланцев полосчатое строение.

В зависимости от роли хлорита или амфибола в составе рассматриваемых пород можно различать соответствующие минеральные подгруппы зеленых сланцев. Хлорит представлен чаще всего рипидолитом или клинохлором (умеренно железистые разности), что отличает хлоритовые сланцы этой подгруппы от хлоритовых железисто-силикатных (хлорит представлен тюрингитом) и магнезиальных (хлорит-прохлорит или пеннин) сланцев. В название минеральных разновидностей зеленых сланцев вводятся все главные породообразующие минералы (сланец кварц-хлоритовый, кварц-альбит-хлоритовый, кварц-эпидот-хлоритовый и т. д.).

Большинство зеленых сланцев являются продуктами низкотемпературного регионального метаморфизма основных и средних изверженных пород, туфов основных эффузивов или смешанных туфогенно-осадочных образований. Подчиненным развитием отличаются зеленые сланцы, исходными продуктами которых были смешанные карбонатно-глинистые и железисто-кремнистые отложения. Такие же породы могут образоваться при регрессивном метаморфизме по биотитовым сланцам или амфиболитам. Хлоритовые сланцы метаморфизованы в условиях зеленосланцевой фации, а амфиболовые — эпидот-амфиболитовой.

Зеленые сланцы развиты только в той части УЩ, которая выделяется под названием Большого Кривого Рога и ограничивается на востоке Орехово-Павлоградским, а на западе — Криворожско-Кременчугским синклинориями. В пределах этого большого региона суперкрустальные сравнительно слабо метаморфизованные толщи, в состав которых входят и зеленые сланцы, сохранились в синклинорных структурах: Белозерской, Конкской, Сурской и Базавлукской. Зеленые сланцы приурочены преимущественно к низам разреза конкско-верховцевской серии (архей).

Хлоритовые (и эпидотовые) зеленые сланцы

Сланец кварц-хлоритовый (Бойко, 1967; Макухина, 1967; и др.).

Зеленая, зеленовато-серая или голубовато-серая с зеленым оттенком, тонкосланцеватая, мелкозернистая порода, покрытая мелкими пятнышками гидроокислов

железа, а иногда порами выщелачивания. Встречаются участки окварцованного сланца с гнездами сульфидов до 5 мм.

Структура гранолепидобластовая, иногда бластопелитовая.

Мин. состав: хлорит (клинохлор или рипидолит) 50—70, кварц 25—45; второстепенные минералы — альбит, магнетит, ильменит, серицит; акцессории — сфен, турмалин, рутил.

Хим. состав (табл. 45).

Физ. свойства: $\sigma=(2{,}75)$, $\varkappa=(130)$, $I_n=(40)$ (Бакланов и др., 1972).

Переслаивается с кварц-серицитовыми сланцами и железисто-кремнистыми породами, слагая пачки мощностью 500—2000 м в нижней свите верхней базавлукской серии; в подчиненном количестве входит в состав верхней кератофир-спилитовой свиты в Чертомлыкско- Соленовском районе. Встречается также в Верховцевском, Сурском, Конкском и Белозерском районах.

Сланец кварц-альбит-хлоритовый (Бордунов, 1964; Бойко, 1967; Ладиева, 1967; Макухина, 1967).

Серо-зеленая или темно-серая с зеленоватым оттенком, мелкозернистая, тонкосланцеватая порода, иногда пронизанная многочисленными тонкими карбонатными и кварцевыми жилками. Отчетливой сланцеватой текстурой отличается от апоспилитов.

Структура лепидобластовая с участками гранобластовой и порфиробластовой. Встречаются разности с бластопорфировой структурой.

Мин. состав: хлорит 20—65, альбит 10—58, кварц 10—40; второстепенные минералы — биотит, серицит, эпидот, актинолит, карбонаты; акцессории — магнетит, пирит, сфен.

Альбит и кварц образуют фенокристы округлой, таблитчатой или неправильной формы, занимающие больше 20% объема породы.

Хим. состав (см. табл. 45).

Физ. свойства: $\sigma=2{,}65—3{,}00$ (2,83), $\varkappa=0—9600$ (Бакланов и др., 1969).

В Кременчугском районе слагает пласты мощностью 30—120 м среди апоспилитов метабазитовой толщи. В Чертомлыкско-Соленовском районе встречается в виде маломощных слоев (2—3 м) среди амфиболитов, а в Бе-

Химический состав зеленых сланцев, %

№	SiO_2	TiO_2	Al_2O_3	Fe_2O_3	FeO	MnO	MgO	CaO	Na_2O
1	46,38	1,33	12,55	5,44	9,28	—	16,56	0,42	0,03
2	50,00	0,70	15,30	2,90	8,04	0,11	9,29	3,20	3,33
3	48,37	0,51	14,21	1,81	13,79	0,20	7,93	2,60	1,62
4	44,62	0,73	12,56	1,42	0,77	0,19	6,68	9,73	2,67
5	52,58	1,18	11,98	2,46	12,05	0,24	6,92	5,22	0,08
6	46,16	0,16	18,43	1,40	5,75	0,15	12,51	9,98	1,61
7	50,35	0,65	12,68	1,67	8,30	0,11	12,42	5,31	3,86
8	47,59	0,20	16,23	1,03	7,75	0,15	9,95	9,52	0,99
9	48,80	0,35	6,03	1,78	12,36	0,11	11,40	11,79	2,28
10	47,20	0,10	16,21	1,88	6,89	0,13	11,35	6,63	1,56

Примечание: 1 — *сланец кварц-хлоритовый*, Чертомлыкско-Соленовский (Бордунов, 1964); 3 — *сланец кварц-альбит-эпидот-хлоритовый*, Верховцевский район (Макухина, 1967); 5 — *сланец карбонат-эпидот-биотит-хлорит-кварцевый, актинолитовый*, Конкский район (Ладиева, 1956); 7 — *сланец альбит-хлорит-актинолитовый*, там же; 9 — *сланец альбит-биотит-хлорит-актинолитовый*, там же;

лозерском и Сурском районах — среди образований зеленосланцево-порфиритовой и вулканогенно-кератофир-сланцевой свит.

Сланец кварц-альбит-эпидот-хлоритовый (Макухина, 1956, 1967; Танатар-Бараш и др., 1971).

Зеленовато-серая или темно-зеленая, мелкозернистая, сланцеватая, нередко полосчатая порода, слегка жирноватая на ощупь.

Структура лепидобластовая, гранолепидобластовая, иногда порфиробластовая.

Мин. состав: хлорит 40—80, эпидот 5—25, альбит 2—40, кварц 6—25; второстепенные минералы — биотит, карбонат, серицит, сфен; акцессории — магнетит, пирит, рутил, апатит.

Хим. состав (см. табл. 45).

Встречается в виде пачек мощностью до 20—35 м среди амфиболитов в Сурском и Верховцевском районах.

Сланец кварц-карбонат-хлорит-альбитовый (Макухина, 1967).

Серо-зеленая, мелкозернистая, сланцеватая порода.

Структура лепидогранобластовая, местами порфиробластовая с лепидогранобластовой основной тканью.

Таблица 45

K_2O	P_2O_5	SO_3	Cr_2O_3	S	CO_2	H_2O^-	П. п. п.	Сумма
0,07	0,12	0,12	—	—	0,34	0,15	7,73	100,52
1,97	0,11	0,27	—	—	1,93	0,10	3,10	100,35
1,01	—	—	0,05	—	—	0,62	6,79	99,51
0,03	0,14	0,22	—	—	7,00	0,21	4,38	100,35
1,43	0,17	—	—	0,42	1,93	—	3,42	100,08
0,18	0,03	0,18	—	—	—	0,12	3,88	100,54
0,07	0,07	0,14	0,26	—	0,38	0,34	5,31	100,28
0,15	0,02	0,01	0,09	0,09	1,32	0,15	4,67	100,41
0,14	—	—	—	—	—	—	3,98	99,08
1,03	0,04	0,05	—	—	—	0,40	6,01	99,56

район (Бойко, 1967); 2 — *сланец кварц-альбит-хлоритовый*, Кременчугский район район (Макухина, 1956); 4 — *сланец кварц-карбонат-хлорит-альбитовый*, Сурский Чертомлыкско-Соленовский район (Бойко, 1967); 6 — *сланец плагиоклаз-хлорит-нолитовый*, Верховцевский район (Макухина, 1956); 8 — *сланец альбит-цоизит-ак-*10 — *сланец хлорит-биотит-актинолитовый*, Конкский район (Ладиева, 1956).

Порфиробласты (до 0,3 мм) представлены призматическими кристаллами альбита.

Мин. состав: альбит 30—50, хлорит 25—30, карбонат 5—20, кварц 15—20; второстепенные минералы — серицит и эпидот; акцессории — турмалин, циркон, рудные.

Хим. состав (см. табл. 45).

Встречается среди пород кератофир-сланцевой свиты в Сурском районе.

Сланец карбонат-эпидот-биотит-хлорит-кварцевый (Бойко, 1967). Зеленовато-серая, тонкосланцеватая порода с многочисленными секущими кварцевыми и карбонат-кварцевыми сульфидоносными жилками.

Структура гранолепидобластовая.

Мин. состав: кварц 20—35, хлорит (рипидолит) 20—25, биотит 12—15, кальцит 8—30, эпидот и цоизит 10—15; акцессории — ильменит, пирит, апатит.

Хим. состав (см. табл. 45).

Встречается в виде прослоя мощностью 6,5 м среди роговиков и сланцев нижней свиты базавлукской серии в Чертомлыкско-Соленовском районе.

Сланец альбит-хлорит-биотитовый (Бойко, 1967).

Темно-серая, мелкочешуйчатая порода, иногда с плойчатой текстурой.

Структура гранолепидобластовая.

Мин. состав: биотит 40—45, альбит (№ 8) 25—35, хлорит (пеннин) 10—30; второстепенные минералы — мусковит, кварц, апатит; акцессории — сфен.

Встречается в виде маломощных (десятки сантиметров) прослоев в зоне контакта ультраосновных пород с ороговикованными микрогнейсами нижней свиты базавлукской серии в Чертомлыкско-Соленовском районе.

Сланец эпидот-кварц-альбит-биотитовый (Бойко, 1967).

Темно-серая, мелкозернистая, сланцеватая порода с обогащенными биотитом прослоями мощностью от 2—3 до 30 см. Местами видны выделения бледно-розового граната. Много кварцевых и карбонат-кварцевых прожилков, по трещинам наблюдаются налеты пирита.

Структура лепидогранобластовая.

Мин. состав: буро-коричневый биотит 20—30, альбит и кварц до 50, эпидот; второстепенные минералы — хлорит, кальцит, гранат; акцессории — магнетит, пирит.

Встречается среди амфиболитов Чертомлыкско-Соленовского района в зоне контакта их с гранитами.

Амфиболовые зеленые сланцы

Сланец плагиоклаз-хлорит-актинолитовый (Ладиева, 1956; Макухина, 1956).

Светлая зеленовато-серая, неясносланцеватая порода с лучистыми агрегатами актинолита.

Структура мелкосноповидная, местами микрофибробластовая, в обогащенных плагиоклазом разностях — гранонематобластовая; встречаются реликты диабазовой структуры.

Мин. состав: актинолит 30—55, хлорит 3—58, плагиоклаз до 40; второстепенные минералы — биотит, кварц, карбонат; акцессории — магнетит.

Хим. состав (см. табл. 45).

Встречается на Промежуточном участке в Конкском районе, где слагает невыдержанные пласты мощностью до 10—50 м, переслаивающиеся с магнетит-силикатными кварцитами и гранат-роговообманко-грюнеритовыми

сланцами; а также среди амфиболитов в Верховцевском районе.

Сланец альбит-хлорит-актинолитовый (Макухина, 1956).

Зеленовато-серая, мелкозернистая, массивная или слабосланцеватая порода.

Структура бластоофитовая; р. з. 0,08—0,6 мм.

Мин. состав: актинолит 20—50, хлорит 18—50, альбит 28—30; второстепенные минералы — тальк, биотит, эпидот, кварц; акцессории — лейкоксен, магнетит, пирит.

Хим. состав (см. табл. 45).

Встречается в виде прослоев мощностью 0,2—2 м среди карбонат-тальковых сланцев на Восточнограновском участке Верховцевского района.

Сланец альбит-эпидот-хлорит-актинолитовый (Макухина, 1967; Танатар-Бараш и др., 1971).

Зеленовато-серая, мелкозернистая, сланцеватая, иногда полосчатая порода.

Структура гранонематобластовая и гранолепидонематобластовая.

Мин. состав: актинолит, местами с реликтами роговой обманки 50—60, хлорит (рипидолит) 10—30, минералы группы эпидота 5—10, альбит 10—15; второстепенные минералы — кварц, биотит, сфен; акцессории — циркон, магнетит, пирит, пирротин.

Встречается среди аподиабазовых амфиболитов нижней метабазитовой свиты в Сурском районе.

Сланец альбит-цоизит-актинолитовый (Макухина, 1956).

Зеленовато-серая, мелкозернистая порода, массивная или сланцеватая.

Структура гетеробластовая, гранонематобластовая, местами гранолепидобластовая с реликтами бластодиабазовой; р. з. 0,05—1,5 мм.

Мин. состав: актинолит 25—60, цоизит 22—50, альбит 3—9; второстепенные минералы — хлорит, кварц, биотит, карбонат; акцессории — сфен, апатит, магнетит, пирит, ильменит.

Хим. состав (см. табл. 45).

На Тепловском, Восточнограновском и Западнограновском участках Верховцевского района переслаивается с роговиками и сланцами другого состава.

Сланец альбит-биотит-хлорит-актинолитовый (Макухина, 1956).

Серовато-зеленая или темно-зеленая, мелкозернистая, сланцеватая порода.

Мин. состав: актинолит 45—70, хлорит 3—18, биотит 2—30, альбит 3—16; второстепенные минералы — кальцит, кварц, тальк, гидрослюда; акцессории — магнетит, сфен.

Хим. состав (см. табл. 45).

Встречается в виде прослоев мощностью 1—3 м на Восточногрpreновском участке Верховцевского района в ассоциации с альбититами.

Сланец хлорит-биотит-актинолитовый (Ладиева, 1956).

Зеленовато-серая, сланцеватая порода.

Структура гранонематобластовая и нематобластовая, местами очковая. Наблюдаются реликты пепловой структуры: рогульчатые и загнутые формы, выполненные тонкозернистым хлоритовым веществом.

Мин. состав: актинолит 30—90, биотит 5—18, хлорит 3—20; второстепенные минералы — кварц, плагиоклаз, иногда глинистый минерал и гидрослюда; акцессории — апатит и рудные минералы.

Хим. состав (см. табл. 45).

На Кирпотинском участке Конкского района слагает пласты мощностью 7—10 м, переслаивающиеся с хлорит-биотитовыми, хлорит-роговообманковыми сланцами и железисто-силикатными роговиками.

Сланец хлорит-кварц-биотит-актинолитовый (Макухина, 1956). Макроскопическая характеристика автором не приведена.

Структура гранолепидонематобластовая, местами лепидобластовая; р. з. 0,03—0,4 мм.

Мин. состав: актинолит 10—40, биотит 32—45, хлорит 6—15, кварц 13—30; второстепенные минералы — тальк и карбонат; акцессории — магнетит, апатит, пирит.

На Восточногрpeновском и Западногрpeновском участках Верховцевского района образует прослои мощностью 0,5—2 м, залегающие на контакте хлорит-актинолитовых сланцев с железисто-силикатными роговиками.

Сланец кварц-альбит-биотит-актинолитовый (Бордунов, 1964).

Темно-серая, чуть зеленоватая, мелкозернистая порода со сланцеватой нечеткополосчатой текстурой.

Структура гранолепидонематобластовая с участками лепидобластовой, гранонематобластовой, гранобластовой и порфиробластовой.

Мин. состав: актинолит 30—50, коричневый биотит 20—40, альбит и кварц 10—15; второстепенные минералы — хлорит и карбонаты; акцессории — магнетит, сфен, циркон.

Встречается в Кременчугском районе в виде пластов мощностью 30—120 м среди апоспилитов верхней части разреза метабазитовой толщи.

Сланец хлорит-кварц-роговообманковый (Бойко, 1967).

Темная серовато-зеленая, плотная, мелкозернистая, сланцеватая порода.

Структура лепидогранонематобластовая и роговиковая.

Мин. состав: зеленая роговая обманка до 55, кварц до 25, хлорит (рипидолит), замещающий роговую обманку, до 15; второстепенные минералы — кальцит, эпидот, биотит; акцессории — сфен, пирит.

Встречается редко, обычно на контакте амфиболитов с ультрабазитами (Чертомлыкско-Соленовский район).

Сланец карбонат-кварц-роговообманковый (Бойко, 1967). Макроскопическая характеристика автором не приведена.

Структура гранонематобластовая, нематогранобластовая, роговиковая.

Мин. состав: роговая обманка 20—60, кварц 30—50, кальцит 3—25; второстепенные минералы — биотит и хлорит; акцессории — магнетит и сфен.

В виде маломощных (1—2 м) прослоев встречается среди амфиболитов нижней свиты базавлукской серии в Чертомлыкско-Соленовском районе.

АМФИБОЛИТЫ

Амфиболиты представляют собой массивные или сланцеватые метаморфические породы, состоящие из роговой обманки и основного плагиоклаза. Они являются типичными представителями основных пород, метаморфизо-

ванных в условиях амфиболитовой фации, хотя некоторые разновидности (эпидотовые или содержащие кислый плагиоклаз и актинолитовую роговую обманку) образуются и в более низкотемпературных условиях.

Амфиболиты могут формироваться за счет различных первичных пород основного состава, чаще всего изверженных (габбро, диабазов, базальтов и их туфов), мергелистых осадков, а, возможно, и чистых известняков, подвергшихся метасоматозу с привносом кремния, алюминия, магния и железа. В зависимости от магматического или осадочного генезиса исходного материала различают *ортоамфиболиты* и *параамфиболиты*.

Определение первичной природы амфиболитов связано с большими трудностями. Было время, когда большинство амфиболитов УЩ относили к образованиям параряда на основании их пластовой формы залегания, а также пространственной связи с такими породами, как гранатовые и графитовые гнейсы, кристаллические известняки, в осадочном происхождении которых не сомневались. Исследованиями Л. Г. Ткачука (1940а, 1948), Ю. Ю. Юрка (1953) и, главным образом И. С. Усенко (1946а, 1948, 1953, 1960) была доказана магматическая, во многих случаях интрузивная, природа большинства амфиболитов Побужья, Приазовья, Приднепровья и других районов УЩ. Амфиболиты довольно часто имеют секущие контакты с вмещающими породами, сохраняют реликты магматических структур и текстур, содержат парагенезисы акцессорных минералов, характерных для габброидов, идентичны им по химическому составу и содержаниям характерных второстепенных элементов. Важное значение для установления генезиса амфиболитов имеют не только содержания второстепенных элементов, но и характер корреляционных связей между ними (Хмарук, Щербаков, 1970).

На Украине амфиболиты встречаются на УЩ, на Раховском массиве и в Чивчинских горах. На щите они распространены очень широко — во всех районах и в разных по составу и стратиграфическому положению метаморфических комплексах. К районам наибольшего развития амфиболитов следует отнести прежде всего Среднее Приднепровье и Криворожско-Кременчугскую полосу (Большой Кривой Рог). Здесь амфиболитами и другими метабазитами сложены мощные (до 500—1000 м) толщи,

залегающие в основаниях конкско-верховцевской (архей) и криворожской (протерозой) серий. Мощность отдельных существенно амфиболитовых пачек составляет иногда первые сотни метров.

Широко распространены амфиболиты и в гнейсо-мигматитовых комплексах Приазовья, Орехово-Павлоградской полосы, Ингуло-Ингулецкого и Росинско-Тикичского районов, на Побужье и в крайней северо-западной части щита. Однако в этих районах вследствие интенсивно проявленных ультраметаморфических процессов амфиболиты, как правило, не образуют мощных толщ, а наблюдаются, как и другие метаморфические породы, в виде реликтовых останцов среди мигматитов и гранито-гнейсов, мощность которых измеряется десятками, а в редких случаях первыми сотнями метров. Стратиграфическое положение вмещающих амфиболиты метаморфических комплексов Приазовья, Побужья и других районов четко не определено: в одних случаях они относятся к архею, а в других — к протерозою.

По данным изотопного анализа, среди амфиболитов установлены безусловно архейские образования с возрастом 2600—3200 млн. лет (Западное Приазовье, Конкско-Белозерская зона, район Запорожье—Мишурин Рог на Днепре). Правда, в этих же районах есть амфиболиты, изотопный возраст которых 2100—2400 млн. лет, что объясняется проявлением более позднего, наложенного метаморфизма. Изотопный возраст амфиболитов из других районов УЩ находится в пределах 1900—2200 млн. лет, однако далеко не всегда ясно, какому этапу метаморфизма соответствуют эти цифры (первичному или наложенному).

Амфиболиты Украины различаются по текстурным признакам (массивные, сланцеватые, миндалекаменные), по составу первичной изверженной породы (габбро-амфиболиты, амфиболиты аподиабазовые, аподиабаз-порфиритовые и др.), по наличию в их составе определенных второстепенных минералов (биотитовые, гранатовые, графитовые, кальцитовые, карбонат-биотитовые, кварцевые, пироксеновые, сфеновые, эпидот-биотитовые, эпидот-цоизитовые) или вторичных минералов (альбитизированные, альбит-эпидотизированные, актинолитизированные, карбонатизированные, серицитизированные, хлоритизированные, эпидотизированные, эпидот-серицитизированные).

Химический состав амфиболитов и метабазитов, %

№	SiO_2	TiO_2	Al_2O_3	Fe_2O_3	FeO	MnO	MgO
1	48,20	2,22	13,32	4,30	11,80	0,18	5,50
2	49,06	0,42	15,34	2,80	7,45	0,19	9,74
3	47,75	0,21	18,79	0,82	7,80	0,11	10,28
4	46,91	1,58	14,32	11,70	5,61	0,16	5,23
5	56,62	1,29	14,68	2,72	9,00	0,19	3,36
6	47,63	0,98	13,49	4,69	10,91	0,23	6,09
7	46,10	0,45	15,27	3,61	6,46	0,19	10,60
8	58,16	—	13,88	2,80	9,75	—	3,87
9	56,00	0,99	12,87	1,69	8,86	0,09	4,98
10	48,18	0,15	17,89	0,63	5,27	0,14	11,24
11	47,48	0,73	12,57	5,40	7,70	0,20	10,11
12	49,17	0,89	12,34	6,04	8,33	0,23	4,65
13	46,74	1,55	11,34	8,01	14,22	0,28	7,05
14	49,42	0,56	11,22	2,38	5,46	0,11	13,29
15	43,36	0,97	14,11	6,22	9,67	0,13	8,46
16	52,52	0,38	12,79	2,55	7,23	0,11	8,83
17	47,16	0,78	16,54	1,89	8,65	0,13	9,48
18	48,18	0,92	13,81	4,37	11,46	0,19	7,03
19	48,95	2,40	14,02	4,37	13,78	0,28	2,46
20	49,63	0,64	16,65	1,62	6,40	0,13	5,97
21	57,77	0,54	18,26	1,71	4,88	0,06	4,18
22	47,91	2,07	11,12	5,68	17,44	0,46	2,51

Примечание: 1 — *амфиболит аподиабазовый,* Сурский район (Половин (Макухина, 1967); 3 — *амфиболит апопорфиритовый,* Конкский район (Половин *миндалекаменный альбитовый,* Кривой Рог (Усенко, 1953); 6 — *нормальный ам* нее Приднепровье, с. Старые Койдаки (Орса, 1973); 8 — *амфиболит кварц-биотито* Криворожье, р. Саксагань (Усенко, 1953); 10 — *амфиболит анортитизированный, ванный,* Приазовье, р. Токмак (Усенко, 1960); 12 — *амфиболит карбонатизирован* 14 — *амфиболит эпидотизированный,* Приазовье, р. Обиточная, там же; 15 — Верховцевский район (Макухина, 1956); 17 — *апоспилит альбит-роговообманковый, вый,* там же; 19 — *апоспилит слюдяной,* Чертомлыкско-Соленовский район *ный,* там же; 22 — *апотуф зеленокаменный,* там же.

Выделяются отдельные типы амфиболитов по комплексу признаков, названные по местности, где они развиты (сурского типа, шолсховского типа, типа Губкова).

Амфиболит аподиабазовый (Половинкина, Наливкина, 1959; Макухина, 1967).

Темная зеленовато-серая, местами почти черная порода, от мелко- до крупнозернистой, местами порфировидная. Порфиробласты размером от 3—4 мм до 1,5—3 см образованы темно-зеленым амфиболом или зеленовато-желтым цоизитизированным плагиоклазом. Текстура массивная и сланцеватая.

Таблица 46

CaO	Na_2O	K_2O	P_2O_5	SO_3	H_2O^-	П. п. п.	Сумма
9,12	3,08	0,44	—	—	0,14	2,06	100,36
8,77	2,61	1,17	0,31	—	—	1,49	99,35
8,00	1,34	0,04	—	—	0,25	4,50	99,89
9,86	2,42	0,96	—	—	0,14	1,25	100,14
4,58	5,19	0,54	—	—	0,46	1,49	100,12
10,85	2,43	0,20	0,14	0,22	0,11	1,87	99,84
13,30	1,60	0,76	0,05	0,15	0,21	1,61	100,36
3,92	2,44	3,42	—	—	—	2,31	99,55
6,69	4,87	0,90	—	—	0,45	1,34	99,73
13,66	0,79	0,48	—	—	0,16	1,50	100,09
9,23	2,42	1,46	0,08	0,01	0,16	2,55	100,10
13,03	2,09	0,41	0,17	—	0,16	2,87	100,68
2,22	3,13	0,56	0,26	—	0,18	4,52	100,06
14,35	1,31	0,28	—	—	0,02	1,78	100,18
9,86	0,55	2,61	1,69	0,73	0,12	1,88	100,36
11,49	2,18		—	—	0,39	1,68	100,15
9,28	2,72	0,12	0,05	0,67	0,03	2,53	100,00
10,12	1,41	0,19	—	—	0,05	2,45	100,18
6,00	0,80	1,63	0,87	0,38	0,14	3,40	99,48
8,13	2,44	1,26	0,20	0,08	0,06	7,15	100,37
4,90	4,07	0,38	0,17	0,20	0,34	2,50	99,96
7,96	0,68	0,33	0,18	0,06	0,02	3,78	100,17

кина, Наливкина, 1959); 2 — *амфиболит аподиабаз-порфиритовый*, Сурский район кина, Наливкина, 1959); 4 — *амфиболит апоспилитовый*, там же; 5 — *амфиболит фиболит*, Приазовье, р. Берда (Усенко, 1960); 7 — *пироксеновый амфиболит*, Средвый, Кривой Рог, (Свитальский и др., 1932); 9 — *амфиболит альбитизированный*, Конкский район (Половинкина, Наливкина, 1959); 11 — *амфиболит биотитизированный*. Приазовье, р. Берда, там же; 13 — *амфиболит хлоритизированный*, там же; *амфиболит с калишпатом*, р. Случь, с. Губково (Ткачук, 1948); 16 — *аподиабаз*, Конкский район, (Ладиева, 1956); 18 — *апоспилит альбит-эпидот-роговообманко-*(Бойко, 1967); 20 — *апокератоспилит*, там же; 21 — *апокератоспилит порфировид-*

Структура гранобластовая с реликтами офитовой. Мин. состав: сине-зеленая роговая обманка, актинолит, плагиоклаз (альбит и андезин), зеленый хлорит (развивается по амфиболам), эпидот и цоизит; второстепенные минералы — кварц, биотит, серицит, карбонат, сфен, изредка куммингтонит.

Хим. состав (табл. 46).

Физ. свойства: $\sigma = 2{,}80—3{,}10$ (2,98), $\varkappa = 0—3200$ (Бакланов и др., 1969).

Встречается в некоторых обнажениях на реках Мокрой Суре и Соленой (с. Бекетовка) и вскрыт скважинами

в восточной части Сурской брахисинклинали, а также в Конкском районе (Восточная и Средняя полосы, Кирпотинский участок). Представляет собой диабаз, первоначально метаморфизованный в условиях амфиболитовой фации и впоследствии подвергшийся зеленосланцевому диафторезу.

Амфиболит аподиабаз-порфиритовый (Макухина, 1967).

Темно-зеленая, средне- и крупнозернистая порода с бластопорфировыми вкрапленниками роговой обманки, реже цоизитизированного плагиоклаза размером от 3—5 мм до 1 см.

Структура бластопорфировая с гранобластовой основной тканью.

Мин. состав основной ткани: альбит и олигоклаз, актинолит, цоизит, эпидот, карбонат, кварц, хлорит, изредка биотит и серицит; акцессории — апатит, циркон, сфен с реликтами титаномагнетита, ильменит, турмалин.

Хим. состав (см. табл. 46).

Слагает центральные части аподиабазовых покровов в Сурском районе; вскрыт скважинами.

Амфиболит апопорфиритовый (Половинкина, Наливкина, 1959). Характеризуется наличием крупных вкрапленников плагиоклаза, уцелевших в процессе метаморфизма.

Структура гранонематобластовая, гетеробластовая, бластопорфировая (по отношению к плагиоклазу) и порфиробластовая (по отношению к амфиболу).

Мин. состав: сине-зеленая роговая обманка или светло-зеленоватый актинолит, плагиоклаз № 75—86; второстепенные минералы — кварц, светло-зеленый хлорит, флогопит, серицит, цоизит; акцессории — апатит и рудные минералы.

Кварц образует скопления, удлиненные вдоль сланцеватости, реже изометричные; не исключено, что он вторичного происхождения.

Хим. состав (см. табл. 46).

Редкая разновидность амфиболитов. Встречен в скважинах на Кирпотинском и Промежуточном участках Конкского района. Предполагается, что эта порода образовалась за счет метаморфизма основных эффузивов типа базальтовых порфиритов.

Амфиболит апоспилитовый (Половинкина, Наливкина, 1959).

Темно-зеленая, почти черная, мелкозернистая порода.

Мин. состав: сине-зеленая роговая обманка, реже актинолит (65—80%), альбит и андезин, хлорит, эпидот; второстепенные минералы — биотит, карбонат; акцессории — титаномагнетит, лейкоксен. Агрегат беспорядочно ориентированных тонких призм амфиболов (0,2—0,3 мм) и мельчайших (0,03 мм) плагиоклазовых зернышек часто как бы погружен в хлоритовый мезостазис. Изредка выделяются более крупные вкрапленники амфибола.

Хим. состав (см. табл. 46).

Встречается в восточной полосе амфиболитов Конкского района и приурочен к низам метабазитовой толщи. Предполагается, что он образовался за счет мелкозернистых слабо раскристаллизованных основных эффузивов типа спилитов.

Амфиболит миндалекаменный альбитовый (Свитальский и др., 1932; Усенко, 1948, 1953).

Серовато-зеленая, реже темно-зеленая, а в свежем состоянии темно-серая, почти черная, плотная, афанитовая, реже мелкозернистая порода. На более темном фоне основной массы выделяются светлые, иногда серовато-зеленоватые миндалины чечевицеобразной и эллипсоидальной формы размером до 3 см, резко ограниченные, а иногда с расплывчатыми контурами, обычно вытянутые согласно сланцеватости. Выполнены они чаще всего кварцем, биотитом и кварцем или эпидотом и кварцем; реже встречаются миндалины карбонат-кварцевые, биотит-хлорит-кварцевые, хлорит-кварцевые и лимонит-кварцевые. Содержание миндалин колеблется от 5 до 50%, чаще же они составляют 10—15% объема породы. Иногда вместо миндалин видны мелкие порфировидные выделения полевых шпатов и порода имеет облик порфирита. Обычно чередуются участки породы с миндалинами и без них. Встречаются полосы мощностью до 1 м рассланцованных, сильно давленных, смятых амфиболитов.

Выделяется несколько структурных разновидностей амфиболитов: с порфиробластовой структурой, обусловленной наличием среди мелкозернистой гранобластовой основной ткани выделений альбита или роговой обманки; с реликтами офитовой или пойкилоофитовой структуры с идиоморфными лейстами или таблитчатыми зернами аль-

бита; со сноповидной и гранонематобластовой структурой.

Мин. состав: обыкновенная, реже актинолитовая роговая обманка и альбит (в почти равных количествах или с незначительным преобладанием первой, в сумме 70—80%), иногда клиноцоизит; второстепенные минералы — биотит, кварц, хлорит, магнетит, ильменит, сфен, эпидот, пирит, апатит, кальцит (последний — только в миндалинах).

Хим. состав (см. табл. 46).

Физ. свойства: $\sigma = (2{,}96)$; $\varkappa = (156)$ (Бакланов, Бакланова, 1968).

Амфиболит этого типа встречается в Криворожском районе среди пород метабазитовой свиты криворожской серии. Мощность толщи метабазитов, в которой развиты и амфиболиты без миндалин, изменяется от 100 м (пос. Карла Либкнехта) до почти 2 км (б. Роковатая). Естественные выходы этих пород есть на р. Саксагани в районе с. Октябрьского и у южной окраны с. Божедаровки, в балках Глееватой, Каменистой, Волчьей, Сербиновой, Дубовой.

Первое упоминание об этих породах находим у С. Конткевича (1890), который называл их сиенитами. П. П. Пятницкий (1898) отнес их к лампрофирам диоритовой магмы (керсантитам), считая более молодыми, чем саксаганская формация (криворожская серия). Такого же мнения придерживался и В. Е. Тарасенко (1914), называвший эти породы сиенито-диоритами и диоритами. И. И. Танатар (1922, 1926а) считал, что криворожские метабазиты слагают межформационное интрузивное тело, а миндалины в них образовались в результате частичной ассимиляции аркозовых песчаников. Это предположение позже поддерживала Л. Я. Ходюш (1956). Н. Н. Свитальский (1932) первым назвал их амфиболитами и отнес к покровным метаморфизованным образованиям основной магмы, подстилающим кристаллические сланцы криворожской серии.

Покровный характер криворожской метабазитовой толщи подтвержден исследованиями Н. П. Семененко, И. С. Усенко, Ю. Ир. Половинкиной и др. Доказано, что они залегают на саксаганских плагиогранитах и связанных с ними мигматитах и перекрываются грубообломочными отложениями нижней свиты криворожской серии.

Изотопный возраст криворожских миндалекаменных амфиболитов, определенный по роговой обманке, составляет 2150 млн. лет.

Миндалекаменные амфиболиты встречаются также в Чертомлыкско-Соленовском районе (обнажения на р. Соленой возле с. Чистополя и др.), где они слагают маломощные (5—10 мм) согласные пластовые тела среди мелкозернистых эпидотизированных амфиболитов нижней свиты базавлукской серии с постепенными переходами между ними (Степанец, 1950; Бойко, 1967). Эти амфиболиты относятся к архею (докембрий II).

Амфиболит нормальный, или амфиболит плагиоклазовый (Усенко, 1953, 1960; Орса, 1973; и др.).

Темно-серая, почти черная с едва заметным зеленоватым оттенком, мелко- или среднезернистая порода с массивной или сланцеватой текстурой.

Структура гранобластовая, пойкилобластовая, реже бластогаббровая, в сланцеватых разновидностях гранонематобластовая.

Мин. состав: зеленая или голубовато-зеленая роговая обманка и плагиоклаз № 36—58 при незначительном преобладании одного из них, чаще роговой обманки; акцессории — пироксен, биотит, эпидот, магнетит, пирит, пирротин, пентландит, халькопирит, ильменит, сфен, апатит, циркон.

Хим. состав (см. табл. 46).

Физ. свойства: σ=2,69—3,54 (2,99), $\varkappa$=0—20 000 (1731), I_r=200—21 700 (3140), V=3320—10 790 (6410) (Шаповал, 1964).

Нормальные амфиболиты наиболее широко распространены среди пород рассматриваемой группы. Главными районами их развития являются Приазовье, Среднее Приднепровье, бассейн Ингульца, Росинско-Тикичский район и Побужье.

В Приазовье амфиболиты залегают среди мигматитов, реже гнейсов в виде согласных пластовых тел мощностью от десятков сантиметров до 200—300 м; маломощные тела часто будинированы. Наряду с преобладающим согласным залеганием наблюдается срезание контактовыми плоскостями под небольшими углами полосчатости вмещающих пород, а изредка и отчетливо секущее положение (Цуканов, Есипчук, 1972). В амфиболитах встречаются ксенолиты амфиболизированных ультрабазитов,

биотитовых и биотит-амфиболовых гнейсов. Отмечается приконтактный анатексис вмещающих пород и уменьшение зернистости в некоторых телах амфиболитов вблизи контактов с вмещающими породами (Эйнор и др., 1971).

Наиболее мощные пачки амфиболитов (до 100—200 м) наблюдаются в естественных выходах по рекам Чокраку и Берде. Менее мощные тела обнажаются по рекам Обиточной, Кильтичии, Буртичии, Лозоватке, Юшанлы, Токмаку, а небольшие будины и реликты среди мигматитов встречаются почти повсеместно.

В Среднем Приднепровье амфиболиты, наряду с широко развитыми здесь эпидотизированными, актинолитизированными и другими разностями, обнажаются по рекам Базавлуку, Соленой, Мокрой Суре и на левобережье Днепра (пос. Славгород, балки Шатохина, Кудинова, бассейн Конки) (Усенко, 1946а, 1948). Скважинами амфиболиты вскрыты во многих других местах Чертомлыкско-Соленовского, Сурского, а также Конкского, Белозерского и Верховцевского районов. Во всех этих районах амфиболиты, ассоциирующие с другими метабазитами и ультраосновными породами, приурочены к нижней части разрезов метаморфических комплексов, представляя архейскую формацию основных вулканитов.

На р. Ингульце амфиболиты обнажены преимущественно между селами Александродаром и Ивановкой, у южной окраины с. Рахмановки.

В средней части УЩ нормальные амфиболиты широко развиты в бассейне рек Горного и Гнилого Тикичей. Наиболее крупные выходы их известны в районе с. Тального, западнее с. Белашков, восточнее с. Мошурова, ниже с. Лащевого, в окрестностях с. Бужанки, между селами Буками и Березовкой, в окрестностях сел Черной Каменки, Иванкова, Томашевки.

Ю. Ю. Юрк (1953) выделил в этом районе две генетические группы амфиболитов. В частности, амфиболиты сел Иванкова и Томашевки, связанные взаимопереходами с амфиболовыми гнейсами, он считает парапородами. Амфиболиты же Звенигородского района, а также сел Песчаного, Добрянки, Тального, переходящие в пироксеновые амфиболиты, а иногда и в габбро-амфиболиты, отнесены к ортоамфиболитам. Последние содержат в акцессорных количествах пирротин и пентландит, а также

ильменит с эмульсионной вкрапленностью гематита, образовавшейся в результате распада твердого раствора.

На Побужье амфиболиты развиты в основном между г. Гайвороном и с. Завальем, образуя здесь полосы мощностью от 70 до 200 м. Они залегают среди гнейсов разного состава или мигматитов; их ксенолиты часто встречаются среди чарнокитов. Л. Г. Ткачук обнаружил в амфиболитах ксенолиты силлиманитовых гнейсов. Он же отметил небольшое угловое несогласие между телами амфиболитов и сланцеватостью вмещающих гнейсов. Наряду с наличием бластогаббровых структур и постоянных содержаний хотя бы в сотых долях процентов хрома и никеля, эти факты позволяют рассматривать амфиболиты Побужья как первичные магматические интрузивные образования.

В Приднестровье пачки и крупные ксенолиты амфиболитов среди мигматитов и гранитов встречаются на реках Лозовой (села Шендеровка, Гонтовка), Мурашке (с. Гуцуловка), Бушанке (с. Гумулиевка), р. Русавке (села Русава, Клембовка, Писаревка) и на самом Днестре (с. Пороги, восточнее пос. Ямполя).

Кроме перечисленных основных районов развития амфиболитов, они известны еще в Северном Криворожье (Домарев, 1955), в районе Правобережных магнитных аномалий, в Кременчугском районе (Бордунов, 1964; Доброхотов, 1964; Войновский, 1970), в бассейне Ингула (Шковыра, Берзенина, 1971), на реках Соби (Рябенко, 1958) и Тетереве (Щербак, 1961), в районе пос. Володарки (Стрыгин, Ярощук, 1964).

В Карпатах амфиболиты встречаются в виде прослоев и неправильных штокообразных тел среди слюдяных сланцев и парагнейсов белопотокской и деловецкой серий Раховского массива. Иногда попадаются их ксенолиты в гранитах. Лучшие обнажения амфиболитов можно наблюдать на левом склоне потока Яворникового и в верховье потока Белого (Ткачук, Гуржий, 1957).

В виде маломощных линзовидных тел и даек среди слюдяных, слюдяно-хлоритовых и слюдяно-гранатовых сланцев кристаллического фундамента амфиболиты встречаются в Чивчинских горах, обнажаясь в верховье ручья Альбина, на междуречье Перкалаб—Сарата и на полонине Прилуки (Матковский, 1971).

Амфиболит пироксеновый. От нормальных амфиболитов отличается небольшим содержанием (3—10%) реликтов зеленого моноклинного пироксена (диопсида).

Хим. состав (см. табл. 46).

В Приазовье эта разновидность амфиболитов приурочена преимущественно к районам развития лозоватской свиты, для которой характерна более высокая степень регионального метаморфизма (реки Токмак, Юшанлы, Берестовая). Пироксеновые амфиболиты широко развиты на Побужье и в Приднестровье и довольно часто встречаются в бассейне рек Горного и Гнилого Тикичей (села Песчаная, Добрянка, Тальянка, г. Тальное и др.). В виде останцов и ксенолитов в гранодиоритах, гранитах и мигматитах они наблюдаются на правом берегу Днепра севернее с. Старые Койдаки, в карьере с. Волосского, в Рыбальском карьере, в балках Стрелечной и Капустяной (Орса, 1973).

Амфиболит гранатовый (Бойко, 1967).

Мин. состав: роговая обманка 55—60, альбит 10—15, кварц 10—20, гранат 10, эпидот и цоизит до 5, биотит, серицит; акцессории — апатит, сфен, ильменит, пирит.

Встречается среди пород нижней сланцево-роговиково-метабазитовой свиты базавлукской серии в Чертомлыкско-Соленовском районе; на Побужье и, очень редко, в Среднем Приднепровье и Приазовье.

Амфиболит графитовый. От нормальных или пироксеновых амфиболитов отличается примесью (до 1,2%) графита, образующего неправильные, удлиненные по сланцеватости, зазубренные чешуйки или мелкие включения в роговой обманке, плагиоклазе или пироксене.

Встречается на участках развития графитовых гнейсов в Приазовье и на Побужье; связан взаимопереходами с роговообманко-пироксеновыми гнейсами, совместно с которыми обычно подстилает графитоносные толщи.

Амфиболит кварц-биотитовый (Свитальский и др., 1932; Усенко, 1953).

Темно-серая, почти черная, среднезернистая порода, массивная или рассланцованная. Степень рассланцевания увеличивается по мере приближения к контактам с плагиогранитами.

Структура гетеробластовая, иногда нематобластовая.

Мин. состав: зеленая роговая обманка 39—44, плагиоклаз (№ 40—45) 30—34, темно-бурый биотит 12—13, кварц 4—14; акцессории — сфен 3—4, магнетит и др.

Хим. состав (см. табл. 46).

Сравнительно редкая разновидность амфиболитов. Встречается в Криворожском (правый берег Ингульца у южных окраин сел Александродара и Рахмановки) и Правобережном районах (Половко, Жуков, 1956).

Амфиболит эпидот-биотитовый (Лучицкий, Лебедев, 1934). По сравнению с нормальным амфиболитом более мелкозернистый, со слабо выраженной сланцеватой текстурой.

Структура гранобластовая.

Мин. состав: зеленая роговая обманка, плагиоклаз № 25, желтый эпидот в виде отдельных зерен или скоплений и биотит; акцессории — сфен и апатит.

Встречается в виде пластовых тел среди мигматитов р. Роси выше г. Белой Церкви. Местами постепенно переходит в мигматиты, а местами имеет четкую границу с ними.

Амфиболит кальцитовый (Лучицкий, 1919).

Полосчатая порода, в которой чередуются слои, обогащенные роговой обманкой, кальцитом, пироксеном и другими минералами. Залегает среди амфиболовых гнейсов, обнажающихся по р. Вилии (правый приток Тетерева, выше г. Радомышля). Переходит в кальцифир (силикатный известняк с амфиболом и пироксеном).

Амфиболит актинолитизированный (Бойко, 1967).

Зеленовато-серая или желто-зеленая, мелко- или среднезернистая рассланцованная порода.

Структура гранонематобластовая.

Мин. состав: актинолит, развивающийся по роговой обманке в виде светлых пятен, вплоть до полного ее замещения (до 60—85), альбит и олигоклаз № 21—31 (10—40%); второстепенные минералы — кварц, эпидот и цоизит; акцессории — ильменит, сфен, пирит.

Слабо проявленная актинолитизация отмечается в амфиболитах почти во всех районах их развития; очевидно, связана с гранитизацией и мигматизацией. Интенсивнее проявлен этот процесс в зонах рассланцевания.

На Кирпотинском участке Конкского района встречены амфиболиты, в которых актинолит ассоциирует с

основным плагиоклазом: лабрадором, битовнитом и даже анортитом № 92 (Коваленко, 1972).

Амфиболит альбитизированный (Усенко, 1953). Плагиоклаз в значительной степени или полностью представлен альбитом, амфибол — сине-зеленой или бледно-зеленой актинолитизированной роговой обманкой. Альбитизация часто сопровождается эпидотизацией *(амфиболит альбит-эпидотизированный)*.

Хим. состав (см. табл. 46).

Альбитизированные амфиболиты встречаются в зонах проявления натриевого метасоматоза в Криворожье и Среднем Приднепровье.

Амфиболит анортитизированный (Половинкина, Наливкина, 1959).

Темная плотная порода.

Структура бластопорфировая с тонкозернистой (р. з. 0,01—0,03 мм) гранобластовой основной тканью.

Мин. состав: актинолит 45, основной плагиоклаз 40; второстепенные минералы — хлорит, флогопит и кальцит; акцессории — титаномагнетит и лейкоксен.

Мелкие изометричные зерна плагиоклаза зональны — центральные части представлены лабрадором, а периферические — битовнитом и даже анортитом.

Хим. состав (см. табл. 46).

Встречается в виде прослоев мощностью 8—15 см среди среднезернистых амфиболитов Конкского района.

Амфиболит биотитизированный (Усенко, 1953, 1960). Роговая обманка в значительной степени замещена зеленовато-бурым или красно-бурым биотитом (10—16%).

Хим. состав (см. табл. 46).

Встречается среди амфиболитов Западного Приазовья, Побужья, Чертомлыкско-Соленовского и Правобережного районов. Эта разновидность амфиболита приурочена, как правило, к участкам, контактирующим с мигматитами и гранитами.

Амфиболит карбонатизированный (Усенко, 1960; Бойко, 1967).

Темно-серая до черной, мелкозернистая, сланцеватая порода.

Структура гранонематобластовая, порфиробластовая и катакластическая.

Мин. состав: сине-зеленая роговая обманка 40—50, плагиоклаз (№ 8—20) 25—30, кальцит 15—35; вто-

ростепенные минералы — цоизит, кварц, хлорит, сфен, пирит, магнетит. Кальцит развивается в виде тонкозернистых агрегатов по амфиболу и заполняет тонкие трещинки в породе.

Хим. состав (см. табл. 46).

Встречается в Приазовье (р. Буртичия возле хут. Сороки) и в Чертомлыкско-Соленовском районе.

Амфиболит окварцованный (Усенко, 1953, 1960; Бойко, 1967; Коваленко, 1972). Содержит до 8% и больше кварца. Встречается в Приазовье — на реках Обиточной и Чокраке в окрестностях с. Елисеевки; в Чертомлыкско-Соленовском районе — на реках Базавлуке (с. Шолохово) и Соленой; на Западном участке Белозерского района. Слагает краевые, обычно интенсивно рассланцованные участки амфиболитовых пачек среди мигматитов.

Амфиболит хлоритизированный (Усенко, 1953, 1960; Бойко, 1967).

Серовато-зеленая, мелкозернистая, рассланцованная порода.

Структура гранолепидобластовая, лепидогранобластовая с участками порфиробластовой и бластодиабазовой.

Мин. состав: сине-зеленая или светло-зеленая роговая обманка 40—60, плагиоклаз (№ 10—28) 10—35, хлорит, развивающийся по роговой обманке, плагиоклазу и биотиту 5—45; второстепенные минералы — кварц, биотит, кальцит, сфен; акцессории — ильменит, сульфиды, лимонит, апатит.

Хим. состав (см. табл. 46).

Встречается в зонах интенсивного рассланцевания и смятия в виде полос среди нормальных амфиболитов по рекам Берде, Обиточной, Чокраку и Берестовой в Западном Приазовье, а также в Чертомлыкско-Соленовском, Верховцевском, Сурском, Конкском и Белозерском районах. Иногда переходит в альбит-кварц-хлоритовый сланец (обнажения в верховье р. Соленой).

Амфиболит эпидотизированный (Усенко, 1953, 1960; Бойко, 1967).

Зеленовато-серая, мелко- или среднезернистая порода, массивная, реже сланцеватая.

Мин. состав: сине-зеленая или светло-зеленая роговая обманка 40—80, плагиоклаз (№ 7—16) 15—20,

клиноцоизит 15—50; второстепенные минералы — кварц, карбонат, биотит, хлорит; акцессории — гранат, сфен, ильменит, магнетит, апатит, пирит.

Хим. состав (см. табл. 46).

Встречается в Приазовье в зонах контактов амфиболитовых пачек с гранитами (реки Обиточная, Кильтичия, Чокрак, Токмак, Конка, Каратыш). Обильнее всего представлен на участках развития метабазитов в пределах Большого Кривого Рога (реки Базавлук, Мокрая Сура, Саксагань, Ингулец).

Эпидотизация амфиболитов может быть вызвана натриевым щелочным метасоматозом, ведущим к замещению основного плагиоклаза альбитом и концентрации избыточного кальцита в клиноцоизите.

Амфиболит типа с. Губкова (Ткачук, 1948; Усенко, 1953). С. Малковский (Malkowski, 1972) описал под названием *амфиболовый гнейс.*

Черная, грубозернистая, почти массивная, а местами заметно рассланцованная порода с характерной сферической формой отдельности выветривания.

Мин. состав: роговая обманка 35—54, калишпат 18—38, биотит 19—24; второстепенные минералы — плагиоклаз № 32—36, кварц; акцессории — апатит, циркон, сфен, ильменит, пирит, халькопирит; вторичные минералы — эпидот, цоизит. Содержание калишпата и биотита снижается по мере удаления от контакта с гранитом.

Хим. состав (см. табл. 46).

Встречается в северо-западной части УЩ в окрестностях с. Губкова на р. Случи. Слагает две пачки мощностью до 80 м, залегающие среди биотитовых плагиогнейсов. Контактовые плоскости срезают сланцеватость гнейсов под небольшим углом. Прорываются серыми гранитами житомирского типа и розовыми пегматитами. Замещение плагиоклаза калишпатом и роговой обманки биотитом связывается с воздействием гранитной интрузии. Первичный амфиболит является продуктом метаморфизации габбровой породы.

Амфиболиты шолоховского типа (Половинкина, Наливкина, 1959).

Характеризуются однородностью состава и текстуры, типичной гранобластовой или гранонематобластовой структурами. Амфибол (зеленая роговая обманка) в их составе однородный, незональный, образует удлиненные

призмы, равномерно распределенные в породе. Реликтовые магматические и метасоматические структуры не встречаются.

Ю. Ир. Половинкина и Э. Б. Наливкина считают эти амфиболиты более древними, очевидно, архейскими, в отличие от более широко развитых амфиболитов сурского типа, относимых к нижнепротерозойской спилитовой формации. В среднем течении р. Базавлука наблюдаются амфиболиты этих двух типов. Более древний амфиболит с гранобластовой структурой образует ксенолиты в мигматитах и сечется жилами пегматита. Пегматит в свою очередь сечется дайками (мощностью 2—10 м) более молодого амфиболита с реликтами диабазовой структуры и признаками приконтактной закалки. Предполагается, что эти дайки являются сохранившимися корнями трещинных излияний основной магмы, образовавшей породы нижнепротерозойской спилитовой формации.

И. С. Усенко (1953) не выделяет амфиболиты шолоховского типа в самостоятельную группу; он считает, что их типичные бластовые структуры связаны с более интенсивным метаморфизмом пород вблизи массива токовских гранитов.

Амфиболиты сурского типа (Половинкина, Наливкина, 1959; Поправко, 1961).

Массивные и сланцеватые породы, неоднородные по составу и структуре. Зеленая роговая обманка обычно замещается бледно-зеленым или бесцветным актинолитом. Часто наблюдается бластоофитовая и пойкилоофитовая структура. Амфиболиты этого типа объединяют многие разновидности амфиболитов, относимых к нижнепротерозойской спилитовой формации (Среднее Приднепровье и Приазовье). Противопоставляются амфиболитам шолоховского типа.

Аподиабаз (эпидиабаз) (Макухина, 1956; Ладиева, 1967).

Зеленовато-серая, массивная, тонкозернистая порода.

Структура диабазовая.

Мин. состав: плагиоклаз (№ 34) до 60, бледно-зеленая роговая обманка; второстепенные минералы — хлорит, эпидот, кварц, магнетит, титаномагнетит; акцессории — сфен, апатит.

Хим. состав (см. табл. 46).

Физ. свойства: σ=2,65—3,15 (2,96), $\varkappa$=0—17 000 (330), I_n= (123) (Бакланов и др., 1969, 1972).

Встречается в Верховцевском и Белозерском районах в виде даек мощностью до 6 м, рассекающих амфиболиты.

Представляет собой диабаз, метаморфизованный в условиях эпидот-амфиболитовой или низкотемпературной амфиболитовой фации.

Апоспилит альбит-роговообманковый (Ладиева, 1956; Макухина, 1956; Бордунов, 1964).

Зеленовато-серая, мелко- или среднезернистая, массивная, а местами грубо рассланцованная порода.

Структура порфиробластовая с мозаичной роговиковой основной тканью; наблюдаются реликты бластоофитовой структуры.

Мин. состав: сине-зеленая роговая обманка 35—65, альбит и андезин 20—60; второстепенные минералы — эпидот, биотит, кварц, карбонат; акцессории — сфен, магнетит, ильменит, пирит, апатит, циркон; вторичные минералы — серицит и хлорит.

Хим. состав (см. табл. 46).

Физ. свойства: σ=2,75—3,10 (2,94), $\varkappa$=0—6400 (125), I_n= (75) (Бакланов и др., 1969, 1972).

Встречается среди амфиболитов метабазитовых толщ Белозерского, Конкского, Сурского, Чертомлыкско-Соленовского, Верховцевского и Кременчугского районов.

Апоспилит альбит-эпидот-роговообманковый (Ладиева, 1956; Бордунов, 1964).

Зеленая, плотная, массивная порода с многочисленными прожилками кальцита, эпидота и цоизита.

Структура гранонематобластовая.

Мин. состав: сине-зеленая роговая обманка 65—70, цоизит и эпидот 12—15, альбит 10—12, кварц 5—7, ильменит 3—5, сфен.

Хим. состав (см. табл. 46).

Встречается среди амфиболитов метабазитовых толщ в Белозерском, Конкском, Сурском, Чертомлыкско-Соленовском, Верховцевском и Кременчугском районах.

Апоспилит альбит-биотит-эпидот-роговообманковый (Ладиева, 1956).

По внешнему виду похож на апоспилит альбит-эпидот-роговообманковый.

Мин. состав: сине-зеленая роговая обманка 50—55, эпидот до 30, альбит 30—35, биотит до 20, ильменит 3—5.

Встречается в метабазитах Белозерского, Конкского, Сурского и Чертомлыкско-Соленовского районов.

Апоспилит альбит-кварц-роговообманковый (Макухина, 1956).

Зеленовато-серая, мелкозернистая порода со сланцеватой текстурой.

Мин. состав: сине-зеленая роговая обманка 36—60, альбит 15—32, кварц 10—15; второстепенные минералы — эпидот, биотит, хлорит, кальцит; акцессории — сфен, магнетит, титаномагнетит, ильменит, пирит.

Встречается среди амфиболитов на Западно- и Восточнограновском участках в Верховцевском районе.

Апоспилит альбит-эпидот-актинолитовый (Макухина, 1956). По внешнему виду почти не отличим от апоспилита альбит-эпидот-роговообманкового.

Это зеленовато-серая, мелко- или среднезернистая, массивная, местами сланцеватая порода.

Мин. состав: актинолит 40—65, эпидот и цоизит 24—40, альбит 2—15; второстепенные минералы — кварц, биотит, хлорит, кальцит; акцессории — сфен, магнетит, ильменит, пирит.

Встречается совместно с альбит-роговообманковыми апоспилитами в Верховцевском районе.

Апоспилит слюдяной (Бойко, 1967).

Темно-серая, почти черная, от мелко-до крупнозернистой порода с массивной текстурой.

Структура диабазовая, участками гломеробластовая, лепидогранобластовая, интерсертальная.

Мин. состав: альбит (№ 4—8), олигоклаз (№ 17—29) и реликты андезина (№ 33—55) 30—70, сине-зеленая роговая обманка, часто в виде псевдоморфоз по пироксену 5—30, биотит 5—40, кварц 2—10, изредка до 30; второстепенные минералы — хлорит, кальцит, доломит, эпидот и цоизит; акцессории — апатит, сфен, ильменит, пирит, пирротин, магнетит.

Хим. состав (см. табл. 46).

Встречается среди пород метабазитовой толщи верхней базавлукской серии в Чертомлыкско-Соленовском районе.

Апоспилит с высоким содержанием амфибола (Бойко, 1967).

Темно-серая с зеленоватым оттенком порода с массивной или сланцеватой текстурой.

Структура интерсертальная, гранонематобластовая, бластодиабазовая.

Мин. состав: роговая обманка 55—70, альбит (№ 9—10) 15—40; второстепенные минералы — кварц, биотит, карбонат, эпидот, цоизит, ильменит.

Образует мощные (50—250 м) пачки в метабазитовой толще верхней базавлукской серии и сравнительно маломощные (3—5 м) пласты среди порфировидных апокератоспилитов нижней базавлукской серии в Чертомлыкско-Соленовском районе.

Апокератоспилит (Бойко, 1967).

Неравномерно окрашенная серовато-зеленая, мелкозернистая, массивная или неясносланцованная, участками кавернозная, шлакоподобная порода; размер каверн до 1 см.

Мин. состав: плагиоклаз (№ 20—24) 20—45, кварц 8—10, биотит 20—30, хлорит, развивающийся по плагиоклазу и биотиту, 15—40, карбонат 5—10; акцессории — пирит, лейкоксен, рутил.

Хим. состав (см. табл. 46).

В Чертомлыкско-Соленовском районе совместно с апокератофирами слагает толщу мощностью от 300—500 до 3500 м. Довольно широко развит в Белозерском районе.

Апокератоспилит порфировидный (Бойко, 1967).

Серая и зеленовато-серая, массивная или сланцеватая, изредка тонкополосчатая порода, местами с миндалекаменной текстурой. Шестоватые порфиробласты (до 2,5 мм) образованы роговой обманкой. Миндалины выполнены кальцитом.

Структура порфировидная с лепидогранобластовой или апоинтерсертальной основной тканью.

Мин. состав: плагиоклаз (№ 7—21) 50—65, кварц 15—30, сине-зеленая роговая обманка 5—30; второстепенные минералы — биотит, эпидот и цоизит, кальцит, хлорит; акцессории — апатит, ильменит, магнетит, пирит.

Хим. состав (см. табл. 46).

Встречается в мощной толще апоспилитов, венчающей разрез нижней базавлукской серии, а также в сланцево-

вулканогенной свите верхней базавлукской серии, где тоже перемежается с апоспилитами.

Апотуф зеленокаменный (Бойко, 1967).

Темно-зеленая, почти черная, мелкозернистая, сланцеватая, участками массивная, плотная порода. Много зерен сульфидов, приуроченных главным образом к кварц-карбонатным прожилкам, секущим породу в различных направлениях.

Структура гранобластовая, участками кристаллокластическая, бластопсаммитовая.

Мин. состав: сине-зеленая или зеленая роговая обманка 50—70, плагиоклаз (№ 16—18) 10—23, кварц 10—20; второстепенные минералы — хлорит, биотит, кальцит, эпидот, магнетит, апатит; акцессории — пирит, пирротин, халькопирит, сфен, ильменит.

Хим. состав (см. табл. 46).

Слагает пласт мощностью 12,6 м среди апотуффитов базавлукской серии в Чертомлыкско-Соленовском районе.

Празинит (Танатар-Бараш и др., 1971).

Зеленовато-серая, мелко-или среднезернистая, плотная порода с многочисленными прожилками карбоната и вкрапленностью сульфидов.

Структура нематогранобластовая.

Мин. состав: эпидот и цоизит 43—45, актинолит 28—30, альбит 10—12, хлорит 6—10, лейкоксен до 5, сульфиды 2—4.

Празинит — одна из наиболее распространенных пород в нижней метабазитовой свите Сурского района; слагает пласты мощностью от 5 до 70 м. Предполагается, что эти породы образовались за счет аподиабазовых амфиболитов, на некоторых участках за счет спилитов.

ОСНОВНЫЕ КРИСТАЛЛИЧЕСКИЕ СЛАНЦЫ ВЫСОКИХ СТУПЕНЕЙ МЕТАМОРФИЗМА

При повышении степени метаморфизма до условий гранулитовой фации в основных породах возникает минеральная ассоциация плагиоклаз — гиперстен — диопсид, к которой иногда присоединяются пироп-альмандиновый гранат, высокотемпературная бурая роговая обманка и красновато-бурый биотит. Такие породы большинство

исследователей УЩ выделяли как *пироксен-плагиоклазовые гнейсы* (Безбородько, 1935б; Ткачук, 1938, 1947б; и др.), а в последнее время за ними закрепилось название *основные кристаллические сланцы.*

Пироксен-плагиоклазовые кристаллические сланцы характеризуются темно-серой или зеленовато-серой окраской; амфибол- и биотитсодержащие разности обычно очень темные, почти черные. Текстура их сланцеватая, массивная или полосчатая.

Развиты они преимущественно на Побужье, в Приднестровье и Приазовье, встречаются также в Орехово-Павлоградском и Володарском районах.

Раньше метаморфические толщи, в которых развиты и основные кристаллические сланцы, считались архейскими; многие исследователи и сейчас придерживаются мнения, что метаморфизм гранулитовой фации проявился на территории УЩ только в архее (Лазько, 1961; Усенко и др., 1970; Эйнор и др., 1971). Однако большинство украинских геологов склонны относить метаморфические комплексы Приазовья, Володарского района и Побужья (с которыми связаны и основные кристаллические сланцы) к протерозою, сопоставляя их с криворожской серией или считая несколько более древними. Допускается также разновозрастность этих пород.

В отношении природы основных кристаллических сланцев УЩ нет единого мнения. Н. И. Безбородько (1935б) и М. Т. Вадимов (1958) считали их древнейшими осадочно-метаморфическими образованиями, возникшими за счет глинисто-доломитовых или глинисто-мергелистых осадков. По мнению И. С. Усенко (1956), Л. Г. Ткачука (1947б), Ю. Ир. Половинкиной (1953), Э. Б. Наливкиной (1964), Л. Я. Ходюш (1970) — это глубоко метаморфизованные продукты вулканогенного (эффузивно-туфогенного) происхождения. Г. Г. Виноградов (1965), Л. И. Пазюк (1957) доказывают первично-интрузивное происхождение этих пород. По комплексу геохимических, минералогических, микроструктурных и петрохимических признаков Т. Г. Хмарук и И. Б. Щербаков (1970) выделили среди метаморфизованных основных пород Среднего Побужья вулканогенные и интрузивные образования. Кроме того, эти авторы не исключают, что некоторые прослои пироксен-плагиоклазовых кристаллосланцев являются метаморфизованными мергелями.

Сланец кристаллический пироксен-плагиоклазовый, или диопсид-гиперстен-плагиоклазовый (Равич, 1967; Ярощук, 1968; Ходюш, 1970; Эйнор и др., 1971; Настенко, 1972). Под названием *гнейс пироксен-плагиоклазовый* описан Н. И. Безбородько (1935б), Л. Г. Ткачуком (1938), Н. Т. Вадимовым (1958), О. И. Слензаком (1960) и др.

Темно-серая, мелко- или среднезернистая, очень плотная, крепкая порода со слабо выраженной гнейсовой текстурой, часто тонкополосчатая. Полосчатость, особенно хорошо заметная на выветрелых поверхностях, обусловлена чередованием выклинивающихся прослоев существенно пироксенового и плагиоклазового составов. Мощность прослоев 1—2 мм, границы между ними нечеткие.

Структура гранобластовая с элементами идиобластовой, диабластовой и симплектитовой; р. з. 0,2—0,5 мм.

Мин. состав: плагиоклаз (№ 55—80) 20—75, гиперстен 15—50, диопсид 5—30; второстепенные минералы — роговая обманка, биотит, иногда гранат; акцессории — сфен, апатит, циркон, магнетит, титаномагнетит, пирит, халькопирит, пирротин, пентландит.

Выходит на поверхность по р. Южному Бугу в окрестностях сел Чудиновцев, Мизякова, Михайловки и др., городов Винницы, Гайворона, Первомайска. В Приднестровье пироксен-плагиоклазовые кристаллосланцы обнажаются в долинах левых притоков р. Днестра — Ольшанки, Марковки, Русавы, Бушанки, Мурафы. Образуют прослои разной мощности и реликтовые останцы среди чарнокитов. Совместно с последними слагают толщи мощностью в 300—800 м, в составе которых на долю кристаллических сланцев приходится 30—50%. Отмечаются переходы пироксен-плагиоклазового кристаллического сланца в амфибол-пироксен-плагиоклазовый, а затем в амфиболит. Л. Г. Ткачук (1947 д) указывает на постепенные переходы от кристаллосланцев к силицифицированным известнякам и скарноподобным образованиям.

В Володарском районе и на Мариупольском железорудном месторождении (Приазовье) залегает в виде пластов мощностью 1—20 м среди железисто-кремнистых пород. На реках Токмаке и Кальчике в Приазовье встречаются реликты пироксен-плагиоклазового кристаллосланца (часто амфиболизированного) среди чарнокитов и

Химический состав пироксен-плагиоклазовых кристаллических

№	SiO_2	TiO_2	Al_2O_3	Fe_2O_3	FeO	MnO	MgO	CaO
1	50,90	1,13	16,98	3,33	7,50	0,24	6,01	10,73
2	48,57	0,81	14,33	4,05	15,09	0,33	5,45	7,70
3	48,12	0,46	14,61	3,55	7,63	0,14	8,75	11,17
4	45,00	1,56	13,50	3,30	12,93	0,20	7,38	11,64
5	51,40	1,05	17,35	3,97	8,41	0,45	5,43	4,90

Примечание: 1 — *диопсид-гиперстен-плагиоклазовый*, р. Южный Буг 3 — *пироксен-роговообманко-плагиоклазовый*, Приазовье (Эйнор и др., 1971); 4 — *биотит-пироксен-плагиоклазовый*, р. Южный Буг (Ткачук, 1947д).

мигматитов; иногда он переслаивается с гранат-биотитовыми гнейсами (верховье Токмака, ст. Верхний Токмак).

Сланец кристаллический гиперстен-плагиоклазовый (Ярощук, 1968).

Темно-серая с зеленоватым оттенком, мелко- или среднезернистая, массивная порода.

Структура гранобластовая.

Мин. состав: плагиоклаз 37—52, гиперстен 36—50; второстепенные минералы — роговая обманка 3—10, биотит 2—5, рудные минералы 1—5.

Хим. состав (см. табл. 47).

Встречается среди пироксен-плагиоклазовых кристаллических сланцев в Володарском районе, на Побужье и в Приднестровье.

Сланец кристаллический диопсид-плагиоклазовый (Настенко, 1972). Описан Ю. Д. Шковырой и Е. Ф. Берзениной (1971) под названием *гнейс пироксен-плагиоклазовый.*

Темная, зеленовато-серая, мелкозернистая, очень крепкая, массивная порода.

Мин. состав: плагиоклаз (№ 35—45) 40—70, диопсид-диаллаг 10—40, кварц 0—20, гранат 0—7, роговая обманка; акцессории — сфен, магнетит, ильменит, апатит, циркон, монацит; вторичные минералы — кальцит, актинолит, хлорит.

Слагает будинированные пласты среди биотитовых гнейсов Приингулья; размеры будин 30—50×20—30 см.

Таблица 47

сланцев, %

Na_2O	K_2O	P_2O_5	SO_3	CO_2	H_2O^-	П. п. п.	Сумма
1,86	0,58	0,05	0,13	0,16	—	0,50	100,10
1,97	0,22	0,11	0,14	0,17	0,08	0,98	100,00
3,04	0,85	0,29	0,07	—	0,38	1,13	100,12
1,92	0,82	0,17	0,15	0,46	0,05	1,36	100,44
2,46	3,86	0,57	0,45	—	—	0,35	100,65

(Ткачук, 1947д); 2 — *гиперстен-плагиоклазовый,* Володарский район (Ярощук, 1968); *диопсид-роговообманко-плагиоклазовый,* Володарский район (Ярощук, 1968); 5 —

Амфиболизированные разности встречаются среди теневых и полосчатых мигматитов Северо-Восточного Приазовья (Настенко, 1972).

Сланец кристаллический пироксен-роговообманко-плагиоклазовый, или гиперстен-диопсид-роговообманко-плагиоклазовый (Ярощук, 1968; Ходюш, 1970; Эйнор и др., 1971). Под названиями *гнейс амфибол-пироксеновый* или *гнейс пироксеновый с амфиболом* описан Л. Г. Ткачуком (1938) и В. П. Костюком (1955).

Темно-серая, чуть зеленоватая, мелко- или среднезернистая порода со сланцеватой текстурой, иногда заметно слоистая.

Структура гранобластовая и гранонематобластовая с участками пойкилобластовой.

Мин. состав: плагиоклаз (№ 40—65) 30—63, бурая роговая обманка 10—40, диопсид и гиперстен до 40; второстепенные минералы — биотит, сине-зеленая роговая обманка, иногда гранат и кварц; акцессории — сфен, апатит, циркон, магнетит, титаномагнетит.

Хим. состав (см. табл. 47).

Встречается во всех районах развития пироксен-плагиоклазовых кристаллосланцев; приурочен к периферическим участкам слагаемых ими тел, залегающих среди мигматитов.

Сланец кристаллический диопсид-роговообманко-плагиоклазовый (Ярощук, 1968).

Темная зеленовато-серая, мелко- или среднезернистая порода со сланцеватой текстурой.

Структура гранобластовая и гранонематобластовая.

Мин. состав: плагиоклаз 35—48, роговая обманка 42—56, диопсид 3—20; второстепенные минералы — биотит, гиперстен, рудный минерал, сфен.

Хим. состав (см. табл. 47).

Встречается среди пироксен-плагиоклазовых кристаллических сланцев Володарского района обычно на контакте их с мигматитами, а также на Побужье и в Приазовье.

Сланец кристаллический биотит-пироксен-плагиоклазовый. Н. И. Безбородько (1931) и Л. Г. Ткачук (1947д) описали эту разновидность как *обогащенный биотитом пироксен-плагиоклазовый гнейс.*

Структура лепидогранобластовая.

Мин. состав: плагиоклаз (андезин) 43—48, ромбический и моноклинный пироксены 23—32, биотит 16—29, кварц 1—4, апатит, циркон, магнетит.

Хим. состав (см. табл. 47).

Встречается на Побужье и в Приазовье в виде небольших останцов (ксенолитов) среди мигматитов и гранитов. Останцы имеют зональное строение вследствие обогащения их периферических участков биотитом, а иногда и роговой обманкой. В некоторых останцах кристаллический сланец обогащен гранатом. Л. Я. Ходюш (1970) выделяет на Мариупольском месторождении в Приазовье биотит-роговообманко-пироксен-плагиоклазовую и биотит-пироксен-плагиоклаз-роговообманковую разновидности кристаллических сланцев.

эклогиты

Эклогитами называются массивные или слабосланцеватые метаморфические породы, состоящие главным образом из зеленого моноклинного пироксена — омфацита и розового обогащенного пиропом граната. Образуются они за счет основных изверженных пород в глубинных условиях при давлениях, превышающих 8—10 кбар.

На Украине типичные эклогиты не установлены, однако некоторые исследователи выделяют эклогитоподобные (или эклогитизированные) породы (Добрецов и др., 1966;

Усенко, Щербаков, 1970). Они относят к эклогитоподобным породам гранатовые чарнокиты и гранатовые габбро-амфиболиты, развитые среди архейских образований бассейна Южного Буга. Залегают эклогитоподобные породы в первично-осадочной метаморфической толще в виде согласных тел мощностью по 2—10 м. Среди них выделяются две разновидности: безроговообманковая и роговообманковая.

Первая представляет собой темно-серую с зеленоватым оттенком породу, сливную, очень прочную.

Мин. состав: гранат 35—55, плагиоклаз до 23, моноклинный пироксен до 20, кварц до 14, биотит до 1,5, редко калишпат и рудные минералы — ильменит, магнетит, сульфиды.

Роговообманковая эклогитоподобная порода — это обычный габбро-амфиболит с гранатом.

Мин. состав: роговая обманка 50—60, плагиоклаз 15—20, гиперстен 7—12, гранат 5—10, клинопироксен 1—8, рудный минерал.

В формировании эклогитоподобных пород Побужья выделяются следующие основные этапы: 1) региональный метаморфизм в условиях гранулитовой фации; 2) регрессивный метаморфизм и слабый натриевый метасоматоз, связанные с воздыманием участка; 3) эклогитизация, связанная с повторным интенсивным погружением.

Ультраосновные породы (магнезиальные кристаллические сланцы)

В эту группу отнесены продукты регионального метаморфизма ультраосновных изверженных пород. Оливины и пироксены замещены в них серпентином, тальком, тремолитом, актинолитом, роговой обманкой, магнезиальным хлоритом, карбонатами, хотя иногда могут сохраняться в небольшом количестве в виде реликтов. Характер минеральных преобразований указывает на то, что метаморфизм протекал при наличии водного флюида, содержащего кремнезем и углекислоту. Допускается, что аналогичные по составу продукты могут создаваться и при низкотемпературном гидротермальном преобразовании (базификации) амфиболитов или других основных пород.

Минеральный состав пород рассматриваемой группы обычно довольно простой и характеризуется сочетанием

двух-трех главных породообразующих минералов. Наиболее распространенной разновидностью является тремолит-хлоритовая, часто содержащая карбонат, а иногда и примесь талька. При увеличении содержания талька она сменяется тальк-тремолит-хлоритовой, тальк-хлоритовой, хлорит-карбонат-тальковой, тальк-амфиболовой и др. Замещение хлорита флогопитом ведет к образованию других разновидностей ультраосновных сланцев.

Среди пород данной группы встречаются почти мономинеральные актинолититы, тремолититы, тальковые, хлоритовые и роговообманковые сланцы.

Магнезиальные кристаллические сланцы чаще всего имеют сланцеватую текстуру, обусловленную параллельным расположением чешуек талька, хлорита, серпентина или шестоватых кристаллов амфиболов. Магнезит и карбонаты образуют жилки и скопления ксенобластовых зерен. Окраска этих пород преимущественно светлая, сероватая или зеленовато-серая.

На Украине магнезиальные кристаллические сланцы наиболее широко развиты на территории Большого Кривого Рога и в Приазовье. В пределах Криворожско-Кременчугской полосы они слагают так называемый тальковый горизонт, венчающий разрез нижней свиты криворожской серии, и несколько менее мощных горизонтов в нижней и средней свитах (Никольский, Ефимов, 1960). В основном тальковом горизонте магнезиальные сланцы перемежаются с филлитами.

Пластовые тела метаморфизованных ультраосновных пород довольно часто встречаются в разрезах метабазитовых толщ Конкского, Сурского и Чертомлыкско-Соленовского районов, несколько реже — в Верховцевском и Белозерском районах.

Ниже приведено описание главных минеральных разновидностей магнезиальных кристаллических сланцев, среди которых можно выделить подгруппы тальковых, хлоритовых и амфиболовых сланцев.

СЛАНЦЫ ТАЛЬКОВЫЕ

Под этим общим названием выделяется целая группа магнезиальных сланцев, в которых среди породообразующих минералов преобладает тальк. По мере обогащения хлоритом (или другими силикатами) окраска их меняет-

ся от светлой зеленовато-белой в существенно тальковых разновидностях до серой, серовато-зеленой и темно-зеленой. Характерен серебристый или жирный блеск; обогащенные тальком разновидности жирны на ощупь. Текстура сланцеватая, тонкослоистая, иногда волокнистая.

Структура лепидобластовая, при обогащении карбонатом — лепидогранобластовая, в тремолитовых разновидностях участками сноповидная.

Ю. Ир. Половинкина (1955) в Криворожском районе выделяет четыре группы тальковых сланцев, объединяющие следующие минеральные ассоциации:

1) существенно тальковую, карбонат-тальковую, хлорит-тальковую и хлорит-карбонат-тальковую;

2) тремолит-тальковую, карбонат-тремолит-тальковую, хлорит-тремолит-тальковую, карбонат-хлорит-тремолит-тальковую (постепенно сменяются хлорит-тремолитовой и карбонат-хлорит-тремолитовой);

3) пироксен-тремолит-тальковую (переходит в оливин-пироксен-серпентин-тремолит-хлоритовую и серпентин-карбонат-тремолит-хлоритовую);

4) флогопит-карбонат-тальковую, флогопит-карбонат-хлорит-тальковую, флогопит-карбонат-хлорит-тремолит-тальковую, альбит-карбонат-тальковую, альбит-тальк-тремолитовую (переходят в флогопит-тремолитовую, альбит-флогопит-карбонатную, альбит-флогопит-карбонат-хлоритовую).

Хлорит в сланцах представлен прохлоритом, реже рипидолитом, карбонаты — доломитом, анкеритом, брейнеритом или магнезитом и кальцитом. Пироксены и оливины (или замещающие их серпентин и иддингсит) — реликтовые минералы и представляют собой ранние более высокотемпературные парагенезисы. Тремолит, а также флогопит и альбит являются новообразованиями; появление двух последних связано с метасоматическими процессами.

Изредка в тальковых сланцах встречается кварц; акцессории — магнетит, хромит, пирит, халькопирит, рутил, сфен, циркон, апатит.

Физ. свойства тальковых сланцев Криворожья: $\sigma = (2{,}83)$, $\varkappa = (0)$, $I_n = (0)$ (Бакланов, Бакланова, 1968).

Тальковые сланцы образуют четкий маркирующий горизонт (10—150 м), приуроченный к верхам разреза ниж-

ней свиты криворожской серии. В этом горизонте они слагают 2—4 прослоя, разделенные прослоями филлитов. Такое переслаивание отчетливо наблюдается в обнажениях на р. Ингульце южнее г. Кривого Рога (западная окраина с. Скелеватки). Тальковые сланцы вскрыты на некоторых рудниках в северной части Криворожья, а также на рудниках Ленинском, им. Красной Гвардии, им. Фрунзе и др., обнажаются по рекам Саксагани и Ингульцу и в балках Кандыбиной, Рахмановке.

А. П. Никольский и А. Н. Ефимов (1960) отмечают маломощные горизонты тальковых сланцев в средней и верхней свитах криворожской серии. Тальковые сланцы встречаются в виде маломощных прослоев и линз среди тальк-магнезитовых пород и хлорит-тремолит-актинолитовых сланцев в Конкском, Сурском и Верховцевском районах Среднего Приднепровья.

До войны и в первые послевоенные годы среди украинских геологов господствовало мнение об осадочном происхождении тальковых сланцев (Свитальский и др., 1932; Линник, 1948; и др.).

Выявление в них реликтовых структур магматических пород, постоянное наличие существенной примеси никеля и хрома, сходство с пироксенитами, перидотитами и пикритами позволило некоторым исследователям (Никольский, 1952; Котляр, 1952; Половинкина, 1955; и др.) прийти к выводу о их магматической природе. В. С. Домарев (1955) считает, что оталькованию и серпентинизации подвергались в основном эффузивы, но некоторая часть тальковых сланцев, возможно, образовалась за счет доломитов.

Наиболее чистые разности тальковых сланцев пригодны для получения талька, используемого в парфюмерном производстве, а также при изготовлении бумаги, резины, пластмасс, ядохимикатов и др. Используется он также в текстильной (отбеливание хлопка и др.) и керамической промышленности (изготовление высоковольтных изоляторов, глазурей, кислото- и щелочеупорных сосудов, труб и др.). Тальковые сланцы с примесью карбонатов (особенно магнезита) и хлоритов применяются преимущественно в металлургической промышленности в качестве огнеупорного материала.

Сланец хлорит-тальковый (Половинкина, 1955б; Половко и Жуков, 1956). Светлая зеленовато-серая, реже

темно-серая, тонкосланцеватая порода, часто микроплойчатая. Легко раскалывается по криволинейным поверхностям со следами скольжения.

Структура мелкочешуйчатая, размеры чешуек 0,01—0,03 мм.

Мин. состав: тальк 55—80, хлорит 10—40; второстепенные минералы — тремолит, карбонат, магнетит; акцессории — графит, рутил.

Хим. состав (табл. 48).

Физ. свойства: σ=2,82—2,96 (2,88), $\varkappa$=41—160 (83), I_n=2—136 (55) (Танатар-Бараш, Дудник, 1971).

Одна из наиболее распространенных разновидностей в тальковых горизонтах Криворожского района; встречается также на Попельнастовском, Николаевском и Успеновском участках в Правобережном районе, где сложенный этим сланцем горизонт располагается на границе между нижней и средней свитами криворожской серии, и в Конкском районе (Веселянское месторождение тальк-магнезитов).

Сланец хлорит-карбонат-тальковый (Половинкина, 1955б; Макухина, 1956).

Светлая зеленовато-серая, тонко- или грубосланцеватая, жирная на ощупь порода.

Структура гранолепидобластовая.

Мин. состав: тальк, карбонаты, хлорит; второстепенные минералы — серпентин, кварц, магнетит; акцессории — рутил, циркон, магнетит, хромит, гематит, лимонит, пирит и халькопирит.

Выделяются минеральные разновидности: хлорит-доломит-тальковая и хлорит-анкерит-тальковая.

Физ. свойства: σ=2,65—3,19 (2,90), $\varkappa$=20—18 800 (Бакланов и др., 1969).

Наиболее распространенная разновидность сланцев в тальковых горизонтах криворожской серии. Повсеместно развит в Криворожье, встречается также в Верховцевском, Чертомлыкско-Соленовском и Сурском районах.

Сланец карбонат-тальковый (Половинкина, 1955б; Макухина, 1956).

Серая или светло-серая, тонко- или грубосланцеватая, реже массивная порода, жирная на ощупь. Встречаются разновидности с миндалинами размером до 5—6 см, выполненными тальком с карбонатной каемкой или только карбонатом.

Химический состав магнезиальных сланцев, %

№	SiO_2	TiO_2	Al_2O_3	Fe_2O_3	FeO	MnO	MgO	CaO
1	42,91	0,34	9,24	1,09	8,67	0,07	26,91	0,43
2	46,66	0,53	14,09	0,34	8,04	0,06	21,97	0,14
3	35,12	Сл.	2,58	0,15	4,50	—	32,13	3,20
4	35,82	»	0,23	1,59	4,60	0,04	38,25	Сл.
5	30,18	0,04	1,19	4,50	6,61	0,21	32,57	0,05
6	30,66	0,55	19,70	2,14	5,31	0,05	26,35	1,26
7	26,86	0,58	19,92	3,87	9,91	0,19	26,04	0,98
8	38,03	0,36	7,00	0,94	7,96	0,16	22,55	9,40
9	52,84	0,21	3,73	1,43	6,32	0,18	20,52	11,20
10	53,14	0,23	3,47	2,42	8,69	0,14	24,29	4,48
11	40,46	3,51	7,55	6,89	10,33	0,09	16,14	10,50
12	45,72	0,14	9,67	2,28	7,65	0,14	23,38	5,42
13	43,14	0,88	7,27	5,84	5,03	0,20	27,69	2,52
14	48,92	0,48	3,22	3,17	8,65	0,16	21,94	9,50
15	55,68	0,08	0,54	1,37	4,16	0,18	22,58	12,46
16	45,36	0,45	11,80	1,08	7,42	0,10	21,30	4,38
17	50,26	0,26	9,14	0,46	10,73	0,17	18,96	6,32

Примечание: 1 — *сланец хлорит-тальковый,* Кривой Рог (Половинкина, Жуков, 1956); 3 — *сланец хлорит-магнезит-тальковый,* Верховцевский район (Ладиева, 1955); 5 — *тальк-магнезитовая порода,* там же; 6 — *сланец тальк-хло* 8 — *сланец тремолит-хлоритовый,* Кривой Рог (Половинкина, 1955б); 9 — *актино* Приазовье, р. Кильтичия, там же; 11 — *актинолитит хлоритовый,* Приазовье, р. Чокрак, там же; 13 — *антофиллит-актинолитит хлорит-тальковый,* Приазовье, *ный,* Верховцевский район (Макухина, 1956); 15 — *тремолитит,* Приазовье, р. Кон 1955б); 17 — *плагиоклаз-флогопит-тремолитовый сланец,* Конкский район (Половин

Структура гранолепидобластовая и порфиробластовая с лепидо- или гранолепидобластовой основной тканью.

Мин. состав: тальк 50—77, карбонат 10—44; второстепенные минералы — хлорит, магнетит, серпентин, биотит, кварц; акцессории — рутил, пирит, ильменит, хромит, пирротин, арсенопирит.

Выделяются следующие разновидности карбонат-тальковых сланцев: доломит-тальковая, анкерит-тальковая, магнезит-анкерит-тальковая.

Физ. свойства: $\sigma = 2{,}65—3{,}10$ (2,90), $\varkappa = 20—20\,400$ (5250); $I_n = (700)$ (Бакланов и др., 1969, 1972).

Вскрыт на некоторых рудниках в северной части Криворожья, а также на Ленинском, им. Красной Гвардии, им. Фрунзе, им. Коминтерна, им. Артема; обнажается по р. Саксагани и на Ингульце ниже г. Кривого Рога.

Na_2O	K_2O	Cr_2O_3	NiO	P_2O_5	SO_3	CO_2	H_2O^-	П. п. п.	Сумма
0,33		0,02	0,16	—	—	2,50	0,20	7,01	99,88
0,74	0,23	—	—	—	—	0,90	0,02	6,56	100,48
—	—	—	—	0,02	Сл.	16,54	—	5,46	99,88
Сл.		—	—	0,02	0,17	10,35	0,13	8,35	99,55
0,13		—	—	0,02	0,95	—	0,06	23,62	100,13
0,38	0,11	—	—	0,27	0,13	—	0,24	12,54	99,77
0,13	0,03	0,03	0,03	—	—	—	0,04	11,83	100,44
0,37		—	—	—	—	9,20	0,12	4,11	100,20
0,46	0,30	0,18	0,18	—	—	—	0,08	2,51	100,14
0,26	0,04	0,32	0,12	—	—	—	0,02	2,47	100,09
0,30	0,19	0,09	0,14	—	—	—	0,13	4,08	100,40
0,58	0,19	—	0,29	—	—	—	0,26	4,62	100,34
0,13	0,07	0,28	0,13	—	—	—	0,04	6,86	100,08
0,39		—	—	0,11	0,23	0,60	—	3,00	100,37
0,33	0,08	0,13	0,33	—	—	—	0,03	2,66	100,61
0,33	4,52	—	—	—	—	Сл.	0,33	3,18	100,25
0,32	1,14	—	0,10	—	—	—	0,20	2,40	100,46

1955б); 2 — *сланец жедрит-хлорит-тальковый,* Правобережный район (Половко, (Макухина, 1956); 4 — *тальк-серпентин-магнезитовая порода,* Конкский район *ритовый,* там же; 7 — *сланец хлоритовый,* Приазовье, р. Берда (Усенко, 1960); *литит,* Приазовье, р. Конка (Усенко, 1960); 10 — *актинолитит антофиллитовый,* р. Сухая Конка, там же; 12 — *антофиллит-актинолитит хлоритовый,* Приазовье, р. Обиточная, там же; 14 — *сланец хлорит-тремолит-актинолитовый оталькован*ка (Усенко, 1960); 16 — *флогопит-тремолитовый сланец,* Кривой Рог (Половинкина, кина, Наливкина, 1959).

На Восточнограновском, Западнограновском и Тепловском участках Верховцевского района совместно с хлорит-карбонат-тальковыми сланцами слагает пачки мощностью 6—54 м, перемежающиеся с кварц-серицитовыми и хлоритовыми сланцами, а также с альбитофирами.

В виде пластов мощностью 2,5—15 м встречается среди актинолититов в Чертомлыкско-Соленовском районе (Бойко, 1967). Известен также в Сурском районе.

Сланец жедрит-хлорит-тальковый (Половко, Жуков, 1956).

Светло-серая, тонкочешуйчатая, сланцеватая порода с крупными (до 1 см) сноповидными агрегатами лучистого жедрита.

Структура характеризуется наличием сноповидных агрегатов жедрита среди мелкочешуйчатой (0,01—0,05 мм) основной ткани.

Мин. состав: тальк 50—60, хлорит и жедрит; второстепенные минералы — магнетит и графит.

Хим. состав (см. табл. 48).

Встречается на Успеновском и Николаевском участках Правобережного района; находится в ассоциации с хлорит-тальковыми сланцами.

Сланец серпентин-тальковый (Макухина, 1956).

Светлая зеленовато-серая, тонкочешуйчатая, массивная или сланцеватая порода.

Структура тонкочешуйчатая, спутанночешуйчатая или порфировидная.

Мин. состав: тальк 39—80, серпентин 10—55; второстепенные минералы — оливин (реликты), хлорит, магнетит, карбонат; акцессории — ильменит, пирит, хромит, пирротин.

Встречается на Восточнограновском, Тепловском и Алферовском участках Верховцевского района в серпентинитах на контактах их с другими породами. Отмечается также в Чертомлыкско-Соленовском районе (Бойко, 1967). Реликты оливина позволяют рассматривать эту породу как преобразованный перидотит.

Сланец хлорит-магнезит-тальковый (Макухина, 1956).

Серая или зеленовато-серая порода, сланцеватая, реже массивная, жирная на ощупь.

Структура порфиробластовая (или бластопорфировая ?) с микролепидобластовой основной тканью; порфибласты образованы магнезитом, очевидно, заместившим пироксен.

Мин. состав: тальк 40—81, магнезит 16—42, хлорит 5—37; второстепенные минералы — магнетит, пироксен, серпентин; акцессории — рутил, пирит, арсенопирит, пирротин, хромит, ильменит.

Хим. состав (см. табл. 48).

Встречается на Восточнограновском и Тепловском участках в Верховцевском районе; залегает среди кварц-серицитовых и хлоритовых сланцев в виде пачки мощностью около 170 м, вмещающей прослои аспидно-хлоритовых сланцев и альбитофиров. Отмечается также в составе зеленосланцево-порфиритовой свиты в Белозерском районе (Ладиева, 1967).

Тальк-серпентин-магнезитовая порода (Ладиева, 1956). Похожа на тальк-магнезитовую.

Структура листоватая, спутанноволокнистая, местами порфиробластовая с перекрещенно-волокнистой основной тканью; порфиробласты представлены магнезитом и магнетитом.

Мин. состав: магнезит 25—78, серпентин 1—39, тальк 3—50, магнетит 1—8, пирит.

Хим. состав (см. табл. 48).

Слагает отдельные участки среди тальк-магнезитовой породы на Веселянском и Правдинском месторождениях тальк-магнезитов; с последними связана постепенными переходами.

Тальк-серпентин-магнезитовая порода является промежуточной разновидностью, образовавшейся при перекристаллизации и метасоматическом превращении ультраосновных пород (серпентинитов) в тальк-магнезиты.

Тальк-магнезитовая порода (Ладиева, 1956; Танатар-Бараш, Ильвицкий, 1968).

Зеленовато-серая, плотная, а местами пористая, грубосланцеватая, жирная на ощупь.

Структура порфиробластовая с лепидобластовой основной тканью; порфиробласты (до 4—5 мм) представлены магнезитом и магнетитом; р. з. основной ткани 0,005—0,02 мм.

Мин. состав: магнезит 21—99, тальк 3—77, магнетит 0—14, кварц до 2, серпентин, хлорит и пирит.

Хим. состав (см. табл. 48).

В Среднем Приднепровье разведаны два месторождения тальк-магнезитов: Веселянское (Конкский район) и Правдинское (Сурский район). Залежи их встречаются также в Верховцевском и Белозерском районах.

На Веселянском месторождении тальк-магнезиты образуют залежь мощностью 30—300 м (прослежена на 6 км) среди хлоритовых и кварц-хлоритовых сланцев; вмещает реликты серпентинитов, а также прослои тальковых, тальк-биотитовых, биотит-хлоритовых и других сланцев.

На Правдинском месторождении разведаны две залежи тальк-магнезитов, залегающих среди серпентинитов, актинолититов, тремолититов и хлорит-тремолитовых

сланцев, местами альбитизированных и флогопитизированных; мощность Центральной залежи 185 м, Южной — 150 м.

В Верховцевском районе известны две полосы развития тальк-магнезитовых пород. В первой они слагают три пачки мощностью 15, 54 и 170 м, залегающие среди кварц-серицитовых сланцев; толща прослежена на протяжении 14 км. Тальк-магнезиты второй полосы контактируют с амфиболитами.

Из тальк-магнезитовой породы можно получать тальк и тальк-магнезитовую муку, используемые в производстве ядохимикатов, пластмасс, бумаги, мягких покрытий и т. д. Магнезитовый концентрат пригоден для производства огнеупоров, применяемых в металлургической, цементной, керамической, машиностроительной и других отраслях промышленности. Обогащенные магнетитом разности могут использоваться для получения железорудного концентрата с легирующими примесями (хрома, никеля, кобальта).

СЛАНЦЫ ХЛОРИТОВЫЕ

Сланец тальк-хлоритовый (Пятницкий, 1898; Танатар, 1927а; Свитальский и др., 1932; Ладиева, 1956).

Светлая зеленовато-серая, мелкочешуйчатая, массивная или тонкослоистая порода, жирноватая на ощупь.

Структура лепидобластовая; хлорит образует сплошную мелкочешуйчатую массу, в которой располагаются таблички талька и отдельные зерна и чешуйки других минералов.

Мин. состав: хлорит и тальк; второстепенные минералы — карбонаты, иногда кварц, биотит, мусковит, актинолит, куммингтонит, магнетит, ильменит, гематит, лимонит; акцессории — рутил, апатит, циркон.

Хим. состав (см. табл. 48).

Довольно распространенная разновидность в тальковых горизонтах криворожской серии. Обнажается в Криворожье на р. Ингульце возле с. Скелеватки и в б. Дубовой. Кроме того, они вскрываются эксплуатационными выработками на многих рудниках и буровыми скважинами в Правобережном районе.

Тальк-хлоритовые сланцы встречаются также в Конкском районе (маломощные прослои среди тальк-магне-

зитовых пород) и в Западном Приазовье (реки Берда, Кильтичия, Обиточная).

Сланец хлоритовый (прохлоритовый) (Семененко и др., 1956; Усенко, 1960).

Зеленая или темно-зеленая порода, состоящая почти полностью из прохлорита; в небольшом количестве в ее состав могут входить карбонаты, кварц, тремолит, магнетит.

Структура лепидобластовая, спутанно-волокнистая.

Хим. состав (см. табл. 48).

В виде маломощных прослоев среди ультрабазитовых и амфиболитовых пачек встречается в Конкском районе и на р. Берде в Приазовье.

Сланцы тремолит-хлоритовые (тремолит-прохлоритовые) (Усенко, 1953, 1960, Половинкина, Наливкина, 1959).

Под таким названием объединяются зеленые, тонкосланцеватые, мелкочешуйчатые породы, состоящие в основном из тремолита и прохлорита; второстепенные минералы — карбонат и тальк, иногда флогопит; акцессории — пирит, магнетит, циркон.

Структура лепидобластовая, нематолепидобластовая, участками порфиробластовая; в сплошном базисе прохлорита, который образовался за счет какого-то бесструктурного и очень однородного вещества (вероятнее всего, вулканического стекла), развиваются довольно крупные длинные призмы тремолита.

Хим. состав (см. табл. 48).

Тремолит-хлоритовые сланцы встречаются в метабазитовых толщах в Конкском и Чертомлыкско-Соленовском районах, а также в Западном Приазовье (р. Берда, урочище «Голубые Скалы»). И. С. Усенко (1960) указывает на приуроченность этих сланцев к контактам ультрабазитовых тел с гнейсами.

АКТИНОЛИТИТЫ, ТРЕМОЛИТИТЫ, АМФИБОЛОВЫЕ СЛАНЦЫ

Актинолитит (Усенко, 1953, 1958в, 1960; Танатар-Бараш, Дудник, 1972).

Серовато-зеленая, мелко- или среднезернистая, массивная порода, иногда с характерным шестовато-лучистым строением.

Структура панидиоморфнозернистая или призматически-зернистая, сноповидная.

Мин. состав: актинолит 75—98; второстепенные минералы — магнетит до 10—15, хлорит, карбонат; акцессории — пирит, халькопирит, ильменит, хромит, пентландит, миллерит, сфен.

Выделяются две генерации магнетита: первичная, представленная идиоморфными кристалликами (0,1 мм), выделившимися в стадию кристаллизации ультраосновной магмы, и вторичная, образованная в процессе замещения пироксена актинолитом (мелкие, вплоть до пылевидных, включения в актинолите).

Хим. состав (см. табл. 48).

Физ. свойства: σ=2,80—3,10 (2,96), $\varkappa$=0—27 000 (Бакланов и др., 1969).

Встречается в Приазовье во всех районах развития метаморфизованных ультрабазитов (реки Берда, Кильтичия, Обиточная, Конка), в Чертомлыкско-Соленовском (р. Чертомлык ниже б. Козарской), Верховцевском, Белозерском и Сурском районах Приднепровья и на Побужье.

Актинолитит антофиллитовый (Усенко, 1960). Отличается от обычных актинолититов более светлой окраской.

Структура нематобластовая.

Мин. состав: актинолит и антофиллит; второстепенные минералы — магнетит, биотит, иногда тремолит.

Антофиллит в одних случаях развивается независимо от актинолита, а в других — замещает его.

Хим. состав (см. табл. 48).

Встречается в ограниченном количестве среди метаморфизованных ультрабазитов на реках Кильтичии и Чокраке (с. Елисеевка) и в б. Камышеватой.

Актинолитит полевошпатовый (Усенко, 1960). Характеризуется наличием небольшого количества ксеноморфных зерен плагиоклаза, занимающих промежутки между призматическими кристаллами актинолита, и мелких изометричных включений кварца в актинолите, придающих структуре породы пойкилобластический характер.

Встречается на р. Берестовой в Приазовье. Образовался, по-видимому, по полевошпатовому пироксениту.

Актинолитит хлоритовый (Усенко, 1953, 1960).

Темно-зеленая или зеленая, среднезернистая, массивная порода.

Структура бластопанидиоморфнозернистая, унаследованная от первичного пироксенита.

Мин. состав: актинолит 32—87, хлорит 10—75, рудный минерал 3—5.

Хим. состав (см. табл. 48).

Преобладает среди пород ультрабазитового тела Зеленой Могилы (с. Андреевка), а в подчиненном количестве встречается среди ультрабазитов рек Обиточной, Чокрака и Берды.

Антофиллит-актинолитит хлоритовый (Усенко, 1953, 1960).

Мин. состав: актинолит 27—38, антофиллит 22—37, хлорит 11—23, рудные минералы 2—3,5.

Хим. состав (см. табл. 48).

Генетически связан с амфиболизированными перидотитами. Встречается на правом берегу р. Чокрака в с. Елисеевке (Западное Приазовье).

Антофиллит-актинолитит хлорит-тальковый (Усенко, 1960).

Структура нематобластовая, лепидобластовая, сноповидная.

Мин. состав: актинолит 35—45, антофиллит 6—10, хлорит 25—30, тальк 15—25, рудный минерал 5—8.

Размер шестоватых кристаллов амфиболов до 2—3 мм. Хлорит образует мелкочешуйчатые агрегаты, развивающиеся по амфиболам. Тальк замещает как амфиболы, так и хлорит, образуя каемки вокруг чешуек последнего.

Хим. состав (см. табл. 48).

Встречается на р. Обиточной в окрестностях хут. Козы и р. Берде в урочище «Голубые Скалы».

Сланец хлорит-тремолит-актинолитовый оталькованный (Макухина, 1956).

Зеленовато-серая, сланцеватая порода.

Структура нематобластовая, местами порфиробластовая с нематобластовой основной тканью.

Мин. состав: актинолит 30—60, тремолит 5—15, хлорит до 20, тальк до 40, доломит до 5; акцессории — магнетит и пирит.

Хим. состав (см. табл. 48).

Встречается на Восточнограновском участке Верховцевского района в виде прослоев мощностью 0,5—1,5 м среди карбонат-тальковых сланцев; переходы между ними постепенные.

Сланец актинолитовый (Усенко, 1960) представляет собой редкую разновидность магнезиальных сланцев; от актинолитита отличается сланцеватой текстурой и нематобластовой структурой. На р. Обиточной выше хут. Шевченко в Западном Приазовье слагает краевые участки горнблендитовых отторженцев.

И. И. Танатар (1926б) описал в Кривом Роге актинолитовый сланец, переслаивающийся с плагиоклаз-рибекитовой породой. Это полосчатая, тонкосланцеватая, плойчатая порода с характерным шелковистым блеском на плоскостях сланцеватости. Прослои бронзового цвета сложены бледно-зеленым актинолитом, который замещается синим рибекитом. Голубовато-зеленые полосы состоят преимущественно из рибекита с реликтами актинолита, сильно давленного плагиоклаза и равномерно рассеянных кристалликов магнетита; местами встречается хлорит.

Н. И. Свитальский (1932) описал разновидность актинолитового сланца с тальком и хлоритом. Такая порода встречается в обнажениях на р. Ингульце ниже с. Скелеватки и в б. Северной Червоной выше с. Алексеевки.

Сланец тальк-амфиболовый (Свитальский и др., 1932). Зеленовато-серая порода со спутанно-волокнистым или радиально-лучистым строением.

Мин. состав: актинолит, куммингтонит, тальк; второстепенные минералы — хлорит, магнетит, карбонат, сфен.

Игольчатые кристаллы бледно-зеленого актинолита и куммингтонита группируются в радиально-лучистые и спутанно-волокнистые агрегаты, между которыми располагаются чешуйки талька и хлорита. Отдельные зерна амфиболов выделяются в виде порфиробластов.

Физ. свойства: $\sigma = (2{,}56)$, $\varkappa = (140)$ (Бакланов, Бакланова, 1968).

Обнажается на р. Ингульце ниже с. Скелеватки и в б. Северной Червоной выше с. Алексеевки. Тальк-актинолитовый и тальковый сланцы встречаются также на левобережье Днепра севернее г. Запорожья (балки Кудинова, Шатохина).

Тремолитит (Усенко, 1960).

Светло-серая, желтовато-серая, средне- или крупнозернистая порода с массивным или шестовато-лучистым строением.

Структура бластопанидиоморфнозернистая, шестовато-спутанная, сноповидная, лучистая и др. Размер шестоватых кристаллов тремолита от 0,2—1 мм до 6—7 мм.

Мин. состав: тремолит 86—92, магнетит 4—15, хлорит, карбонат.

Хим. состав (см. табл. 48).

Физ. свойства: $\sigma = (2{,}92)$; $\varkappa = (380)$; $I_n = (148)$ (Бакланов и др., 1972).

Встречается главным образом в Приазовье: в бассейнах рек Кильтичии (б. Камышеватка, с. Андреевка) и Берды (б. Собачья); изредка — в Среднем Побужье, в Сурском и Верховцевском районах Приднепровья.

Тремолитит хлоритовый (Усенко, 1960).

Зеленовато-серая, мелко- или среднезернистая порода с массивным или шестовато-лучистым строением.

Мин. состав: тремолит 93, хлорит 3, рудный минерал 4.

Тремолит представлен двумя генерациями, более поздняя из которых развивается по хлориту.

Встречается на реках Кильтичии (Зеленая Могила), Обиточной, Чокраке и Берде в Приазовье.

Сланец тремолитовый (Усенко, 1960).

Светлоокрашенная порода со сланцеватой текстурой, состоящая из бесцветного тремолита. Встречается в Западном Приазовье (р. Кильтичия возле с. Андреевки, р. Берда в урочище «Голубые Скалы»).

Сланец хлорит-тремолитовый (Танатар-Бараш, Дудник, 1972).

Зеленовато-серая или бледно-зеленая, плотная, сланцеватая порода с неровным занозистым изломом.

Длинные бесцветные призмы и игольчатые кристаллы тремолита, ориентированные в одном направлении, погружены в бледно-зеленую мелкочешуйчатую ткань прохлорита.

Совместно с актинолититами, тремолититами и переходными разностями развит на периферических участках ультрабазитовых залежей в Сурском, Белозерском и Верховцевском районах Среднего Приднепровья.

Сланцы флогопит-тремолитовые (Половинкина, Наливкина, 1959). Среди пород этой группы выделяются следующие разновидности: флогопит-тремолитовая, пла-

гиоклаз-флогопит-тремолитовая, карбонат-флогопит-тремолитовая и карбонат-хлорит-флогопит-тремолитовая.

Структура параллельно-фибробластовая, при значительном содержании флогопита — лепидофибробластовая, на участках развития мелкозернистого плагиоклаза или карбоната — микрогранофибробластовая. Встречаются разности с бластопорфировой структурой; вкрапленники представлены основным плагиоклазом, который замещается иголочками тремолита.

Хим. состав (см. табл. 48).

Эти породы рассматриваются как первичные пикриты или пикрит-порфириты, метаморфизованные в условиях эпидот-амфиболитовой фации и частично переработанные метасоматическими процессами (с метасоматозом связывается образование флогопита).

Развиты они преимущественно в Конкском (Кирпотинский и Веселянский участки) и Белозерском районах; встречаются также в тальковых горизонтах в Криворожье.

Сланец роговообманковый (Усенко, 1953, 1960).

Темно-зеленая, почти черная порода с резко выраженным сланцеватым сложением. Состоит в основном из зеленой роговой обманки, образующей шестоватые кристаллы размером до 3 мм с параллельной ориентировкой. В качестве примеси наблюдается сфен (иногда с реликтами ильменита), содержание которого может достигать 10—12%.

Встречается в Приазовье на р. Берде выше с. Осипенко среди пород ультрабазитовой залежи между полосой мигматитов, ставролитовых и биотит-гранатовых гнейсов; иногда наблюдается в виде ксенолитов в гранодиоритах. Наряду с амфиболовыми сланцами другого состава отмечается на р. Чертомлыке выше с. Алексеевки и ниже б. Козарской.

Сланец антофиллит-биотитовый (Танатар, 1927в).

Черная, тонкозернистая, почти афанитовая порода с выделяющимися на свежем изломе блестящими иголочками серого антофиллита, ориентированными вдоль сланцеватости. Характерна тонкоплитчатая отдельность с налетом по трещинкам зеленого хлорита.

Структура порфиробластовая с лепидобластовой основной тканью. Порфиробласты (до 2 мм) представлены антофиллитом и плагиоклазом. Основная ткань сло-

жена тонкочешуйчатым биотитом с хлоритом и кварцем в виде перемежающихся слойков, огибающих порфиробласты.

Мин. состав: красно-бурый биотит, антофиллит; второстепенные минералы — кварц, олигоклаз, хлорит; акцессории — магнетит, апатит, циркон.

Встречается в Криворожье на бывшем руднике Евгеньевском. Подобная порода отмечена А. В. Власенко (1925) возле с. Новоспасского в 20 км от г. Бердянска.

ПРОДУКТЫ КОНТАКТОВОГО МЕТАМОРФИЗМА

Контактовый метаморфизм проявляется у контактов интрузивных тел с вмещающими породами. Воздействие на окружающие породы лав, излившихся на поверхность, называется пирометаморфизмом. Главными факторами контактового метаморфизма являются температура, выделяющиеся из магмы летучие вещества и гидротермальные растворы. Два последних фактора вызывают метасоматические изменения во вмещающих породах; образующиеся при этом продукты рассматриваются в разделе «Метасоматиты».

При термальном контактовом метаморфизме вмещающие породы перекристаллизовываются с образованием минеральных ассоциаций, устойчивых в создавшихся условиях. Мощность контактового ореола, или зоны контактовых изменений, определяется главным образом размерами интрузивных тел и положением контактовых поверхностей и измеряется обычно метрами или даже сотнями метров.

Характер и интенсивность контактовых изменений в значительной степени зависят от состава вмещающих пород. Так, глинистые и карбонатные породы очень чувствительны к контактовому влиянию интрузий и мощность контактовых ореолов в них значительно больше, чем, допустим, в песчаниках или кварцитах.

Продукты термального контактового метаморфизма называются *контактовыми роговиками.* Это очень плотные мелкозернистые породы обычно с раковистым изломом. Минеральный состав их зависит от состава исходных пород и температуры кристаллизации. В. М. Гольдшмидт разделил роговики на 10 классов, каждый из которых характеризуется определенным ми-

неральным составом. Более совершенная классификация контактовых роговиков с учетом состава исходных пород и температурных условий кристаллизации была разработана Х. Вильямсом, Ф. Дж. Тернером и Ч. М. Гильбертом (1957).

На Украине продукты термального контактового метаморфизма установлены в Карпатском и Крымском регионах. На УЩ контактовые роговики и сходные с ними по генезису узловатые и пятнистые сланцы встречаются, очевидно, редко и в литературе не описаны. В частности, В. П. Бухарев (1969а) отмечает ксенолиты эпидот-шпинель-кордиерит-плагиоклазовых, шпинель-биотит-плагиоклазовых, биотит-магнетит-плагиоклазовых и пироксен-плагиоклазовых роговиков иногда совместно с пугачевскими метапесчаниками среди пород коростенского комплекса. Л. С. Галецкий и И. В. Богацкая указывают на развитие узловатых сланцев на контакте пород Коростенского плутона со сланцами озерянской свиты. Очевидно, большинство докембрийских интрузивных массивов формировалось на больших глубинах в условиях значительного разогрева вмещающих пород независимо от тепла интрузий. Контактовые процессы выразились здесь преимущественно в частичном переплавлении и ассимиляции магмой вмещающих пород и их метасоматической переработке выделяющимися из магмы флюидами и растворами (Безбородько, 1918; Семененко, 1935).

Н. П. Семененко (1966), правда, считает железистые и железисто-силикатные роговики, а также некоторые сланцы и микрогнейсы Криворожья и Среднего Приднепровья продуктами термоконтактового метаморфизма, с чем ни в коем случае нельзя согласиться. Эти породы не имеют никакой связи с контактами интрузивов, они являются продуктами регионального динамотермального метаморфизма.

Ниже приведена характеристика ороговикованных сланцев и контактовых роговиков Карпатского и Крымского регионов.

Сланец алевропелитовый ороговикованный (Соболев и др., 1955).

Фиолетово-серая, плотная, мелкозернистая, слоистая порода.

Структура реликтовая, алевропелитовая.

Мин. состав: кварц, бесцветный диопсид и желто-зеленый клинопироксен (геденбергит?), глинистая масса.

Встречается в виде включений в гиперстеновых андезитах района с. Шелестова (Карпаты). Андезит у контакта с роговиком имеет узкую афанитовую оторочку с почти нераскристаллизованной основной массой.

Роговик кварц-диопсидовый (Соболев и др., 1955). Макроскопическая характеристика авторами не приведена.

Структура бластопсаммитовая.

Мин. состав: диопсид, плагиоклаз (битовнит), кварц, магнетит, сфен.

Образует включения в андезитах района с. Шелестова (Карпаты). Предполагается, что это метаморфизованные палеогеновые осадочные породы, захваченные магмой на значительной глубине.

Роговик плагиоклаз-биотит-диопсидовый (Лазаренко, 1957).

Серая или коричневато-серая, мелкозернистая, массивная или слоистая порода с раковистым изломом. Отмечаются маломощные прослои и линзочки коричневого цвета.

Структура сотовая; р. з. 0,05—0,5 мм.

Мин. состав: кварц, плагиоклаз, калишпат, биотит, диопсид, карбонат, пирит. Встречаются разности, обогащенные диопсидом или биотитом, а также карбонатизированные и пиритизированные.

Образует приконтактовые ореолы шириной до 3—4 м вокруг гипабиссальных интрузий кварцевых диорит-порфиритов и гранодиорит-порфиритов в глинистых сланцах. Вблизи контакта встречаются более крупные образования диопсида и биотита, а во внешней зоне появляются «изъеденные» остатки глинистого сланца с рассеянными в них новообразованиями диопсида. По мере удаления от контакта количество неперекристаллизованного глинистого материала увеличивается.

Роговик плагиоклаз-гиперстеновый (Соболев и др., 1955).

Плотная, мелкозернистая, серовато-зеленоватая порода.

Структура гранобластовая; р. з. 0,2—0,3 мм.

Мин. состав: плагиоклаз (лабрадор), гиперстен;

второстепенные минералы — калишпат, моноклинный пироксен, магнетит.

Встречается очень редко в виде уплощенных включений (до 10 см) в андезитах района с. Шелестова (Карпаты). Восстановить первичную породу, по которой образован этот роговик, невозможно, однако несомненно, что ксенолиты были захвачены на больших глубинах.

На контактах гипабиссальных интрузий андезитов, базальтов, гранодиорит-порфиров и порфиритов Выгорлат-Гутинской гряды (Карпаты) отмечается превращение аргиллитов в плотные темные роговикоподобные породы без образования типичных для роговиков высокотемпературных минеральных парагенезисов. Лишь иногда в них наблюдаются мельчайшие (0,01 мм) зернышки диопсида. Ширина таких «ороговикованных» зон не превышает 2—3 м. Подобным же образом изменяются ксенолиты глинистых сланцев и аргиллитов, захваченные на уровне кристаллизации гипабиссальных интрузий; эти ксенолиты резко отличаются от ксенолитов-роговиков, захваченных на больших глубинах.

Роговик кордиеритовый (Соболев и др., 1955).

Серо-черная, мелкозернистая, слоистая порода, образующая включения неправильной, чаще всего уплощенной формы (размером до 10—15 см, иногда больше) в более светлых дацитах, кварцевых диорит-порфиритах и гранодиорит-порфирах гипабиссальных интрузий юго-восточной части вулканической гряды Советских Карпат.

Структура роговиковая, участками порфиробластовая; порфиробласты (до 1—2 мм) представлены кордиеритом.

Мин. состав: кордиерит, плагиоклаз № 35—39, анортоклаз (?), оранжево-бурый биотит, гиперстен, темно-зеленая шпинель, магнетит. Встречаются разновидности роговика с андалузитом и корундом.

Роговики представляют собой преобразованные в условиях высоких температур и низких давлений осадочные породы, по-видимому, глинистые сланцы с отдельными известковыми прослоями. Ксенолиты этих сланцев попали в магму и были метаморфизованы еще до ее поднятия (на значительной глубине), а затем вынесены в приповерхностные условия.

Роговик метапелитовый (Г. К. Еременко, Е. И. Еременко, 1972).

Черная, массивная порода, пятнистая, что обусловлено изометричными скоплениями андалузита и кордиерита.

Мин. состав: кордиерит, полевой шпат, андалузит, биотит; вторичные минералы — серицит и турмалин.

Роговик образует контактовые ореолы шириной от нескольких до десятков метров вокруг среднеюрских габбро-диабазовых интрузивов Южного берега Крыма; вмещающие исходные породы — алевролиты и аргиллиты таврической серии.

Роговик метакарбонатный из бухты Танаир (Г. К. Еременко, Е. И. Еременко, 1972).

Темно-серая, массивная, порфиробластовая порода.

Мин. состав: фаялит 50—60, кордиерит 30—40, магнетит. В мелкозернистую фаялитовую массу погружены идиоморфные короткопризматические кристаллы кордиерита размером до 5—6 мм.

Залегает среди метапелитовых роговиков в виде четко ограниченных округлых или уплощенных гнезд, иногда группирующихся в прослои. Метакарбонатный роговик развился по железистым карбонатным (сидеритовым) конкрециям или прослоям в слоистых алевролитах и аргиллитах.

Роговик метакарбонатный из бухты Гушир-Лиман (Г. К. Еременко, Е. И. Еременко, 1972).

Серая или буроватая, массивная порода с отчетливым концентрически-зональным строением. Внешняя зона сложена мелкозернистой андалузит-пироксен-кордиеритовой породой, ближе к центру развивается кордиерит-гроссуляровая порода с пойкилобластовой структурой, вмещающая также небольшое количество оливина и клинопироксена. Центральные участки обогащены везувианом и кальцитом, а промежуточные зоны представлены гроссуляр-кордиерит-везувиановой породой. Акцессории — пирротин, сфен, флюорит.

Метакарбонатный роговик образует округлые и уплощенные гнезда или линзовидные прослои среди метапелитовых роговиков. Ороговикованию подверглась толща аргиллитов и алевролитов таврической серии с конкрециями и прослоями кальцит-сидеритового состава при внедрении в нее среднеюрской габбро-диабазовой интрузии.

МЕТАСОМАТИТЫ

Метасоматитами называются метаморфические горные породы, образовавшиеся в условиях интенсивного привноса или выноса вещества, вследствие чего их химический состав существенно отличается от химического состава исходных пород. Метасоматические превращения происходят в твердом состоянии при сохранении общего объема пород. Некоторые исследователи предполагают, что метасоматоз проявляется почти при всех типах метаморфизма, в частности, при региональном динамотермальном метаморфизме (Маракушев, 1965).

Классификация метасоматитов, по Н. А. Елисееву (1963), основана именно на характере метаморфических преобразований главного этапа; при этом различаются метасоматические процессы, сопровождающие контактовый метаморфизм, региональный метаморфизм, автометаморфизм и ультраметаморфизм. Однако сам автор замечает, что разделение метасоматитов по этому принципу носит условный характер. Так, например, грейзены относятся к метасоматитам, возникающим при автометаморфизме, однако такие же породы нередко образуются в условиях контактового метаморфизма. Скарны обычно рассматриваются как классические контактово-метасоматические породы, но аналогичные продукты возникают и вне связи с интрузиями в условиях регионального метасоматоза. Что же касается ультраметаморфизма, то метасоматические преобразования играют здесь, пожалуй, ведущую роль наряду с процессами выборочного плавления.

Д. С. Коржинский (1953) считает, что метасоматические процессы неразрывно связаны с магматизмом и предлагает выделять метасоматоз магматической стадии и послемагматический метасоматоз. Первый носит прогрессивный характер с наложением более высокотемпературных минеральных ассоциаций на менее высокотемпературные, а второй является регрессивным, так как протекает в условиях общего понижения температуры. Среди послемагматических метасоматических процессов различаются: 1) метасоматоз ранней щелочной стадии еще достаточно высокотемпературный; 2) метасоматоз кислотной и поздней щелочной стадии, объединяющий процессы приконтактового выщелачивании, площадного

послемагматического и низкотемпературного околотрещинного метасоматозов.

Наиболее рациональной представляется классификация метасоматитов по характеру химических замещений (Гольдшмидт, 1933; Эскола, 1939; Тернер, 1951; и др.). Н. П. Семененко (1966) выделяет три группы метасоматических пород: 1) слюдяные кристаллические сланцы, грейзены и алюмокварциты, образующиеся в процессе калиевого метасоматоза и выщелачивания; 2) щелочные натриевые сланцы, альбититы и фениты, являющиеся продуктами натриевого метасоматоза; 3) скарны, образующиеся в процессе кальциево-магнезиально-железистого метасоматоза.

Характер метасоматоза определяется главным образом значениями химических потенциалов K_2O, Na_2O, MgO, FeO, степенью напряженности их химической энергии, связанной с эффективной концентрацией этих компонентов в газообразных или жидких растворах (соответственно различают пневматолитовый и гидротермальный метасоматоз). Эта концентрация, в свою очередь, в значительной мере определяется режимом кислотности — щелочности растворов, насыщенностью их летучими компонентами и др.

Наблюдается определенная закономерность во временном и пространственном соотношении указанных выше метасоматических преобразований, которая выражается в часто наблюдаемой смене калиевого метасоматоза натриевым, а последнего — кальциево-магнезиально-железистым. Нередко, однако, метасоматоз ограничивается интенсивным проявлением только одного или двух из перечисленных типов.

На Украине метасоматические преобразования наиболее интенсивно проявлены в краевых зонах УЩ в пределах сочленения его с более молодыми тектоническими структурами: Восточное Приазовье (зона сочленения щита с Донецким прогибом), северо-запад щита (зона сочленения с областью галицийской складчатости). Интенсивный метасоматоз проявился также в крупных разрывах глубинного заложения: Криворожско-Кременчугском, Кировоградском и др. Как правило, метасоматиты не распространены регионально (исключается ультраметаморфический метасоматоз), а образуются преимущественно в сравнительно узких линейных зонах, совпадаю-

щих со сместителями крупных разрывов и являющихся путями поступления активных метасоматизирующих флюидов и растворов.

Продукты калиевого щелочного метасоматоза и выщелачивания

Калиевый щелочной метасоматоз и выщелачивание протекают в условиях подвижного поведения калия при широком интервале изменений его химического потенциала и при разных значениях давления и температуры. Метасоматоз с привносом калия при выносе кальция, магния и железа приводит к образованию грейзенов и пертозитов (микроклинитов). При выщелачивании, которое сопровождается также выносом кальция, магния и железа, происходит окварцевание пород, нередко обогащение их высокоглиноземистыми минералами (дистеном, силлиманитом, андалузитом и корундом), а также замещение серицита пирофиллитом и каолинитом. Типичными продуктами кислотного выщелачивания являются метасоматические кварциты.

На УЩ процессы калиевого щелочного метасоматоза и кислотного выщелачивания наиболее интенсивно проявились в Сущано-Пержанской зоне, Братской и Южно-Бугской зонах на Побужье, Брусиловской, Ольшанской и Смелянской зонах центральной части щита, в Западно-Ингулецкой зоне и в Восточно-Саксаганском поясе развития метасоматитов, в Конкско-Кирпотинско-Мокромосковской, Конкско-Южно-Веселянской, Западной, Мокромосковско-Волнянской и Славгородской зонах Конкско-Белозерского пояса, а также в Сорокинской зоне Приазовья.

С продуктами калиевого щелочного метасоматоза (пертозитами или фенитами) связаны бериллиевая (фенакит-гентгельвиновая) и флюоритовая минерализации, а также проявления тория, ниобия и тантала. Грейзенизация и окварцевание сопровождаются накоплением вольфрама и молибдена с висмутом, литиевой, рубидиевой и цезиевой минерализациями, а также концентрацией олова, ниобия и тантала.

Гранит микроклинизированный (Ляшкевич, 1971).

Это гранит с крупными (4—25 см) дендритовыми кристаллами розового микроклина, содержание которых ко-

леблется от единичных индивидов до 90%. При максимальном их развитии порода приобретает облик окаменевшего дерева.

Дендритовые кристаллы представляют собой микрографические срастания микроклина с кварцем. Обычно они плоские (толщиной до 1 см), иногда дугообразные. В промежутках между ними сохраняется мелкозернистая масса гранита, нередко обогащенного биотитом. Кристаллы дендрита не имеют резких границ; они окружены пятнистым кварц-полевошпатовым агрегатом с графической структурой, который по мере разрастания дендрита попадает в сферу его влияния и переориентируется.

Микроклинизированный гранит с дендритовыми кристаллами вскрыт канавами в северной части Каменномогильского массива, а также изредка встречается в Екатериновском массиве (Приазовье).

Образование и разрастание дендритовых кристаллов происходило метасоматически под влиянием щелочных растворов с высоким химическим потенциалом калия. На первой стадии в спокойных тектонических условиях в мелкозернистой массе гранита появлялись ксеноморфные вкрапленники микроклина с жилковатыми пертитами и обильными пойкилитовыми включениями кварца. Интенсивные тектонические подвижки приводили к нарушению сплошности, появлению трещин, вдоль которых формировались дендритовые кристаллы.

Микроклинизация гранитов предшествовала их грейзенизации.

Гранит биотитизированный такситовый (Ляшкевич, 1971).

Обогащенная биотитом (до 50%) темная порода с характерной такситовой текстурой. Биотит представлен двумя генерациями: бурый биотит (5—8%), равномерно распределенный по породе, и более железистый зеленовато-бурый биотит, распределенный в породе неравномерно. Последний замещает преимущественно плагиоклаз, идиоморфные пластинки этого биотита по краям имеют темную оторочку; вмещает акцессорные флюорит, циркон, ксенотим.

Образует зоны мощностью до 30 м и больше в гранитах Каменномогильского, Екатериновского и Стародубовского массивов (Приазовье) вблизи их контактов с мигматитами. Ближе к контакту обогащенный биотитом

гранит сменяется либо микроклинизированным, либо грейзенизированным крупнозернистым гранитом.

Предполагается, что биотитизация вызвана высокотемпературными железисто-калиевыми постмагматическими растворами.

Грейзен флюорит-кварц-мусковитовый (Ляшкевич, 1971).

Светлая, с перламутровым блеском, разнозернистая (от мелко- до крупнозернистой), массивная порода.

Структура лепидогранобластовая.

Мин. состав: кварц и мусковит (с преобладанием то одного, то другого), альбит (5—15%), флюорит, магнетит.

Слагает маломощные (10—25 см) линзовидные тела в зоне эндоконтакта Каменномогильского гранитного массива (Приазовье). Пространственно связан с пегматитами, хотя по времени является более поздним образованием. Грейзен окаймляется зонами мусковит- альбитового гранита, альбитизированного гранита (альбитита) и мусковитового гранита, обогащенного кварцем; мощность первых двух измеряется сантиметрами, последняя более мощная (до нескольких метров). Иногда ядерные участки грейзеновых тел выполнены серым крупнозернистым кварцем.

По данным бурения, с глубиной степень грейзенизации гранитов затухает, и в 80 м от поверхности они совсем не изменены.

Грейзен кварц-мусковитовый (мусковит-кварцевый) (Беспалько, 1970).

Светлая салатово-зеленая, желтая или бурая, тонкосланцеватая порода, однородная или с выделяющимися крупными вкрапленниками округлых зерен серого кварца, придающими грейзену облик очкового сланца.

Структура лепидобластовая, порфиробластовая, у мономинеральной мусковитовой разновидности — фибровая.

Мин. состав: мусковит от 10—15 до 100, кварц, иногда реликтовый микроклин, гранат; акцессории — магнетит, гематит, циркон, циртолит, касситерит, флюорит, ганит.

Хим. состав (табл. 49). Элементы-примеси: Zr до 0,3; Hf до 0,03; Nb до 1; Pb до 0,06; Zn до 0,03; Sn до 0,01; La до 0,01—0,04; Y 0,02—0,1.

Довольно широко распространен в Сущано-Пержанской зоне (северо-западная часть УЩ) преимущественно в пределах Ястребецкого разлома, где приурочен к контакту сиенитовых пегматитов и аплитов со щелочными сиенитами. Грейзенизированы пегматоидные породы кварц-микроклин-пертитового состава, пертозиты и щелочные сиениты. Подобные же грейзены встречаются в аляскитовых гранитах на Сырницком участке и среди апогранитов в урочище «Львовка».

Грейзен флюорит-мусковитовый (Беспалько, 1970).

Светлая, тонкосланцеватая или тонкополосчатая порода с послойным расположением флюорита, слюды, кварца и других минералов. Содержание флюорита иногда достигает 17—20%. Располагается он по сланцеватости породы, как бы раздвигая пластинки мусковита, «разъедая» их края и замещая вдоль трещинок спайности; иногда образует выделения линзовидной или неправильной формы и сплошные крупнокристаллические прослои. Нередко ассоциирует с гидроокислами железа и гематитом, окружающими выделения флюорита и корродирующими его зерна. Иногда флюорит частично замещается решетчатым микроклином и альбитом. В грейзене встречаются реликты микроклин-пертита первичных пород. Через полевошпато-флюорит-мусковитовые разновидности он иногда сменяется флюорит-полевошпатовой породой, образующей небольшие участки флюоритизации мономинеральных щелочных метасоматитов.

В Сущано-Пержанской зоне встречается среди более широко распространенных кварц-мусковитовых и мусковит-кварцевых грейзенов и является продуктом их флюоритизации.

Грейзен флюорит-кварцевый (Беспалько, 1970).

Сложен в основном кварцем и флюоритом с незначительной примесью мусковита. При увеличении содержания мусковита сменяется мусковит-флюорит-кварцевой разновидностью, для которой характерны округлые выделения (глазки) гидротермального кварца. Такие же глазки часто наблюдаются и в флюорит-кварцевом грейзене с гранобластовой структурой основной массы.

Встречается изредка в виде маломощных горизонтов среди мусковит-кварцевых грейзенов Сущано-Пержанской зоны.

Грейзен кварц-сидерофиллитовый (Беспалько, 1970).

Химический состав метасоматитов, %

№	SiO_2	TiO_2	Al_2O_3	Fe_2O_3	FeO	MnO	MgO	CaO
1*	77,41	0,10	11,28	1,75	0,99	0,02	0,52	0,36
2	34,46	0,10	32,40	6,80	—	0,01	0,43	—
3*	62,60	0,03	19,00	2,00	—	—	0,70	2,06
4*	73,74	0,53	11,48	2,03	2,15	0,01	0,48	0,14
5	60,34	—	15,40	3,82	6,32	—	1,74	2,38
6	66,78	0,04	20,79	0,02	0,18	0,01	0,14	3,25
7	60,30	0,42	20,40	1,92	1,22	0,02	0,46	3,72
8	52,25	0,37	20,55	1,70	2,06	0,07	2,92	10,24
9*	72,85	0,26	14,75	0,33	1,87	0,03	0,82	4,07
10	30,30	0,06	0,90	42,97	14,84	0,05	1,31	2,73
11	44,12	0,52	15,53	0,89	7,18	0,11	4,01	21,65
12	51,57	0,28	7,22	6,05	23,82	0,10	5,87	0,56
13	52,70	0,72	14,52	3,29	11,55	0,08	7,16	1,15
14	46,65	0,28	11,17	2,14	15,65	0,36	17,08	0,49
15	42,70	0,44	15,65	1,22	31,08	0,07	4,38	1,05

* В сумму анализа входят: 1 — S 0,09; 2 — ZnO 24,93; S 0,90; 3 — F 1,19; 4 —

Примечание: 1 — *грейзен кварц-мусковитовый*, Сущано-Пержанская *роклин-пертитовый*, там же; 4 — *карнаватская порода*, р. Саксагань (Горошни *лазит*, р. Базавлук (Крамаренко, 1965); 7 — *метасоматит микроклин-альбитовый*, Приазовье (Цуканов, Есипчук, 1970а); 9 — *базавлукит*, р. Каменка (Семененко, *новая порода*, р. Южный Буг (Родионов, Афанасьева, 1957); 12 — *амфиболизиро* (Стрыгин, Ярощук, 1965); 13 — *скарн апожелезистый биотитизированный (гранат* там же; 15 — *скарн биотит-грюнерит-гранатовый* (гранатит), Верховцевский ра

Темно-серая или черная, сланцеватая, слабополосчатая порода, иногда со светлыми реликтами микроклин-пертита.

Мин. состав: кварц, сидерофиллит, альбит, иногда реликты микроклин-пертита; акцессории — торит и др.

Элементы-примеси: Zr 0,02; Pb 0,005; Ag 0,0001; Zn 0,06; Sn 0,01; Ca 0,03; Be 0,003; Y 0,005.

Встречается в Сущано-Пержанской зоне в виде маломощных оторочек (до 0,1—0,2 м) вокруг жилок микроклинитов, залегающих в апогранитах. Иногда образует гнездообразные скопления, располагающиеся в виде цепочек.

Грейзен кварц-ганитовый (Беспалько, 1965, 1970).

Темно-серая, тонкослоистая порода, тяжелая, хрупкая.

Структура гипидиобластовая (кристаллы ганита более идиоморфны).

Na_2O	K_2O	P_2O_5	SO_3	CO_2	H_2O^-	П. п. п.	Сумма
0,55	5,76	0,03	—	—	0,03	1,40	100,29
0,43	1,08	—	—	—	0 23	0,30	102,07
3,09	7,57	0,006	0,25	—	0,12	0,83	99,446
0,31	7,94	—	0,15	—	0,16	0,67	99,81
6,72	0,38	—	—	0,90	—	1,01	99,01
9,07	0,34	—	—	—	—	0,12	100,46
6,07	4,07	0,19	0,13	0,21	0,15	0,96	100,24
5,08	0,19	0,12	—	—	0,76	3,22	99,53
3,73	0,35	—	—	—	0,05	0,37	99,81
4,43	0,34	0,26	—	0,76	0,43	0,62	100 00
1,02	0,67	0,12	—	1,87	0,14	2,23	100,06
0,34	1,39	0,20	0,06	0,80	0,18	1,83	100,18
0,89	4,32	0,11	0,18	0,35	0,25	3,00	100,27
0,62	1,82	0,10	0,15	0,17	0,26	3,44	100,38
0,36	1,22	—	0,40	0,50	0,18	1,23	100,53

Cr_2O_3 0,023; 9 — BaO 0.14.
зона (Беспалько, 1970); 2 — *грейзен кварц-ганитовый,* там же; 3 — *пертозит* микров, 1958); 5 — *альбитит,* Верховцевский район (Семененко, 1963а); 6 — *плагиок*-Садковский разлом, северо-запад УЩ (Гречишникова, 1970); 8 — *гельсинкит,* 1963а); 10 — *эгиринит,* Криворожье (Никольский, 1956); 11 — *плагиоклаз-пироксеванный апожелезистый скарн (гранат-амфиболовая порода),* Володарский район *биотитовая порода),* там же; 14 — *метасоматит биотит-антофиллит-кордиеритовый,* йон (Макухина, 1956).

Мин. состав: кварц 40—50, ганит 45, биотит 10—12, поздний решетчатый микроклин, альбит, циртолит.

Хим. состав (см. табл. 49).

Встречается только в высыпках в Сущано-Пержанской зоне.

Грейзен северной части Криворожского района описан И. И. Танатаром и А. П. Каршенбаумом (1956). Порода сложена крупными (до 10 мм) зернами серого кварца, оранжево-бурыми чешуйками мусковита и многочисленными мелкими (2—3 мм) -кристалликами черного турмалина, располагающегося преимущественно по трещинкам. Встречаются также бурые окислы железа, магнетит и апатит. Геологическое положение не выяснено.

Ю. В. Кононов (1969) отмечает проявление грейзенизации в сиенитах Корсунь-Новомиргородского плутона; процесс ослюденения и окварцевания проходит преиму-

щественно по трещинам с образованием маломощных кварц-мусковитовых жилок.

Слюдит (биотитит) (Стрыгин, Ярощук, 1964; Кононов, 1969).

Черная, крупночешуйчатая, сланцеватая порода, состоящая в основном из биотита с незначительной примесью полевого шпата и кварца, иногда граната. Биотит образует крупные (до 1—2 см) деформированные пластинки, группирующиеся в агрегаты. Акцессории — монацит, ксенотим и циркон. Ксенотим развивается на участках пересечения или разветвления пегматитовых жил.

В Володарском и Южно-Бугском районах эти породы образуют маломощные (до 0,5—1 м) зоны на контактах ультраосновных и основных пород с мигматитами. На левобережье Южного Буга ниже г. Первомайска (б. Корабельная) бурением вскрыты довольно мощные крутопадающие линзы биотититов среди порфиробластических биотитовых мигматитов.

Эти породы относятся к продуктам магнезиально-железистого метасоматоза по гранитам и мигматитам (Кононов, 1969), хотя с такой же вероятностью они могут образоваться в процессе калиевого метасоматоза по основным и ультраосновным породам.

Слюдит корундовый (Половинкина, Соколова, 1958). Вскрыт на Побужье скважиной, пробуренной возле с. Капитановки. Образует гнезда размером до 10—15 см в зоне метасоматически измененных, преобразованных в биотит-анортитовую породу ультрабазитов.

Мин. состав: зеленовато-черный биотит 70—75, розовый корунд 25—30. Биотит образует чешуйки размером до 5 мм, а корунд — крупные (1,5—2 см) пластинчатые кристаллы.

Образование этой породы связывается с проявлением калиевого метасоматоза, обусловленного региональной гранитизацией. Метасоматоз протекал в условиях низкой кислотности растворов и слабой подвижности глинозема; время его проявления — нижний протерозой. Предполагается одновозрастность метасоматита с побужскими чарнокитами.

Сапфиринсодержащие метасоматиты (Наливкина, 1959), выявленные на Побужье в районе б. Капитановки, представляют собой метасоматически измененные пирок-

сениты. Они слагают тело неясной формы, залегающее в серпентинизированных и карбонатизированных пироксенитах и имеющее зональное строение. Внутренняя его часть (мощность 10 см) представлена силлиманит-сапфирин-корунд-призматин-микроклиновой породой с крупными порфиробластами призматина. Она сменяется зоной (30 см) корунд-силлиманит-сапфирин-микроклиновой породы голубовато-серого цвета, массивной, состоящей из микроклина (77%), сапфирина (14), силлиманита (4), биотита (3%), корунда и шпинели. Структура порфиробластовая с гранобластовой основной тканью; порфиробласты образованы сапфирином (2,5 мм), микроклином (0,5—1 см), иногда корундом (до 1 см); основная ткань сложена преимущественно микроклином, р. з. 1—1,5 мм.

Следующая зона (20 см) представлена сапфирин-корунд-микроклин-биотитовой породой серовато-коричневого цвета, тоже массивной, состоящей из микроклина (45%), биотита (37), корунда (16), сапфирина, небольшого количества шпинели и силлиманита. Структура гранолепидобластовая с участками порфиробластовой; порфиробласты представлены корундом (2,5 см), микроклином (до 1 см) и сапфирином (до 2,5 см); р. з. основной ткани 1—1,5 мм.

Дальше следует зона (1,5 см), сложенная корунд-анортит-флогопитовой породой (флогопит 60, анортит 38, корунд, шпинель). Структура гранолепидобластовая, а в местах скопления корунда — порфиробластовая.

Последняя зона (25 см) представлена диопсид-флогопит-анортитовой породой (анортит 40, флогопит 35, диопсид 25) коричневого цвета. Структура лепидогранобластовая.

Предполагается, что метасоматическое замещение пироксенита, направленное к формированию мономинеральной микроклиновой породы, связано с региональной гранитизацией, продуктами которой являются также чарнокиты и розовые аплит-пегматоидные граниты.

Пертозит микроклин-пертитовый (Беспалько, 1970). Красно-бурая, розовая, а в выветрелом состоянии почти белая, массивная, среднезернистая порода с переходами до мелко- и крупнозернистых, часто порфировидных разностей.

Структура гетеробластовая с наложением структуры замещения, связанной с интенсивной альбитизацией, окварцеванием или грейзенизацией.

Мин. состав: микроклин-пертит 80—95, альбит 15—20, микроклин второй генерации или амазонит 1—3, кварц, мусковит или сидерофиллит; акцессории — циртолит, флюорит, мартит, касситерит, ильменит, торит, топаз, бастнезит, вольфрамит, оливин и др.

Хим. состав (см. табл. 49).

Образует самостоятельные тела и участки в пертозитах другого состава, а иногда реликтовые тела в зонах грейзенизации и окварцевания (Сущано-Пержанский район).

Пертозит (микроклинит) слюдяной (Беспалько, 1970). Розово-серая, массивная или сланцеватая порода, среднезернистая, часто порфиробластовая.

Мин. состав: микроклин-пертит 50—61, сидерофиллит до 20—25, мусковит, кварц, альбит; акцессории — флюорит, циртолит, магнетит, пирит, галенит, сфалерит, касситерит, фенакит и др.

Сидерофиллит и мусковит развиваются в промежутках между зернами полевых шпатов, петлеобразно облекая их, а иногда замещая почти полностью.

Развит в Сущано-Пержанском районе совместно с микроклин-пертитовым пертозитом, продуктом грейзенизации которого он является; между ними наблюдаются постепенные переходы. Выделяются две стадии грейзенизации: высокотемпературная щелочная (сидерофиллитизация) и более низкотемпературная кислотная (мусковитизация). С первой связано образование значительных концентраций редких элементов, а вторая сопровождается лишь их перераспределением в новообразованных минеральных видах (фенакит, виллемит).

Пертозит (микроклинит) кварцевый (Беспалько, 1970). Характеризуется развитием кварца в промежутках между зернами полевого шпата и по трещинкам в нем; на отдельных участках наблюдаются пегматоидные срастания кварца с решетчатым микроклином. Иногда кварц выполняет пустоты выщелачивания, образуя в таких случаях призматические концентрически-зональные кристаллы; общее содержание его в породе достигает 38—41%.

Кварцевый пертозит является вторично окварцованным микроклинитом; обычно он образует самостоятель-

ные жилоподобные тела или слагает периферические зоны в телах почти мономинеральных пертозитов (Сущано-Пержанская зона).

Кварцевые и мономинеральные микроклиниты отмечаются Ю. В. Кононовым (1969) в районе Нижнего Побужья ниже г. Первомайска, у сел Семеновки, Алексеевки, Константиновки, в скважинах структурного профиля у с. Надеждовки и в других местах. Микроклиниты развиваются здесь по биотит-пироксеновым гнейсам; наблюдаются постепенные переходы между ними.

Ортоклазит (Зарицкий и др., 1966; Ляшкевич, 1971). Разновидность калиевого метасоматита, состоящая из калишпата со следующими оптическими константами: $2V = -73—78°$, $n_g = 1{,}525$, $n_p = 1{,}519$. Из акцессориев встречаются пирит, халькопирит, галенит, сфалерит; много вторичного кварца и карбонатов.

Структура панидиоморфнозернистая или радиально-лучистая, часто со следами катаклаза.

Встречается в Покрово-Киреевском районе в виде зон мощностью от 2—20 см до 40—150 м. Образуется за счет нефелиновых пород, ортофиров и их брекчий. При замещении нефелиновых пород возникают промежуточные очень пестрые зелено-красные породы, которые затем сменяются красными ортоклазитами. Намечается следующая зональность: ювит — либенеритовый сиенит — лейкократовый сиенит—карбонатизированный сиенит — ортоклазит. З. М. Ляшкевич (1971) считает, что следующей стадией метасоматического процесса, создавшего эту зональность, является образование флюоритоносных адуляр-карбонатных и карбонатных жил.

Карнаватская порода, или кварц-полевошпатовый метасоматит (Белевцев, 1941; Котляр, 1952; Горошников, 1958; Половинкина, 1959; Белевцев, Горошников, 1960).

Красноватая или серо-лиловая, мелкозернистая, плотная, массивная порода, напоминающая мелкозернистый песчаник.

Структура гранобластовая.

Мин. состав: кварц, микроклин, плагиоклаз; второстепенные минералы — серицит, биотит, мусковит. Часть кварцевых и полевошпатовых зерен имеют округлую и угловатую форму; наряду с ними есть явно новообразованные зерна неправильной формы с зубчатыми границами, иногда приуроченные к мелким трещинам.

Хим. состав (см. табл. 49).

Физ. свойства: $\sigma=2{,}70$ (Горошников, 1958).

Образует пласты мощностью до 1 м, перемежающиеся с филлитами нижней свиты криворожской серии, имеет с ними постепенные переходы.

Карнаватская порода обнажается на р. Саксагани возле скалы «Орлиное гнездо» и западнее Саксаганского карьера.

Я. Н. Белевцев (1941) впервые описал эту породу под названием *бластопсаммитовый гнейс*. В. Н. Котляр (1952) считал ее микрогранитом, сопоставляя с жильными гранитами днепровского типа. А. П. Никольский (1953) первым высказал мысль о метасоматическом генезисе карнаватской породы; исходными считались сланцево-песчаные отложения, переработанные под влиянием щелочных растворов. Ю. Ир. Половинкина (1959), Я. Н. Белевцев и Б. И. Горошников (1960) доказали, что метасоматической переработке (окварцеванию и фельдшпатизации) подвергались песчанистые филлиты. Процесс наиболее интенсивно проявился в антиклинальной структуре, в зоне саксаганского надвига, а также вдоль контакта нижней — аркозо-филлитовой и средней — железорудной свит.

Метасоматические кварциты (Домарев, 1955; Личак, 1958в; Кононов, 1969; Беспалько, 1970; Кушев, 1972).

Белые и серые с голубоватым, иногда розоватым или лиловатым оттенком породы, сложенные кварцем с примесью реликтовых минералов первичных пород: полевых шпатов, биотита, граната, диопсида, тремолита, карбонатов и др. По сильно трещиноватым породам иногда образуются своеобразные псевдобрекчиевые кварциты.

Метасоматическому окварцеванию подверглись разного состава гнейсы, сланцы, железистые роговики и кварциты, карбонатные породы. Метасоматические кварциты по карбонатным породам Северного Криворожья описаны В. С. Домаревым (1955). В районе Нижнего Побужья (балки Корабельная, Розмерицкая) Ю. В. Кононов (1969) отмечает метасоматические кварциты, развивающиеся в зонах разломов по биотитовым, биотит-гранатовым и биотит-пироксеновым гнейсам. Ими сложены центральные участки жил пегматоидного гранита (мощностью до 2 м) тоже метасоматического происхождения. Наблюдаются постепенные переходы от гнейсов через

гранит и полевошпато-кварцевую породу в почти мономинеральный кварцит. Последний сохраняет полосчатую текстуру, обусловленную ориентированным расположением кварцевых и реликтовых полевошпатовых зерен.

Этот же автор описывает тело вторичных кварцитов, приуроченное к юго-восточному контакту Новомиргородского массива основных пород с гранитами на правом берегу р. Большой Выси.

На северо-западе УЩ в Сущано-Пержанской зоне (между с. Рудней-Перганской и оз. Дедовым) И. Л. Личак (1958в) и Н. А. Беспалько (1970) описали сланцеватые кварциты с дистеном, андалузитом и его марганцевой разновидностью — виридином. Мин. состав: кварц 35—80, дистен 17—30, андалузит (виридин) до 10, серицит и мусковит 5, магнетит 8—10, циркон, эпидот. Структура порфиробластовая с гранобластовой и лепидогранобластовой структурой основной ткани; р. з. 0,02—0,06 мм. Здесь же, а также в долине р. Уборти между селами Сущанами и Рудней-Новосущанской развиты слюдяные и почти мономинеральные разновидности кварцитов. Залегают они среди катаклазированных пержанских гранитов, сланцев и эффузивов и местами имеют с ними постепенные переходы.

Вторичные кварциты с турмалином (Соболев и др., 1955; Лазаренко, 1960) встречаются в Вышковском районе Закарпатской области (села Ильковцы, Подулки, Дубриничи, санаторий «Синяк», западнее г. Перечина).

Это брекчиевидные или массивные породы, состоящие главным образом из кварца и турмалина с примесью пирита и тонкоагрегатного каолина. Иногда встречаются обломки неполностью окварцованных первичных пород — гранодиорит-порфиров, микрогранодиоритов, андезитов, андезитовых и липаритовых туфов. Турмалин имеет преимущественно тонкокристаллическое сферолитоподобное строение: его масса как бы цементирует агрегаты кварцевых зерен. Иногда сферолиты зональны. Реже встречаются тонкоигольчатые агрегаты турмалина. Турмалинизация и окварцевание приурочены к брекчиям вулканического происхождения, выполняющим некки, а также к околотрещинным метасоматическим оторочкам. На пересечениях трещин иногда образуются линзовидные и неправильные тела вторичных кварцитов с турмалином.

Изучение газово-жидких включений в кварце показало, что образование этих пород происходило при температуре выше 250° С.

Продукты щелочного натриевого метасоматоза

Натриевые щелочные метасоматиты образуются под воздействием растворов с высокой химической активностью натрия. Вследствие выноса калия, кальция и кремнекислоты становятся неустойчивыми кварц, анортит и калиевый полевой шпат, а вместо них кристаллизуются обогащенные натрием минералы — альбит, щелочные амфиболы (рибекит, крокидолит, кроссит, родусит, глаукофан) и щелочные пироксены (эгирин, эгирин-авгит). Процессы натриевого щелочного метасоматоза могут протекать в довольно широком температурном интервале. В высокотемпературных условиях формируются следующие минеральные ассоциации: эгирин-авгит — щелочная роговая обманка — альбит, полущелочная роговая обманка — альбит и бариевый плагиоклаз, нефелин — альбит — лазурит — скаполит; в среднетемпературных: альбит — глаукофан — рибекит, альбит — биотит — серицит, альбит — эгирин — арфведсонит — актинолит — доломит — кальцит, рибекит — крокидолит — куммингтонит — актинолит — магнетит, альбит — эпидот — кроссит — родусит, эгирин — магнетит.

Среди натриевых щелочных метасоматитов на Украине наиболее распространены альбититы — породы, состоящие почти исключительно из натриевого полевого шпата. Довольно часто встречаются фениты — микроклин-альбитовые породы с эгирин-авгитом и щелочными амфиболами. Ограниченно развиты альбит-роговообманковые метасоматиты с бариевым плагиоклазом (базавлукиты), а также почти мономинеральные эгириниты и рибекититы. Породы, претерпевшие натриевый щелочной метасоматоз, но в значительной степени сохраняющие первичный состав, структуру и текстуру, описаны совместно с соответствующими первичными породами (железисто-силикатные роговики и сланцы с эгирином, рибекитом, терновскитом, родуситом, крокидолитом, глаукофаном).

Альбититы (Семененко, 1963а; Кононов, 1969; Стрыгин, 1970; и др.).

Светло-серые, почти белые, иногда зеленовато-серые, массивные, мелкозернистые, реже среднезернистые или афанитовые породы.

Структура порфиробластовая, пойкилобластовая, местами роговиковая.

Мин. состав: альбит (60—90%), кварц (до 20%), микроклин, щелочной амфибол, биотит, кальцит, эпидот, хлорит, серицит и др.; акцессории — магнетит, ильменит, пирит, апатит, циркон, рутил, сфен, лейкоксен. Содержание второстепенных минералов в значительной степени определяется составом исходных пород, подвергшихся метасоматозу.

Хим. состав (см. табл. 49).

На УЩ альбитизированы разные по составу породы; соответственно различают альбититы по гранитоидам, по алюмосиликатным сланцам железисто-кремнистой формации, по основным и кислым вулканитам, по ультраосновным и карбонатным породам. Альбититы по гранитам и мигматитам развиты в центральной части (р. Аджамка возле с. Покровского, Кировоградский и Бобринецкий гранитные массивы, Корсунь-Новомиргородский плутон) и на северо-западе (Коростенский плутон, Сущано-Пержанская зона) щита. Альбититы по алюмосиликатным сланцам железисто-кремнистой формации встречаются в Криворожско-Кременчугской и Конкско-Белозерской зонах; иногда в этих альбититах наблюдается циртолит. В Конкском и Верховцевском районах альбититы развиты среди апоспилитов, апокератофиров, альбит-актинолитовых, альбит-хлоритовых, альбит-эпидотовых и кварц-серицитовых сланцев; образование их связывается с единым (спилит-кератофировым) процессом (Семененко, 1963а). Альбититы по ультраосновным породам, ассоциирующие с тальк-магнезитовыми породами, установлены на Веселянском участке Конкского района. В Покрово-Киреевском районе альбитизированы (под влиянием дайковых интрузий) карбоновые известняки.

А. П. Никольский (1973) связывает образование альбититов УЩ с двумя стадиями гидротермального натриевого метасоматоза. На первой стадии шел процесс псевдоморфного замещения альбитом кварца, микроклина и более основного плагиоклаза. По биотитовым сланцам, парагнейсам, аплитовидным гранитам развиваются при этом мелкозернистые сахаровидные альбититы. Средне-

и крупнозернистые альбититы (массивные или гнейсовидные в зависимости от текстуры исходных пород) образуются при замещении средне- и крупнозернистых гранитов, гранодиоритов и гранито-гнейсов. Наиболее крупнозернистые разности развиваются по пегматитам.

Альбититы первой стадии метасоматоза делятся на три группы по содержанию в них цветных минералов. В более высокотемпературных альбититах широко распространены биотит, мусковит, актинолит, эгирин ранних генераций, рибекит, цоизит, ортит, апатит. Для среднетемпературных альбититов характерны эгирин поздней генерации, родусит, эпидот, гидрослюды, серицит; для низкотемпературных — хлорит, эпидот, клиноцоизит, крокидолит, изредка эгирин.

Вторая стадия натриевого метасоматоза, проявившаяся наиболее широко в Криворожско-Кременчугском рудном поясе, выразилась в развитии призматически-зернистого и радиально-лучистого альбита. В призматически-зернистых альбититах, замещавших сланцы разного состава, эгириниты, железистые микрокварциты и кварциты, в значительных количествах содержатся крокидолит, гематит, гидрослюды, хлорит, карбонат, апатит, сульфиды, циркон.

Плагиоклазиты (Крамаренко, 1965). В. Л. Бойко (1967) описал под названием *олигоклазиты.*

Серая, иногда зеленовато- или желтовато-серая, разнозернистая (от мелко- до крупнозернистой), массивная, реже неясносланцеватая порода.

Структура гранобластовая и катакластическая, до милонитовой.

Мин. состав: плагиоклаз (№ 17—21) 75—95, кварц до 10—15, эпидот и клиноцоизит 3—15, биотит до 10, хлорит (рипидолит) до 2; акцессории — сфен, апатит, магнетит, ильменит.

Хим. состав (см. табл. 49).

Обнажаются на р. Базавлуке в окрестностях сел Яриховки, Катерино-Натальевки, Петрова. Развиты вдоль зон интенсивной трещиноватости в биотитовых плагиогранитах, лейкократовых пегматоидных и аплит-пегматоидных гранитах; площадь таких зон разная — от десятков до тысяч квадратных метров. Отмечена следующая зональность: окварцованный гранит — десилицированный гранит — кавернозный плагиоклазит — массивный пла-

гиоклазит — кварц-эпидотовая порода. Изредка встречаются в скважинах на Алексеевском участке Чертомлыкско-Соленовского района среди туфогенных пород базавлукской серии.

Являются высококачественным керамическим сырьем.

Микроклин-альбитовые метасоматиты (Гречишникова, 1970).

Розовая или мясо-красная порода.

Структура гетеробластовая, гломеробластовая, катакластическая; р. з. 0,3—2 мм.

Мин. состав: альбит, микроклин до 40, эпидот до 25, хлорит 5—15; второстепенные минералы — мусковит и серицит.

Хим. состав (см. табл. 49).

Развиты в зоне Садковского разлома (в 20—25 км западнее Коростенского массива). Образуют тела мощностью по 50—400 м, прослеживаемые на расстояние свыше 10 км. Переходы во вмещающие мигматиты постепенные.

Образование этих метасоматитов связывается с воздействием на раздробленные породы гидротермальных растворов на заключительных этапах становления палингенного магматического очага. Установлена следующая последовательность минералообразования: микроклин, альбит, эпидот и хлорит, что соответствует смене калиевого метасоматоза натриевым, а затем магнезиально-кальциевым.

Метасоматические альбит-микроклиновые породы, сходные по составу с сиенитами, А. П. Никольский (1973) предлагает называть *ингулитами* (такие породы, часто ассоциирующие с альбититами, широко распространены в бассейне Ингула).

Гельсинкиты. Финский геолог А. Лайтакари (Laitakari, 1918) назвал гельсинкитами среднезернистые породы, состоящие из альбита, эпидота и хлорита. Подобные породы были выявлены и описаны В. А. Цукановым и К. Е. Есипчуком (1970а) в Западном Приазовье.

Гельсинкиты Приазовья имеют пеструю зеленовато-розово-серую окраску и гнейсовую, а иногда полосчатую текстуру.

Мин. состав: альбит до 60—70, эпидот 10—20, хлорит до 10; второстепенные минералы — реликтовые плагиоклаз (№ 43—48) и роговая обманка, актинолит,

кварц, микроклин, мусковит, серицит, пренит, карбонат; акцессории — циркон, апатит, сфен, ортит, корунд и др.

Хим. состав (см. табл. 49).

Гельсинкиты вскрыты скважинами в районе сел Обиточного, Зубово, Салтычии, Елисеевки, Богородицкого, Партизан. Они слагают линейные зоны, приуроченные к разрывам в диоритах и тоналитах; мощность зон 500—700 м. Постепенно переходят в неизмененные диориты и тоналиты, рассекаются жилами гранитов, ультрабазитов и диабазов.

Гельсинкитизация проявилась по разрывам растяжения под влиянием щелочных растворов, скорее всего, глубинного происхождения.

Подобные образования описаны З. М. Гречишниковой (1970) под названием *эпидот-хлорит-альбитовые метасоматиты* в зоне Садковского разлома (западнее Коростенского массива).

Базавлукиты (бузулукиты). Альбит-роговообманковые метасоматиты с бариевым полевым шпатом (Семененко, 1963а).

Светло-серая, среднезернистая порода с равномерно рассеянными столбчатыми кристаллами и сноповидными агрегатами амфибола.

Мин. состав: альбит и полевой шпат ряда гиалофан—цельзиан, кварц, щелочной амфибол; второстепенные минералы — хлорит, цоизит, редко мусковит; акцессории — ортит, сфен, апатит.

Хим. состав (см. табл. 49).

Встречаются в центральной части УЩ, на реках Базавлуке, Каменке и Саксагани. Образовались в результате метасоматического замещения амфиболитов, мигматитов и пегматоидных гранитов.

Эгириниты (Половинкина, 1950б; Стрыгин, 1959; Елисеев и др., 1961; Кушев, 1972).

Обычно тонкополосчатая порода, в которой чередуются черные рудные прослои с металлическим блеском и салатово-зеленые или зеленовато-желтые эгириновые; последние часто очень плотные, фарфоровидные.

Структура эгиринитов своеобразная; игольчатые, шестоватые и призматические кристаллы эгирина образуют снопсвидные и радиально-лучистые агрегаты, а также слагают жилки с поперечно-волокнистым строением

Мин. состав: эгирин (представленный обычно несколькими морфогенетическими разностями) 50—90, магнетит, щелочной амфибол, иногда альбит, апатит, малакон, сульфиды.

Хим. состав (см. табл. 49).

Эгириниты представляют собой наиболее распространенную разновидность щелочных метасоматитов в Криворожско-Кременчугском районе. Образуются они при замещении железисто-кремнистых пород (железистых и железисто-силикатных роговиков и сланцев), реже — амфиболитов. Чаще всего эгириниты развиваются по железистым роговикам, полностью замещая кварцевые (роговиковые) прослои. При метасоматическом замещении амфиболовых роговиков и сланцев в магнетит-кварцевых прослоях кристаллизуется эгирин, а в амфиболовых — рибекит или родусит; при таком выборочном замещении часто образуются щелочные амфибол-эгириновые или эгирин- альбитовые метасоматиты.

Проявление щелочного метасоматоза в Криворожском районе впервые отметили В. Е. Тарасенко (1923) и И. И. Танатар (1922). Позже породы со щелочными амфиболами и пироксенами изучали Ю. Ир. Половинкина, А. И. Стрыгин, Н. А. Елисеев, А. П. Никольский, В. Г. Кушев и др. И. И. Танатар (1938) связывал щелочной метасоматоз с интрузией саксаганских эпидиабазов. Ю. Ир. Половинкина тоже сначала (1949) считала источником щелочных растворов основную магму, но позже (1955) высказала предположение о связи щелочного метасоматоза с гранитоидами коростенского интрузивного комплекса. По мнению Н. И. Свитальского (1932), щелочные амфиболы могли кристаллизоваться непосредственно из первично-осадочной коллоидной массы, обогащенной натрием, а также при замещении куммингтонита под действием щелочных гидротерм, связанных с извержениями основной магмы.

С интрузиями щелочного мариупольского комплекса связывал проявления натриевого метасоматоза на Волыни, в Криворожье и Приазовье В. И. Лучицкий (1947ж). П. М. Каниболоцкий (1946) и В. С. Домарев (1955) не видели необходимости искать внешний источник натрия, а допускали возможность его перераспределения в пределах вулканогенно-осадочной толщи с участием растворов метаморфогенного происхождения.

Д. С. Коржинский (1963) объясняет проявление щелочного метасоматоза в Криворожье действием эманаций гранитов нормальной щелочности; при фильтрации их через железистые породы происходит повышение щелочности, обусловленное повышением парциального давления и активности кислорода, высвобождающегося при термической диссоциации гематита. Н. П. Семененко (1953, 1966 и др.), Н. А. Елисеев и др. (1961) связывают появление щелочных гидротерм с гранитными интрузиями. По предложенной ими схеме, на ранних этапах метасоматического замещения кристаллизовался высокотемпературный эгирин-авгит, затем эгирин, щелочные амфиболы и альбит. Натриевый метасоматоз сменялся карбонатным, а затем окварцеванием. В. Г. Кушев (1972) отрицает прямую генетическую связь щелочного метасоматоза с интрузивным магматизмом или региональным метаморфизмом. По его мнению, источником натрия могли быть глубинные (ювенильные) флюиды, которые при взаимодействии с окружающими породами на пути к зоне интенсивного метасоматоза обогащались и другими петрогенными элементами.

Щелочные метасоматиты в сиенитах Восточного Приазовья (Царовский, 1954; Елисеев и др., 1965; Кушев, 1972; и др.) впервые отмечены Л. Ф. Айнберг (1930, 1933) как своеобразные щелочные жильные породы. В. И. Лучицкий (1938) сначала считал их магматическими образованиями, а позже (1947ж) отнес к метасоматитам. А. А. Стороженко (1961), изучавший проявления щелочного метасоматоза вблизи Октябрьского массива нефелиновых сиенитов, называл рассматриваемые породы фенитами и связывал их образование с контактовым воздействием на вмещающие породы щелочной интрузии. В. И. Кузьменко (1946), описавший эти породы как *чермалыкские жилы,* считал их гидротермальными образованиями.

Щелочные метасоматиты образуют маломощные (от 2 мм до 25—40 см) жильные тела, прослеживающиеся на 10—70 м. На отдельных участках (балки Вербовая, Чернечья, Вали-Тарама; Петрово-Гнутовский участок, Хлебодаровский карьер) насчитывается до 10—20 таких жилок (параллельных, пересекающихся, ветвящихся), образующих зоны ощелачивания. Мощность отдельных жил ино-

гда достигает 2—3 м (Петрово-Гнутовский участок, балки Вербовая и Чернечья).

Внутренние участки жилок выполнены синим лучистым амфиболитом типа рибекита и светло-зелеными игольчатыми или призматическими кристаллами эгирина; встречаются альбит, красновато-бурый лепидомелан, кальцит, скаполит, магнетит; акцессории — апатит и сфен.

В. Г. Кушев и А. В. Синицын (1966) отмечают наличие следующей зональности при переходе от сиенита к эгирин-рибекитовой породе: рибекитовый граносиенит — щелочной сиенит — альбитизированный сиенит; мощность переходных зон измеряется миллиметрами и первыми сантиметрами. По их мнению, намечается следующая последовательность метасоматического преобразования сиенитов: окварцевание — альбитизация и разрушение первичных темноцветных минералов — развитие слюды, новой генерации калиевого полевого шпата и щелочного амфибола — перекристаллизация и переотложение щелочных темноцветных минералов. Метасоматоз классифицируется как существенно натриевый.

З. М. Ляшкевич (1971) считает, что здесь имел место железисто-натриевый тип метасоматоза, подобный криворожскому, однако проявившийся в меньших масштабах. Он предполагает, что железисто-натриевые растворы связаны с нефелиновой магмой. По мнению же В. Г. Кушева и А. В. Синицына (1966), образование нефелиновых сиенитов и рассмотренных метасоматитов разорвано во времени. Определенный изотопным методом возраст метасоматитов зон ощелачивания составляет примерно 1500 млн. лет, а нефелиновые сиениты Октябрьского массива значительно древнее (1800—1850 млн. лет).

Метасоматические зеленокаменные породы Раховского массива (Кириллов, 1965).

Темно-зеленые породы с очковой, линзовидно-полосчатой, сланцевато-волнистой или тонкополосчатой текстурой, подобной текстуре милонитов. Состоят из мелких (3—4 мм) обломков породы плагиоклазового или амфибол-плагиоклазового состава (альбит до 80%, амфибол 3—5, хлорит 10—15; гранат, биотит, кварц, апатит, сфен, рутил), которые цементируются эпидот-хлоритовой или эпидот-амфиболовой основной массой (соответственно различаются две разновидности этих пород). В основ-

ной массе в незначительном количестве содержатся апатит, сфен, биотит, мусковит, кварц, карбонат, ильменит, титаномагнетит, гематит, пирит.

В геохимическом отношении эти породы сходны с неизмененными амфиболитами, отличаясь от них содержанием молибдена, свинца и мышьяка.

Зеленокаменные породы образуют линзовидные тела мощностью 3—4 м в амфиболитах, занимая по отношению к ним секущее положение. Больше всего их выявлено на водоразделе Тукало—Довгорунь.

Предполагается, что метасоматиты образовались за счет древних (протерозойских или палеозойских ?) габброидов в результате их дробления с последующим ощелачиванием и гидратацией в юрском периоде. Эти зоны могут быть перспективными на медь, золото, молибден и полиметаллы.

Продукты кальциево-магнезиально-железистого метасоматоза

Под действием растворов с высокими химическими потенциалами кальция, магния и железа в исходных породах происходит перераспределение и накопление этих элементов. Наиболее типичные продукты такого метасоматоза— скарны (и скарноиды). Многие украинские геологи применяют термины *скарны* и *скарнирование* в очень широком смысле, различая скарны апокарбонатные, апоультрабазитовые, апобазитовые, апоалюмосиликатные, апожелезистые (Семененко, 1963). Это несколько расходится с представлением большинства ученых о скарнах как продуктах диффузионно-метасоматического обмена компонентами между контактирующими силикатными и карбонатными породами (Коржинский, 1953).

Изменение парагенетических минеральных ассоциаций в скарнах одинакового химического состава позволяет выделять среди них высоко- и среднетемпературные разновидности.

Апокарбонатные скарны Побужья. Описаны как *анортозиты* Л. Г. Ткачуком (1947д), И. С. Усенко (1958в), И. Б. Щербаковым (1962); как *плагиоклаз-пироксеновые* или *салит-анортитовые породы* — С. П. Родионовым и И. М. Афанасьевой (1957), Э. Б. Наливкиной (1964).

Это темно-серые, разнозернистые (от мелко- до крупнозернистых) породы с отчетливой полосчатостью, обусловленной неравномерным распределением темноцветных минералов (граната и пироксена).

Структура гранобластовая, часто гетеробластовая; вблизи амфиболовых шлиров становится порфиробластовой за счет крупных (3—4 мм) кристаллов роговой обманки. Встречаются участки с келифитовой (коронарной) структурой, обусловленной замещением клинопироксена гранатом.

Мин. состав: основной плагиоклаз 50—90, зеленый клинопироксен (салит), бурый гранат андрадит-гроссулярового состава (иногда до 40%); спорадически встречаются скаполит, волластонит, кальцит, роговая обманка, биотит; акцессории — сфен, апатит, ортит, шпинель, везувиан, магнетит, титаномагнетит.

Хим. состав (см. табл. 49).

Слагают контактовые зоны кристаллических известняков с пироксен-плагиоклазовыми гнейсами и чарнокитами (пос. Тывров, села Потуши, Хоменки). Иногда образуют самостоятельные, не связанные с известняками, линзовидные тела среди чарнокитов, мигматитов и гранитов (села Завалье, Гнивань, г. Гайворон).

Возле с. Завалья эти породы залегают в виде округлого тела размером 5×10 м в габбро-амфиболитах, переходящих в горнблендиты, пироксениты и перидотиты. Линия контакта довольно четкая, но неровная; скарноид глубоко врезается в ультрабазит и содержит его ксенолиты до 1,5 м в диаметре (Щербаков, 1962).

В Гниванском карьере среди чарнокитов встречаются ксенолиты скаполит-диопсид-кальцитовой породы (мин. состав: кальцит 60, скаполит 27, диопсид 12, сфен 1, кварц, единичные зерна волластонита), вмещающей прослои (мощностью до 3—8 см) плагиоклаз-диопсид-скаполитового состава (скаполит 44, диопсид 31, плагиоклаз 12, сфен 8, кальцит 2, кварц до 1; апатит, магнетит, везувиан), которые окаймляются скаполит-диопсид-волластонитовыми полосками (2—4 см) (волластонит 64, диопсид 16, скаполит 14, сфен 2, кальцит 2, кварц до 2, тальк). Плагиоклаз-пироксен-скаполитовая и скаполит-диопсид-волластонитовая зоны разделяются тонкой (1—2 мм) диопсидовой каемкой, к которой иногда приурочены скопления сфена (Родионов, Афанасьева, 1957).

Апокарбонатные скарны Волыни (Пискорская, 1968). Серые, мелко- и среднезернистые, полосчатые породы. Полосчатость обусловлена чередованием лейкократовых сравнительно грубозернистых и меланократовых мелкозернистых прослоев мощностью от 2—3 мм до 1—5 см.

Мин. состав: гранат андрадит-гроссулярового состава, салит, пектолит, карбонат; второстепенные минералы — волластонит, везувиан, пирротин, слюды.

Выявлены бурением в окрестностях с. Пугачевки (в 25 км юго-западнее г. Коростеня). Слагают согласные пластовые тела мощностью от десятков сантиметров до 30—40 м среди архейской гнейсо-мигматитовой толщи и сравнительно небольшие ксенолиты в гранитах и основных породах коростенского комплекса.

Е. К. Пискорская считает, что эти образования — типичные скарны, т. е. продукты контактово-метасоматического взаимодействия карбонатных и интрузивных пород. В их формировании она выделяет три стадии, которым соответствуют следующие парагенетические минеральные ассоциации: андрадит-гроссуляровый гранат — пироксен; гроссуляр—волластонит; пектолит—везувиан.

Гранат-пироксеновый метасоматит Нижнего Побужья (Кононов, 1969).

Темно-серая, разнозернистая порода с полосчатой текстурой, обусловленной неравномерным распределением темноцветных минералов и плагиоклаза.

Мин. состав: высокожелезистый ромбический пироксен (эвлит) до 70, гранат до 20, плагиоклаз (№ 40) 10—15, биотит до 10, зеленая шпинель 2—5; акцессории — монацит, апатит. Эвлит, образующий удлиненные или таблитчатые зерна, замещается плагиоклазом, биотитом и шпинелью. Гранат распределен в породе крайне неравномерно, образуя местами скопления до 2—3 см.

Встречается в карьере с. Каменного Моста возле г. Первомайска. Образует линзы, прослои и полосы мощностью до 3—4 м в сильно катаклазированных гранат-биотитовых мигматитах. Внутренние участки таких тел сложены крупнозернистой пегматоидной породой. У контакта с мигматитом обычно развита зона мелкозернистого полосчатого полевошпатового пироксенита.

Апожелезистые метасоматиты (скарны) Володарской аномалии (Стрыгин, Ярощук, 1964).

Массивные, крупнозернистые породы с неравномернопятнистой текстурой; вблизи контактов с мигматитами рассланцованы.

Мин. состав: ромбический пироксен, гранат, оливин; нередко в значительных количествах содержатся магнетит и кварц, которые рассматриваются как реликтовые минералы железистых кварцитов; изредка встречаются моноклинный пироксен, биотит и роговая обманка; акцессории — ильменит и апатит. Выделяются пироксеновые, пироксен-гранатовые, пироксен-оливиновые и оливин-гранатовые разности.

Образуют согласные линзы или неправильные участки в мигматитах; мощность их от 2—3 до 20—35 м. Нередко переслаиваются с железистыми кварцитами. В строении слагаемых этими породами тел отмечается зональность: внешние зоны пироксеновые, внутренние в одних случаях гранатовые, в других — оливиновые. Последние нередко переходят в магнетитовую руду.

М. А. Ярощук позже (1966) пришла к заключению, что эти породы являются не метасоматитами, а термодинамически метаморфизованными железисто-силикатными сланцами.

Скарн апожелезистый амфиболизированный (Стрыгин, Ярощук, 1965). Макроскопическая характеристика авторами не приводится.

Мин. состав: куммингтонит и жедрит 60—65, гранат 10—30, магнетит 5—10, кварц до 10, гиперстен до 5. Гиперстен замещается куммингтонитом, реже жедритом.

Хим. состав (см. табл. 49).

В районе Володарской магнитной аномалии эта порода развита совместно с апожелезистыми пироксен-гранатовыми скарнами (позже отнесенными М. А. Ярощук к метаморфическим кристаллическим сланцам) и является продуктом их амфиболизации. Аналогичные породы известны в Западном Приазовье на железорудном месторождении Корсак-Могила. Они описаны Е. Б. Глевасским и др. (1971) как железисто-силикатные кристаллические сланцы.

Скарн апожелезистый биотитизированный (Стрыгин, Ярощук, 1965). Макроскопическая характеристика авторами не приводится.

Мин. состав: биотит 35—45, кварц 25—30, гранат 20—30, амфибол 5—20, пироксен до 5. Амфибол и пирок-

сен замещаются биотитом и сохраняются только в реликтах.

Хим. состав (см. табл. 49).

Встречается в районе Володарской магнитной аномалии; развит в зоне контакта пироксен-гранатовых апожелезистых скарнов (железисто-силикатных кристаллических сланцев ?) с мигматитами. Аналогичные породы наблюдаются в Западном Приазовье, в районе железорудного месторождения Корсак-Могила (Глевасский и др., 1971).

Метасоматит биотит-антофиллит-кордиеритовый (Стрыгин, Ярощук, 1964). Макроскопическая характеристика авторами не приводится. Отмечается только, что кордиерит образует агрегатные скопления зонального строения, погруженные в биотит-антофиллитовую массу. В породе встречаются в небольшом количестве жедрит и реликтовый гранат. Кордиерит содержит включения шпинели, корунда и андалузита.

Хим. состав (см. табл. 49).

Совместно с пироксен-гранатовыми апожелезистыми метасоматитами развит в районе Володарских магнитных аномалий.

Скарн биотит-грюнерит-гранатовый, или гранатитит (Макухина, 1956).

Серовато-розовая, крупнозернистая, нечеткополосчатая порода.

Структура диабластовая с участками пойкилобластовой, переходной к ситовидной.

Мин. состав: гранат 65—75, грюнерит 10—15, биотит 5—12, кварц до 15—18, тюрингит 1—3, карбонат, магнетит.

Хим. состав (см. табл. 49).

Образует прослои мощностью от 3—5 до 10—15 м среди магнетит-гранат-грюнеритовых роговиков Кирпотинского участка в Верховцевском районе.

Возможно, эту породу следует рассматривать не как метасоматическое образование, а как продукт регионального преимущественно изохимического метаморфизма железисто-кремнистого осадка в определенных термодинамических условиях.

Биотит-анортитовая порода (Половинкина, Соколова, 1958; Наливкина, 1964). Характеризуется крупнозернистым неоднородным строением.

Мин. состав: анортит (67%), красновато-коричневый биотит; в незначительном количестве встречаются реликты гиперстена и диопсида, серпентин и гибшит (близкий к прениту), редкие зерна шпинели.

Плагиоклаз образует идиоморфные или округлые порфиробласты (1,5—3 см) с четкими полисинтетическими двойниками; вмещает реликты пироксенов и серпентина; по трещинкам замещается биотитом и гибшитом.

Встречается на Побужье среди пироксенитов в виде узких (до 20 см, иногда больше) зон; имеет с ними постепенные взаимопереходы. В районе с. Капитановки бурением выявлена биотит-анортитовая порода с гнездами корундового слюдита. Является продуктом метасоматического изменения пироксенитов.

Метасоматит карбонатный (пироксен-карбонатная порода) (Кононов, 1969).

Светло-серая с зеленоватым оттенком, среднезернистая порода, слагающая тела зонального строения: наружная зона сложена преимущественно амфиболом, промежуточная — моноклинным пироксеном, а центральная — кальцитом с незначительной примесью клинопироксена.

Мин. состав: клинопироксен 10—80, кальцит 10—40, тремолит 10—70; реликтовый плагиоклаз, мусковит, гидрослюда, рудные минералы, апатит, циркон. Клинопироксен замещается кальцитом и тремолитом, часто сохраняясь только в виде реликтов.

Встречается в центральной части УЩ, в бассейне Березовки (левый приток Ингула), где приурочен к зоне субмеридиональных разломов. Метасоматически переработаны биотитовые и пироксен-амфиболовые гнейсы и мигматиты, а также пегматоидные граниты. Наблюдаются переходы от биотитового гнейса через гнейс диопсидовый к пироксен-карбонатной породе.

Карбонатиты (Лапицкий, Кочанов, 1972; Жуков и др., 1973; Лапицкий и др., 1974).

Серые (светлые или темные), буроватые или зеленоватые, иногда пятнистые породы с массивной текстурой.

Мин. состав: карбонаты 40—100, флогопит, биотит, роговая обманка, клинопироксен, оливин, апатит от 2—3 до 30—35, магнетит до 10—15; акцессории — ильменит, сфен, пирит, пирротин, молибденит, сфалерит, бад-

делент, колумбит, гатчеттолит, пирохлор, монацит, паризит, анкилит и др.

Различаются кальцитовые карбонатиты (севиты), доломитовые (бефорситы) и анкеритовые. По преобладанию цветных или акцессорных минералов карбонатиты подразделяются на оливин-флогопитовые, клинопироксеновые, клинопироксен-амфиболовые, биотитовые, апатитовые, магнетитовые.

Обогащенные апатитом разновидности представляют интерес как фосфатное сырье. Карбонатиты и их коры выветривания перспективны на редкометальную и редкоземельную минерализации.

Встречаются в Западном Приазовье в Черниговской зоне метасоматитов, где залегают в виде протяженных тел мощностью до 47 м и больше совместно с фенитами, альбититами, биотититами, гранат-клинопироксен-сфен-плагиоклазовыми породами, ультрабазитами. В ассоциации со щелочными ультраосновными породами отмечаются также в зоне сочленения Донбасса с приазовской частью УЩ (Кабанов, Скаржинский, 1973). Являются продуктами метасоматической карбонатизации вмещающих гнейсов, мигматитов, ультрабазитов и пород более ранних стадий кальциево-магнезиально-железистого и щелочного метасоматозов. Однако наличие среди карбонатитов разновидностей брекчиевидного облика с ориентированными текстурами течения, а также ксенолитов других пород свидетельствует в пользу интрузивно-магматического генезиса по крайней мере какой-то части этих образований.

Эпидозит (кварц-эпидотовая порода) (Макухина, 1956; Бордунов, 1964; Кононов 1969; и др.).

Желтовато-серая или серовато-зеленая, нередко пятнистая, неравномернозернистая, массивная, реже сланцеватая порода.

Структура гетеробластовая, часто пойкилобластовая; р. з. 0,01—3 мм.

Мин. состав: эпидот 30—80, кварц 20—70; второстепенные минералы — альбит, цоизит, хлорит, кальцит, роговая обманка; акцессории — магнетит, пирит, апатит.

Образует послойные и секущие прожилки мощностью до нескольких десятков сантиметров в эпидотизированных амфиболитах и альбит-эпидот-амфиболовых апоспилитах (Кременчугский, Верховцевский и другие районы

Большого Кривого Рога, Приазовье). В центральной части УЩ интенсивная эпидотизация проявилась в зоне Субботского разлома, проходящей в субширотном направлении северо-восточнее г. Кировограда. Эпидозиты ассоциируют здесь с альбититами, микроклин-альбитовыми породами и микроклинитами, являющимися продуктами метасоматической переработки мигматитов и гнейсов разного состава. Первыми образовались альбититы, которые затем подверглись, с одной стороны, микроклинизации (микроклин- альбитовые породы и микроклиниты), а с другой — эпидотизации и карбонатизации (эпидотовые альбититы и пироксен-карбонатные породы). Метасоматоз завершился окварцеванием, что привело к образованию по эпидотовым альбититам эпидозитов.

Гидротермалиты

К этой группе пород относятся продукты низкотемпературного метасоматического метаморфизма, который сменяет предшествующий ему высокотемпературный метасоматоз или проявляется самостоятельно в зонах фильтрации гидротермальных растворов. Гидротермалиты образуются в условиях высоких химических потенциалов H_2O и CO_2 и низких потенциалов щелочей. Для них характерны ассоциации таких минералов, как серицит, хлорит, эпидот, карбонаты, цеолиты, каолинит, алунит, опал и др. Наиболее распространенными гидротермалитами являются лиственити, пропилиты, березиты, серицитолиты.

Лиственит ы — это продукты низкотемпературного метасоматического изменения ультраосновных пород, в которых первичные силикатные минералы замещены карбонатами и кварцем с примесью слюд, гематита, пирита и др.

Пропилиты образуются при гидротермальной переработке основных и средних эффузивов, в которых темноцветные минералы замещаются хлоритом, эпидотом, кальцитом, серицитом, цеолитами, а полевые шпаты альбитизируются.

Березиты — это гидротермально-метасоматически переработанные кислые породы мусковит-кварц-альбитового состава, обогащенные пиритом, иногда золотоносные.

Серицитолиты — породы гидротермального происхождения, состоящие из серицита или серицита и кварца с незначительной примесью хлорита, карбонатов, иногда обогащенные сульфидами.

На Украине гидротермалиты встречаются в Карпатах, Крымских горах и в некоторых районах УЩ.

Эта группа пород представляет значительный интерес благодаря приуроченности к ним полиметаллического, золотого, никель-кобальтового и некоторых других типов оруденения.

Лиственитты Верховцевского района (Струева, Гаев, 1970). Светло-зеленые породы с изумрудно-зеленым оттенком. Выделяются два структурных типа: 1 — крупнозернистые и неравномернозернистые с гранобластовой и порфиробластовой структурой, основная ткань лепидогранобластовая или гранолепидобластовая, участками флюидальная; 2 — тонкочешуйчато-мелкозернистые с микролепидогранобластовой структурой.

Мин. состав: кварц, карбонаты (анкерит, брейнерит, магнезит, доломит и сидерит), серицит; второстепенные минералы — тальк, прохлорит, биотит; акцессории — турмалин, сфен, рутил, циркон.

Лиственитты развиваются по серпентинитам, тальк-карбонатным и хлорит-тальк-карбонатным породам в осевых частях складок и вдоль тектонических нарушений. Образуют многочисленные изолированные тела пластовой, линзовидной или жилообразной формы.

В лиственитах наблюдается рассеянная вкрапленность коринита, буланжерита, антимонита и золота, а в секущих кварц-карбонатных прожилках встречаются буланжерит, пирит, халькопирит, золото и серебро. К одной из зон лиственитизации приурочено цинко-сурьмяно-мышьяковое оруденение.

Пропилиты Сущано-Пержанской зоны (Беспалько, 1970). Зеленовато-розовые или зеленовато-серые, крупнозернистые, очень неоднородные породы с многочисленными включениями порфирита и прожилками эпидотового и эпидот-кварцевого состава, секущими породу в разных направлениях. Характерен интенсивный катаклаз, эпидотизация и амфиболитизация. Текстура грубослоистая, линзовидная, массивная или слабосланцеватая.

Структура порфиробластовая с тонкозернистой полнокристаллической основной тканью. Крупные пор-

фенобласты микроклина или шахматного альбита погружены в очень тонкозернистый агрегат альбитового или эпидот-альбитового состава. Встречаются участки с крупнозернистой полнокристаллической структурой, напоминающие диориты или диорит-порфиры. Для них характерны крупные катаклазированные выделения зонального плагиоклаза, иногда полностью соссюритизированные или серицитизированные. По трещинкам спайности в них развиваются мелкие зерна амфибола.

Мин. состав: решетчатый микроклин, микроклин-пертит, реликтовый плагиоклаз, альбит, амфибол (ферригастингсит), кварц, биотит; акцессории — циркон, малакон, ильменит, лейкоксен, лимонит, пироксен, магнетит, мартит, оливин; вторичные минералы — эпидот, карбонат, сфен.

В зависимости от содержания микроклина или альбита различаются микроклинитовая и альбититовая фации (или ветви) пропилитов. Среди тех и других наблюдаются следующие разновидности: амфиболовая, эпидот-амфиболовая и эпидотовая; чаще, однако, распространены породы смешанного состава, в которых есть все перечисленные минералы.

Для пропилитов характерны повышенные содержания скандия (до 0,03%), накапливающегося в эпидотах. Встречаются участки, обогащенные редкоземельными элементами (в %) La 0,01—0,03; Y 0,0003—0,03; Yb 0,003—0,006; накапливаются они тоже в эпидотах.

Пропилиты приурочены главным образом к зоне контакта эффузивов сущанской свиты и основных пород с осницкими и коростенскими гранитами. Они образуют полосу или группу полос северо-восточного простирания в районе сел Андреевки, Рудни-Старосущанской и севернее с. Юрового, почти до Ястребецкого массива (на протяжении 5—6 км). Отдельные полосы таких пород наблюдались севернее Ястребецкого массива у контакта с габбро и на правом берегу Уборти. Такими же породами окружен Юровский массив основных пород.

Предполагается, что формирование пропилитов происходило под влиянием постмагматических растворов самих эффузивов и гранитных интрузий в условиях небольших глубин.

Опалолит (Лазаренко, 1960). Массивная, местами пористая, брекчиевидная порода белого, светло-серого,

темно-серого, бурого, зеленовато-серого, желтого или розового цвета, сложенная в основном опалом, частично перекристаллизованным в кварц, с примесью монтмориллонита; в пустотах и трещинах встречается халцедон, содержание которого достигает 20—30%. Под микроскопом хорошо видна реликтовая порфировая структура. Темноцветные минералы замещены опалом с большим количеством рудной пыли или пирита; по плагиоклазам развивается совершенно чистый опал.

В Закарпатье встречаются изолированные участки до 100—200 м в поперечнике, резко выделяющиеся в рельефе в виде опаловых куполов (села Ильковцы, Подулки, Пацкановое, санаторий «Синяк»).

Установлено, что с глубиной опалолиты переходят в алунитизированные породы; предполагается, что алунитизация следует за опалолитизацией. Эти процессы развивались по двупироксеновым андезитам.

Каолин-дюмортьеритовая порода (Лазаренко, 1960). Светло-серая, с сиреневыми или розовыми пятнами; обогащена дюмортьеритом.

Мин. состав: каолин, серицит, дюмортьерит (до 15—20%), кварц, турмалин (иногда до 5—10%); в незначительном количестве содержатся пирит, окислы и гидроокислы железа, топаз. Дюмортьерит образует сферолиты, погруженные в мелкозернистую, местами аморфную массу.

Встречается в Закарпатье (урочища «Ильковцы» и «Подулки»), представляет собой продукт метасоматического изменения андезитов. Образует линзы размером от нескольких сантиметров до десятков метров или окаймляет трещины в измененных андезитах.

ПРОДУКТЫ КАТАКЛАСТИЧЕСКОГО МЕТАМОРФИЗМА

Катакластический метаморфизм, проявляющийся в условиях орогенеза или связанный с односторонним давлением иного происхождения, вызывает интенсивные механические деформации горных пород. При этом более хрупкие породообразующие минералы дробятся, а сравнительно пластичные минералы деформируются, гранулируются, иногда в них появляются двойники скольжения.

Продукты катаклаза обычно приурочены к зонам разрывных тектонических нарушений и сравнительно мало

развиты. Однако можно предположить, что многие метаморфические и ультраметаморфические породы с кристаллобластическими структурами испытали стадию катакластических деформаций, завуалированную последующей перекристаллизацией. Об этом свидетельствуют нередко встречаемые в них реликты катакластических структур.

Считается, что катакластический метаморфизм проявляется при низких температурах, соответствующих примерно условиям зеленосланцевой фации. Но нельзя отрицать проявления таких процессов и в значительно более высокотемпературных условиях; это зависит от многих факторов, а в первую очередь от механических свойств горных пород и степени насыщенности их поровыми флюидами, существенно повышающими пластичность и снижающими температуру плавления. В литературе приводятся примеры милонитизации габбро вскоре после кристаллизации, т. е. при довольно высоких температурах.

В основу классификации продуктов катакластического метаморфизма положена степень дробления исходных пород, которая определяет текстуру и структуру катаклазированной породы. По этому признаку выделяются: тектонические брекчии, катаклазиты, милониты и филлониты.

На УЩ все эти породы развиты в зонах разрывных нарушений, крупнейшими из которых являются (Каляев и др., 1972): Сущано-Пержанская (долина Уборти), Тетеревская (р. Тетерев), Джурин-Немировская (р. Южный Буг и его притоки в окрестностях сел Печоры, Немирова и др.), Брусилов-Залесская, Верхнебужская (р. Южный Буг в окрестностях сел Журавного, Широкой Гребли, Забужья, Иванова, Гущинцев, Стрижевки; р. Собь у сел Войтовцев, Неминки, Ильинцев; р. Десна возле сел Турбова и Коржевки), Подольская (села Котюжаны, Зиньки, Житники), Звенигородско-Анновская, Кировоградская, Каменская, Субботско-Мошоринская, Криворожско-Кременчугская, Верховцевско-Чертомлыкская, Малоянисольско-Мануильско-Межевская, Криворожско-Павловская, Волновахская, Кальмиусская, Сорокинская (р. Берда выше с. Осипенко, р. Буртичия у хут. Сороки).

Тектонические брекчии

Тектонические брекчии состоят из разных по размерам угловатых обломков, сцементированных раздробленной до мелкозернистого состояния основной массой того же состава. Иногда цементирующий материал перекристаллизован, а пустоты в основной массе и трещинки в обломках выполнены вторичными минералами — карбонатами, хлоритом, кварцем и др. Такие породы Гречишников и др. (1969) описали под названием *какириты*.

В. С. Соболевым и др. (1955) описаны своеобразные тектонические брекчии, развитые в приконтактовых участках гипабиссальных интрузий Выгорлат-Гутинской гряды (южнее р. Боржавы, севернее р. Латорицы и др.). Они состоят (в зависимости от состава интрузии) из обломков (0,5—10 мм, иногда до 5—6 см и крупнее) диорит-порфиров, гранодиорит-порфиров, андезитов, базальтов, их туфов, перемешанных с обломками аргиллитов, алевролитов и песчаников. В одних случаях эти обломки как бы соприкасаются, в других — цементируются неравномернозернистым песчано-глинистым материалом или вторичным карбонатом. Характерно, что в обломках нет следов катаклаза.

Такие брекчии могут развиваться у самого контакта, исчезая на расстоянии уже нескольких метров от интрузии. Иногда же они прослеживаются в виде жилообразных полос на десятки метров по обе стороны от контакта. В отдельных случаях брекчии слагают большие трубообразные тела без видимой связи их с интрузиями.

Предполагается, что эти брекчии образовались в результате подвижек после застывания интрузий или хотя бы их внешних корок. Отсутствие катаклаза объясняется особой ролью аргиллитов, игравших, очевидно, роль смазки.

Катаклазиты

Катаклазиты — наиболее распространенные продукты катакластического метаморфизма, в которых еще можно различить состав и структуру исходной породы. Выделяются участки более и менее интенсивного дробления. Реликтовые неразрушенные участки или отдельные зерна

(глазки́) окаймляются, а иногда пересекаются полосками тонко раздробленного материала. При ударе катаклазиты легко разбиваются на мелкие угловатые обломки часто с острыми режущими краями. По мере увеличения степени дробления переходят через милонитовые (очковые) гнейсы в милониты.

Милониты

Милониты — продукты очень сильного дробления и растирания горных пород в зонах разрывов. Это плотные роговикоподобные породы афанитового строения с чередующимися полосками и линзочками в разной степени раздробленного материала, а иногда и с реликтами (глаза́ми) нераздробленных зерен кварца или полевых шпатов. По характеру текстуры различают грубо- и тонкополосчатые милониты и *ультрамилониты;* в последних не проявляется полосчатое строение.

Нередко в милонитах наблюдаются минеральные новообразования — слюды или хлориты, слагающие зонки и полосы, вытянутые вдоль направления движения и обволакивающие реликтовые или менее раздробленные участки. В качестве вторичного минерала в милонитах иногда содержится микроклин (или ортоклаз), образующий крупные кристаллы (порфиробласты). Милониты, испытавшие наряду с дроблением перекристаллизацию, называются *бластомилонитами.*

Филлониты

Филлониты — тонкозернистые сланцеватые породы, очень напоминающие филлиты и сходные с ними не только по строению, но и по минеральному составу (серицит, кварц, хлорит, биотит, альбит, эпидот). В филлонитах в отличие от филлитов часто наблюдается несколько плоскостей сланцеватости с разной ориентировкой, содержатся реликты дробленных первичных пород, нередко с высокотемпературными минералами (гранатом, ставролитом и др.).

Образовались филлониты в результате тонкого дробления, которому сопутствовала метаморфическая перекристаллизация в условиях фации зеленых сланцев. Наличие в реликтах высокотемпературных минеральных

ассоциаций позволяет рассматривать эти породы как продукты совместного проявления катакластического метаморфизма и динамотермального диафтореза.

ПРОДУКТЫ УЛЬТРАМЕТАМОРФИЗМА

Ультраметаморфические преобразования происходят в орогенических поясах на значительных глубинах в условиях высоких температур и давлений при участии химически активных летучих компонентов. Главными типами таких преобразований являются мигматизация, гранитизация и анатексис. При мигматизации образуются породы смешанного состава, состоящие по крайней мере из двух макроскопически различимых составляющих, одна из которых представляет собой метаморфизованную первичную породу, а вторая — новообразованный материал, обычно близкий по составу к граниту. Гранитизация — процесс превращения породы любого исходного состава в гранит или гранитоид с прохождением или без прохождения стадии расплава. Под анатексисом понимается частичное или полное плавление исходной породы, ранее не бывшей в расплавленном состоянии.

Часто, особенно при мигматитообразовании, эти процессы тесно переплетаются или накладываются друг на друга.

Областью особенно широкого развития пород ультраметаморфического генезиса является территория УЩ, что объясняется, с одной стороны, длительной эрозией, вскрывшей довольно глубокие горизонты земной коры, а с другой — высокой термической активностью в раннем докембрии. Продукты ультраметаморфизма представлены здесь разнообразными по составу и текстурам мигматитами, чарнокитами и гранито-гнейсами, занимающими совместно с гранитоидами (тоже ультраметаморфического происхождения) больше 80% площади в современном эрозионном срезе.

Мигматиты

Мигматитами называются неоднородные по составу и строению образования, состоящие из реликтов исходной метаморфической породы (палеосомы), продуктов ее метасоматической переработки (неосомы) и обособленных

жил пегматита, аплита или гранита метасоматического, анатектического либо инъекционного происхождения. Эти жилы могут располагаться в первичном субстрате послойно или рассекать его в разных направлениях.

При описании мигматитов применяется прежде всего морфологическая классификация, основанная на характере взаимоотношений палеосомы и лейкосомы. Выделяются послойные, глыбовые, сетчатые, плойчатые, птигматитовые, порфиробластические и теневые мигматиты.

В послойных (полосчатых) мигматитах светлые полосы неосомы располагаются параллельно слоистости или сланцеватости исходной породы. Мощность прослоев палеосомы и неосомы различная: от миллиметров до нескольких сантиметров. В одних случаях они протягиваются параллельно на десятки и даже сотни метров, в других же образуют раздувы, линзовидно выклиниваются. Границы между палеосомой и неосомой чаще довольно четкие, но бывают и нерезкие, с постепенными переходами одной в другую.

Глыбовые мигматиты (агматиты) характеризуются брекчиевидным строением. Палеосома в них образует глыбы и обломки разной формы и размеров, сцементированные более кислой гранитоидной породой, однородной по составу или с теневыми реликтами замещенного субстрата.

В сетчатых мигматитах (диктионитах) палеосома пронизана ориентированными в разных направлениях тонкими жилками аплита или аплитоидного гранита.

Плойчатые мигматиты характеризуются развитием очень мелких причудливых складок, амплитуда которых измеряется сантиметрами или десятками сантиметров. Палеосома и лейкосома сминались совместно; последняя обычно образует раздувы в замковых частях складок.

Птигматиты отличаются дисгармоничным строением; в массивном, а чаще сланцеватом субстрате располагаются интенсивно смятые аплитовые жилки, ориентированные вдоль сланцеватости, под углом к ней или даже перпендикулярно.

В порфиробластических (очковых) мигматитах лейкосома представлена крупными кристаллами (иногда до нескольких сантиметров) калиевого полевого шпата или кислого плагиоклаза, располагающимися обычно вдоль определенных плоскостей, параллельных сланцеватости.

Теневые мигматиты (небулиты) имеют пятнистое или нечеткополосчатое строение. Границы между палеосомой и лейкосомой в них нечеткие, расплывчатые; различаются они только по количественному содержанию породообразующих минералов. Палеосома обогащена темноцветными минералами и имеет более темную окраску; участки неосомы обогащены кварцем и полевым шпатом, близки по составу к гранитам.

Следующим классификационным признаком при описании мигматитов является минеральный состав субстрата. Различают мигматиты амфиболовые (образуются при мигматизации амфиболитов и амфиболовых гнейсов), биотитовые (образованные по биотитовым гнейсам), гранат-биотитовые (по высокоглиноземистым гнейсам), пироксеновые (по пироксеновым гнейсам и пироксен-плагиоклазовым кристаллическим сланцам) и др. Следует отметить, что состав субстрата мигматитов не всегда соответствует составу исходной породы, так как в процессе мигматизации порода может частично гранитизироваться. Так, биотитовые мигматиты могут образоваться не только по биотитовым гнейсам, но и по амфиболитам или гнейсам другого, более сложного состава в которых при гранитизации первичные темноцветные минералы замещаются биотитом, полевыми шпатами и кварцем.

И, наконец, пользуются еще генетической классификацией мигматитов, различая среди них инъекционные, анатектические и метасоматические. *Инъекционные мигматиты* образуются при тонком послойном пропитывании исходной породы гранитной магмой, богатой летучими компонентами. Образование *анатектических мигматитов* связано с расплавлением отдельных менее тугоплавких участков неоднородной породы или с выплавлением из породы эвтектического гранитного расплава с последующим его послойным размещением под действием дифференциальных тектонических движений. *Метасоматические мигматиты* формируются под влиянием химически активных растворов или флюидов глубинного происхождения, с которыми привносятся в исходную породу одни элементы (гранитофильные) и выносятся другие (гранитофобные). Использование генетической терминологии затруднено, так как выяснение природы мигматитов — очень трудная и не всегда разрешимая задача.

Изучение мигматитов УЩ имеет более чем полувековую историю. Первое упоминание о смешанных породах инъекционного происхождения, которые до этого рассматривались геологами как однообразные одновременные образования, встречаем у В. И. Лучицкого (1910). В окрестностях г. Лысянки на р. Синюхе и г. Белой Церкви на р. Роси им были отмечены амфиболиты, насыщенные ветвящимися гранитными жилами и «жилковатые гнейсы» (адергнейсы, по терминологии финских геологов), образованные, по представлениям этого автора, в результате внедрения в толщу гнейсов и амфиболитов гранитной магмы. Позже подобные породы были выявлены А. В. Павловым (1912) и Н. И. Безбородько (1928а) в Приазовье, Н. И. Безбородько в Приднепровье (1918) и на Подолии (1925, 1926а, б), Ю. Ир. Половинкиной (1925) в Криворожье.

Н. И. Безбородько первый обстоятельно изложил господствовавшее в то время мнение о генезисе этих смешанных пород. Образование мигматитов он связывал с инъекцией во вмещающие гнейсы и другие породы кровли гранитных батолитов обогащенной летучими компонентами аплит-пегматитовой магмы. Согласно его представлениям, мигматиты постепенно сменяются, с одной стороны (по мере удаления от батолита), инъекционными гнейсами (содержат не больше 35% инъекционного материала), а с другой — теногранитами, вмещающими до 35% неполностью ассимилированного гнейсового материала, что и обусловливает в этих породах неравномернослоистую текстуру.

Н. И. Безбородько выделял на УЩ мигматиты и инъекционные гнейсы, связанные с гранитами житомирского, коростенского, чудново-бердичевского, днепровского и кировоградского типов, а также с интрузией чарнокит-норитовой (бугитовой) магмы. Становление этих пород протекало в течение трех этапов вулканизма.

В. И. Лучицкий (Лучицкий, Лебедев, 1934) придавал термину *мигматит* более широкое значение, чем Н. И. Безбородько, объединяя в эту группу все смешанные породы независимо от объемного соотношения и степени ассимиляции метаморфической и плутонической составляющих. В систематике мигматитов он предлагал следовать скандинавским геологам и применять такие термины как *артерит, небулит, агматит, инъецированный гнейс* и др.

В послевоенные годы среди украинских геологов утверждаются представления о гетерогенности мигматитов (Лучицкий, 1947; Усенко, 1958б), среди которых выделяются три генетических типа: инъекционные, анатектические и метасоматические. Большинство мигматитов УЩ рассматриваются как продукты выборочной метасоматической гранитизации или магматического замещения метаморфических пород под влиянием высокотемпературных глубинных флюидов.

Мигматиты УЩ все еще мало изученные породы. Подробной характеристики отдельных морфологических типов в литературе практически нет. За редкими исключениями эти породы описываются под общей рубрикой, в лучшем случае со ссылкой на минеральный состав субстрата и некоторые текстурные особенности. Часто под мигматитами понимаются не смешанные породы с обособленными палеосомой и лейкосомой, а сравнительно однородные по составу и строению гранитизированные гнейсы, описанные в данной работе как *гранитогнейсы.*

Изотопный возраст большинства мигматитов УЩ 1900—2100 млн. лет, что соответствует верхнему возрастному пределу раннего протерозоя. Это, наряду с некоторыми общими соображениями, позволило Ю. Ир. Половинкиной (1970) считать, что ультраметаморфизм проявился здесь одноактно и только в раннем протерозое. Такая точка зрения не разделяется многими украинскими геологами. Я. Н. Белевцев (1962) выделяет в геологической истории УЩ четыре тектоно-гранитизационных цикла, Н. П. Семененко (1965) — семь орогенических циклов, из которых шесть завершались гранитоидным магматизмом и мигматитообразованием. С достаточной уверенностью пока можно говорить по крайней мере о трех этапах гранитизации и мигматизации на территории УЩ. Два из них (архейский и протерозойский) установлены в докембрийских образованиях Приазовья (Есипчук, Глеваский, 1972) и Побужья (Коваль, 1964; Щербаков, 1969), хотя проявились, очевидно, на территории всего щита, а третий (среднепротерозойский) зафиксирован только в пределах Осницкой геосинклинальной зоны (Хатунцева, 1972а).

Мигматиты разрабатываются по всей территории УЩ в небольших карьерах местного значения на бутовый и щебеночный камень.

Гранат-биотитовые мигматиты Волыни и Побужья (Ткачук, 1947д; Костюк, 1955). Описаны под названиями: *гранатовые гранититы* (Соболев, 1892), *кинцигиты* (Лучицкий, 1927), *инъекционные гранатовые гранито-гнейсы, гранатовые мигматиты* и *винницити* (Безбородько, 1926а, 1928а, 1930), *гранатовые породы* (Козловская, 1948).

В послойных гранат-биотитовых мигматитах чередуются прослои коричневато-серого мелкозернистого гнейса, обогащенного биотитом и гранатом, и красновато-розового среднезернистого биотитового гранита. Мощность их от нескольких миллиметров до десятков сантиметров; чередование то очень густое и тонкое, то грубое без какой-либо закономерности. Объемные соотношения светлых и темных прослоев примерно равные. Часто прослои изгибаются, а некоторые линзовидно выклиниваются.

Подчиненно развиты другие текстурные разновидности гранат-биотитовых мигматитов: глыбовые (агматиты) и теневые (небулиты). В агматитах остроугольные или округлые обломки (до 25—30 см) цементируются гранитной массой. Нередко края соседних обломков совпадают. В теневых мигматитах нет неизмененного гранат-биотитового субстрата. Преобладает гранитный материал, неравномерно обогащенный биотитом и гранатом и вмещающий останцы гранитизированного гнейса.

Мин. состав гнейса из послойного мигматита: плагиоклаз (№ 30—35) 35, биотит 30, кварц 19, гранат 13; второстепенные минералы — кордиерит, силлиманит, иногда гиперстен и шпинель; акцессории — магнетит, циркон, апатит.

Структура лепидогранобластовая, иногда порфиробластовая; р. з. 0,2—0,3 мм.

В табл. 50 приведены анализы образцов мигматита, обогащенных гнейсовым субстратом с некоторой примесью гранитного материала.

Мин. состав гранита: плагиоклаз (№ 25—33), ортоклаз и кварц (в сумме 75—90%); второстепенные минералы — биотит и гранат; акцессории — апатит, циркон.

Структура гранобластовая, иногда аплитовая или пегматоидная.

Хим. состав (табл. 50).

Физ. свойства мигматитов: σ=2,65—2,85 (2,72), $\varkappa$=0—250 (60); I_n=0—300 (0) (Веремьев, 1965).

Гранат-биотитовые послойные и глыбовые мигматиты

Химический состав мигматитов и чарнокитов, %

№	SiO_2	TiO_2	Al_2O_3	Fe_2O_3	FeO	MnO
1	62,01	—	17,80	9,22		—
2	69,85	—	15,85	0,30	0,35	0,05
3	74,62	0,19	12,98	0,95	2,78	—
4	71,40	—	16,58	1,17	0,58	—
5	63,65	0,23	14,81	—	3,99	0,07
6	49,49	0,22	14,02	5,85	6,93	0,11
7	57,88	—	23,45	—	1,94	0,05
8	66,44	—	16,16	1,82	2,50	—
9	73,01	—	14,86	1,45	0,58	—
10	51,73	—	19,73	5,25	8,15	—
11	59,61	—	18,64	3,02	6,32	—
12	68,30	—	16,20	2,15	1,84	—
13	72,49	0,17	16,24	0,12	1,20	—
14	64,34	0,37	17,52	2,06	2,75	—
15	65,20	0,58	14,55	1,83	3,28	0,03
16	73,41	0,14	12,83	1,27	1,63	0,03

Примечание: 1 — *гнейсовый субстрат гранат-биотитового мигматита, мигматита*, г. Винница (Безбородько, 1926а); 3 — *мигматит гранат-биотитовый, мигматит амфиболовый*, Приазовье, р. Чокрак (Эйнор и др., 1971); 6 — *амфиболит, мигматита*, там же; 8 — *гранодиорит, субстрат мигматита*, р. Собь (Чирвинский, *гит)*, р. Южный Буг (Безбородько, 1935б); 11 — *чарнокит антипертитовый, кварцем (эпибугит)*, р. Южный Буг (Безбородько, 1935б); 13 — *сабаровит*, там же; ловинкина, 1936а); 16 — *гранит биотит-гиперстен-роговообманковый*, Ингуло-Ин

занимают большие площади, обнажаясь по обоим берегам Южного Буга в окрестностях г. Винницы и сел Сабарова, Шкуринцев, Юрковцев, Селища, Гнивани, Клещева, Соколинцев; в подчиненном количестве наблюдаются в окрестностях сел Хащеватого, Вороновицы, Щедрова, Летичева и др. Во многих местах эти мигматиты перемежаются с чарнокитами и полосами преобладающего развития розовых аплит-пегматоидных гранитов. В качестве реликтовых останцов в них заключены пачки высокоглиноземистых гнейсов.

Теневые мигматиты развиты преимущественно на Волыни, обнажаясь в верховьях Тетерева и Гнилопяти в окрестностях с. Жежелева, г. Чуднова, с. Красноселовки, г. Бердичева и др. Они представляют собой реликтовые останцы среди чудново-бердичевских гранитов, с которыми связаны постепенными переходами и не всегда четко отделяются.

Таблица 50

MgO	CaO	Na_2O	K_2O	P_2O_5	П. п. п.	Сумма
2,74	2,17	2,43	2,15	—	—	99,96
0,20	1,08	2,62	8,37	—	0,78	99,40
1,54	1,72	3,30	1,45	0,05	0,13	99,76
—	2,31	3,29	4,17	—	0,60	99,86
3,19	6,58	6,03	0,49	0,27	0,48	99,79
6,58	12,41	2,03	0,67	0,26	1,05	99,62
1,75	6,44	6,50	0,50	0,60	0,82	99,88
1,80	4,13	4,24	2,70	—	0,75	100,57
0,33	2,25	3,53	4,13	—	0,42	100,56
4,30	5,94	3,83	0,99	—	0,87	100,79
3,04	6,32	3,30	0,82	—	—	101,07
1,50	2,63	4,56	1,45	—	0,48	99,11
0,36	3,46	3,40	0,50	—	—	97,94
1,80	2,12	4,38	4,10	0,26	0,85	100,55
1,43	3,40	2,68	6,22	—	1,19	100,39
1,22	1,60	2,69	4,81	—	0,41	100,04

г. Винница (Соболев, 1892); 2 — *аплит-гранитный прослой гранат-биотитового* Западное Приазовье; 4 — *аплит из мигматита*, р. Случь (Сагайдак, 1934); 5 — *субстрат мигматита*, Приазовье, р. Обиточная там же; 7 — *лейкодиорит, метатект* 1930); 9 — *гранит, метатект мигматита*, там же; 10 — *основной чарнокит (катабу-*р. Южный Буг (Лучицкий, Кузнецов, 1936); 12 — *чарнокит антипертитовый с* 14 — *чарнокит*, там же; 15 — *чарнокит* (ивановская порода), р. Боковенька (Погулецкий район, с. Братолюбовка, там же.

Н. И. Безбородько (1928а) различал эти два района развития гранат-биотитовых мигматитов. Неоднородные смешанные гранатовые породы Волыни (с. Плехов, с. Жежелев, г. Бердичев и др.) он считал гибридизированными гранитами, образовавшимися при ассимиляции магмой чудново-бердичевского типа биотитовых гнейсов. А гранат-биотитовые мигматиты рассматривались им как инъекционные образования; здесь метаморфизованная осадочная толща была инъецирована магмой розового аплитоидного гранита, являющейся продуктом дифференциации магмы чарнокит-норитового типа.

В. И. Лучицкий (1927) связывал образование всех смешанных пород этих двух районов с интрузией магмы одного и того же (житомирского) типа. Различия в составе смешанных и гибридных пород обусловлены, по его мнению, разным составом вмещающих метаморфических толщ.

А. Н. Козловская (1948) считала, что смешанные гранатовые породы Волыни и Побужья приурочены к периферийным участкам двух гранитных плутонов — Житомирского и Бугского (чарнокитового). Вмещающими для первого являются гнейсы и сланцы тетеревской свиты, а для второго — метаморфические породы более древней побужской свиты.

В последние годы довольно убедительно доказано, что биотит-гранатовые мигматиты, как и граниты юго-западной части УЩ, являются продуктами гранитизации и анатексиса первично-осадочных пород (Щербак, 1970). Время проявления этих процессов, по изотопным данным, 2100—2300 млн. лет назад.

Гранат-биотитовые мигматиты Приднестровья (Слензак, 1960; Венидиктов, 1970).

Розово-серые породы с теневой и нечеткополосчатой текстурой. Обе текстурные разновидности развиты обычно совместно и их нельзя пространственно разграничить. Наличие ксенолитов гнейсов иногда придает породе агматитоподобный облик.

Структура лепидогранобластовая, гетеробластовая, местами гипидиоморфнозернистая; отчетливо проявлены следы катаклаза. В более меланократовых участках, вблизи ксенолитов гнейсов, наблюдаются ксенобластовые структуры с реакционными взаимоотношениями минералов; отчетливо выражены окварцевание и фельдшпатизация.

Мин. состав: плагиоклаз 40—60, калиевый полевой шпат 10—30, кварц 15—30, биотит 5—15, гранат 5—15; второстепенные минералы — кордиерит, моноклинный пироксен, гиперстен; акцессории — апатит, циркон, монацит, анатаз, рудные минералы.

Гранат-биотитовые мигматиты перемежаются с розовыми аплит-пегматоидными гранитами, чарнокитами, пироксеновыми, биотит-гранатовыми и биотитовыми гнейсами, выделенными О. И. Слензаком (1960) в рекеченскую и котюжанскую свиты. Обнажены они в верхнем течении Мурафы, а также по долинам рек Мурашки, Лозовой, Дерла, Немии и Лядавы.

О. И. Слензак указывает на существование взаимопереходов между гранат-биотитовыми мигматитами и породами, с которыми они перемежаются. Этот факт, а также наблюдения над взаимоотношениями породообра-

зующих минералов и другие данные позволили О. И. Слензаку сделать вывод, что рассматриваемые мигматиты, как и некоторые гранитоидные породы Приднестровья, являются продуктами преобразования (гранитизации) первичной земной коры. Процесс этот якобы обусловлен изменением химического состава корового вещества под влиянием космического и радиоактивного излучения и самопроизвольного превращения изотопов.

Мигматиты гранат-биотитовые Приазовья.

Розовато-серые, среднезернистые породы с полосчатой, линзовидно-полосчатой, узловатой или плойчатой текстурой. Субстрат представлен в разной степени гранитизированным гранат-биотитовым гнейсом, а иногда бескварцевым гранат-биотит-плагиоклазовым кристаллическим сланцем. Жильный материал, там, где он четко обособлен,— это белая аплитовидная кварц-полевошпатовая порода с гранатом или розовый аплит-пегматоидный гранит.

Часто лейкосома мигматита представлена более гранитизированным по сравнению с субстратом гранат-биотитовым гнейсом.

Мин. состав: плагиоклаз 25—60, кварц 15—45, микроклин до 15—20, биотит 5—10, гранат 5—10; акцессории — циркон, апатит, монацит, магнетит.

Хим. состав (см. табл. 50).

Физ. свойства: σ=2,58—2,82 (2,70) (Собакарь, 1964).

Гранат-биотитовые мигматиты довольно часто встречаются среди пород корсак-шовкайской свиты, которыми сложены две крупные синклинорные структуры — Корсакская и Мангушская. Обнажаются они по балкам Вали-Тарама и Полковой, в окрестностях с. Старого Крыма, в верховье р. Каратыша, по р. Берде и ее притокам, в верховьях Конки и Токмака. Довольно часто встречаются эти породы на Мариупольском железорудном месторождении.

Гранат-биотитовые мигматиты еще более широко развиты в соседней с Приазовьем Орехово-Павлоградской полосе. Встречаются они также в Ингуло-Ингулецком районе и, очевидно, в других местах развития гранат-биотитовых гнейсов.

Часть гранат-биотитовых мигматитов образовалась вследствие селективного анатексиса высокоглиноземи-

стых гнейсов, в пользу чего свидетельствует существование более меланократовых участков (возможных базифицированных реститов). Преобладают, однако, мигматиты метасоматического происхождения, в которых неосома представлена сильно гранитизированной породой, а палеосома — либо почти неизмененным гнейсом, либо тоже гранитизированным, но в меньшей степени.

Мигматиты послойные (полосчатые) биотитовые. Под названием *инъекционные гнейсы* описаны В. И. Лучицким (1910), В. И. Лучицким и П. И. Лебедевым (1934), Н. И. Безбородько (1930), И. Г. Сагайдаком (1934), В. Г. Кривенко и Ф. Е. Лапчик (1934), Л. Г. Ткачуком (1934, 1938) и др.

Это серые или розовато-серые, среднезернистые, ясно-полосчатые породы. Чередуются прослои (мощностью от нескольких миллиметров до сантиметров) биотитового гнейса и серого аплитоидного или розового пегматоидного гранита обычно с небольшим содержанием биотита. Тонкие прожилки представлены аплитом, а более мощные — аплит-пегматоидным или пегматоидным гранитом.

Мин. состав гнейса: плагиоклаз (№ 16—25) 38—55, микроклин до 10—15, кварц 22—35, биотит 10—15, иногда мусковит; акцессории — апатит, циркон, магнетит, сфен, рутил.

Структура лепидогранобластовая.

Мин. состав лейкосомы: плагиоклаз (№ 10—15) 30—50, микроклин до 25—30, кварц 30—35, биотит до 5; акцессории — апатит, циркон.

Структура аллотриоморфнозернистая, иногда с признаками идиоморфизма плагиоклаза.

Хим. состав аплита (см. табл. 50).

Физ. свойства мигматитов: $\sigma = 2{,}50—2{,}83$ (2,62), $\varkappa = 0—3000$, $I_n = 0—4250$ (Веремьев, 1965).

Мигматиты, в которых жильный материал представлен белым аплитом, часто описывались под названием *мигматиты серых гранитов,* а розовым аплит-пегматоидным гранитом — *мигматиты розовых гранитов.* Выделяются еще *полимигматиты;* к ним относятся разности с жилами розового аплит-пегматоидного гранита, в субстрате которых различаются темные и светлые полосы, в разной степени обогащенные биотитом.

Послойные биотитовые мигматиты развиты практически на всей территории УЩ совместно с теневыми мигма-

титами и биотитовыми гранито-гнейсами, по сравнению с которыми играют подчиненную роль. Наиболее хорошо они представлены в Приазовье (с. Старый Крым), в Ингуло-Ингулецком районе (с. Карачуны возле г. Кривого Рога); в Росинско-Тикичском районе (р. Гнилой Тикич возле сел Кучковки, Лисянки и др., р. Горный Тикич у сел Березовки, Тимашевки; р. Роська у с. Животова, р. Рось в окрестностях с. Стеблева); в Среднем Приднепровье (побережье Днепра в окрестностях г. Кременчуга, хут. Редутского и др.) и на Волыни (р. Случь от с. Гильского до г. Новоград-Волынского, в окрестностях г. Городницы и возле с. Маренино). Послойные мигматиты с. Маренино были описаны С. Малковским (Malkowski, 1927) как *маренинские сланцы*. Л. Г. Ткачук (1948) рассматривает их как *типичные инъекционные биотитовые гнейсы*, местами переходящие в полосчатые мигматиты.

Образование послойных биотитовых мигматитов *(инъекционных гнейсов)* Н. И. Безбородько и другие исследователи связывали с пропитыванием толщи биотитовых гнейсов гранитной магмой или, точнее, ее аплит-пегматитовыми дифференциатами при относительно слабом или полном отсутствии взаимодействия с вмещающей породой. Большинство инъекционных гнейсов связывалось с интрузиями житомирских, днепровских и кировоградских гранитов.

Более поздние исследования В. И. Лучицкого, И. С. Усенко позволили установить гетерогенность мигматитов этого типа при преобладающем развитии среди них метасоматических и анатектических образований и подчиненной роли инъекционных.

Мигматиты послойные амфиболовые и биотит-амфиболовые (Щербак, 1961; Эйнор и др., 1971).

Отчетливо полосчатая порода с прослоями темно-серого, почти черного амфиболита или биотит-амфиболового гнейса и белого аплита, иногда с незначительным содержанием биотита, реже роговой обманки; мощность прослоев не превышает 2—5 см, а чаще меньше. Границы между ними преимущественно четкие, но иногда расплывчатые. Минеральный и химический составы субстрата и жильного материала аналогичны таковым в глыбовых амфиболовых мигматитах.

Физ. свойства: σ=2,60—3,00 (2,80) (Собакарь, 1964); $\varkappa$=0—3000, I_n=0—1750 (Веремьев, 1965).

Послойные амфиболовые мигматиты встречаются в Приазовье (р. Сосикулак, р. Чокрак в селах Гюневке и Елисеевке, р. Лозоватка ниже с. Юрьевки и др.), в верховье Тетерева и, очевидно, во многих других районах развития амфиболитов и биотит-амфиболовых гнейсов, в результате послойной гранитизации которых эти породы образовались.

Мигматит грубопослойный эндербитового состава (Равич, 1967).

Характеризуется грубой перемежаемостью (от 5—10 см до 1—2 м) гранитизированного гиперстен-плагиоклазового кристаллического сланца (меланосома) и антипертитового чарнокита или теневого эндербита (лейкосома). Меланосома — это зеленовато-коричневато-серая, мелко- или среднезернистая часть мигматита со слабо выраженной гнейсовой текстурой.

Мин. состав меланосомы: плагиоклаз-антипертит (№ 32) 56, кварц 15, гиперстен 20, биотит 5, рудные и акцессорные минералы 5.

Структура меланосомы гранобластовая с отчетливыми элементами гранулитовой, часто катакластическая; р. з. 0,3—1,5 мм.

Лейкосома — серовато-желтая с коричневым оттенком, среднезернистая, отчетливо гнейсовидная часть мигматита.

Мин. состав лейкосомы: плагиоклаз-антипертит (№ 27) 58, кварц 36, гиперстен 3, биотит 1, рудные и акцессорные минералы 2.

Структура лейкосомы гранобластовая с элементами гранулитовой; р. з. 0,1—2,0 мм.

На р. Южном Буге у с. Казавчина недалеко от г. Гайворона таким мигматитом сложена толща мощностью до 1—1,5 км.

Мигматит образовался в результате неравномерной послойной гранитизации основных кристаллических сланцев.

Мигматит тонкопослойный эндербитового состава (Равич, 1967).

Серая с коричневатым оттенком, мелко- и среднезернистая порода с неотчетливо выраженным полосчатым строением; ширина полос от 3—5 мм до 1—2 см.

Мин. состав меланосомы: плагиоклаз-антипертит (№ 31—33) 47—50, кварц 10—20, гиперстен 15—19, кли-

нопироксен 6—10, биотит 5—12, рудные и акцессорные минералы 3.

Мин. состав лейкосомы: плагиоклаз-антипертит (№ 28) 58, кварц 37, гиперстен 2, биотит 1.

Структура меланосомы и лейкосомы гранобластовая, но в лейкократовых полосках более отчетливо выражены элементы гранулитовой структуры; р. з. 0,1—1 мм, лейкосома более крупнозернистая.

При преобладании меланосомы порода приближается к антипертитовому чарнокиту, а при преобладании лейкосомы — к антипертитовому чарнокиту, обогащенному кварцем, или теневому эндербиту.

Тонкопослойный эндербитовый мигматит лучше всего представлен на р. Южном Буге в окрестностях г. Первомайска. Наблюдаются постепенные переходы его в теневые эндербиты и чарнокиты, развитые здесь ограниченно. М. Г. Равич (1969) рассматривает тонкопослойный эндербитовый мигматит как продукт более глубокой стадии гранитизации основных кристаллических сланцев.

Глыбовые мигматиты Западного Приазовья (Есипчук, 1967; Эйнор и др., 1971). Глыбы и обломки амфиболита, реже горнблендита размером от нескольких сантиметров до 1—2 м цементируются лейкодиоритом, реже гранитизированным гнейсом. Форма глыб и обломков зависит от объемного соотношения меланосомы и лейкосомы. При преобладании субстрата они угловатые, а по мере увеличения количества цементирующего материала становятся овальными, линзовидными, ориентируясь по удлинению в направлении, совпадающем с ориентировкой текстур течения в лейкосоме.

Мин. состав субстрата: плагиоклаз (№ 40—65) и сине-зеленая роговая обманка. По периферии обломков амфиболит иногда обогащается роговой обманкой (каемка базификации).

Хим. состав амфиболита (см. табл. 50).

Мин. состав лейкодиорита: плагиоклаз (№ 26—40) 75—95; сине-зеленая роговая обманка 5—20, кварц 3—5.

Структура лейкодиорита гетеробластовая с элементами гипидиобластовой, участками ситовидная.

Хим. состав лейкодиорита (см. табл. 50).

Глыбовые мигматиты обнажаются по р. Обиточной возле хуторов Дахна и Козы, р. Сосикулаку ниже с. Радо-

ловки, р. Чокраку между селами Елисеевкой и Елизаветовкой и р. Лозоватке выше с. Коларовки. Они приурочены к ядерным участкам изометричных синклинальных и антиклинальных (куполовидных) структур.

Генезис мигматитов связывают с гранитизацией амфиболитов вдоль трещин, появляющихся в условиях растяжения. Гранитизация сопровождалась частичным плавлением. Некоторые глыбовые мигматиты образованы в результате внедрения в брекчированные пачки амфиболитов пластичного гранито-гнейса из соседних пластов.

Глыбовые мигматиты Среднего Приднепровья (Орса, 1973). Субстрат представлен глыбами и обломками амфиболита (от сантиметров до нескольких метров в поперечнике). Жильный материал — белый плагиоаплит, серый плагиогранит или розовый аплит-пегматоидный гранит.

Агматиты обнажаются и вскрываются в карьерах возле г. Днепропетровска. Они всегда находятся в окружении других морфологических типов; при этом жильный материал одного и того же состава переходит из одного мигматита в другой.

В. И. Орса считает, что жильный материал агматитов имеет инъекционное происхождение, так как его состав отличается от состава субстрата, а обломки последнего облекаются жильным материалом.

Глыбовые мигматиты Росинско-Тикичского района. Под названием *эруптивные брекчии* впервые отмечены В. И. Лучицким (1910) и детально описаны В. Н. Чирвинским (1930). Овальные, иногда сильно удлиненные, реже угловатые глыбы и обломки (до 1,5 м) амфиболитов, гранитизированных амфиболитов, амфиболовых и биотитовых гнейсов заключены в розовый, розовато-серый или серый среднезернистый, иногда порфировидный гранит со следами «ассимиляции» вмещающих пород. В граните нередко наблюдается полосчатость, обусловленная чередованием полос розового гранита и темного гранодиорита. Чистый, неизмененный ассимиляцией гранит встречается сравнительно редко.

Мин. состав амфиболита: плагиоклаз, роговая обманка, иногда биотит; акцессории — рудные минералы, сфен, эпидот, авгит, апатит и др.

Мин. состав гранодиорита: темный плагиоклаз, розовый калиевый полевой шпат, кварц, биотит.

Хим. состав гранодиорита (см. табл. 50).

Мин. состав гранита: серый плагиоклаз, розовый калиевый полевой шпат (иногда в порфиробластах), кварц, биотит.

Хим. состав гранита (см. табл. 50).

Глыбовые мигматиты обнажаются в верховье Соби (р. Скибин у с. Жаданы, р. Сорока у с. Каменогорки), на реках Роське (села Скала, Тележинцы и др.), Удичи (села Ботвиновка и Медовка), Горном Тикиче (села Буки и Черная Каменка), Уманке (у восточной окраины г. Умани).

По представлениям В. Н. Чирвинского, эти породы сформировались в результате внедрения в толщу амфиболитов и гнейсов магмы розово-красных аплитоидных гранитов. В результате ассимиляции вмещающих пород образовались серые граниты и гранодиориты; обломки и глыбы амфиболитов, гнейсов и диоритовидных пород являются ксенолитами, иногда частично переработанными.

Глыбовые мигматиты Волыни. Под названием *эруптивные брекчии* описаны И. Г. Сагайдаком (1934). Остроугольные и «оплавленные» обломки и глыбы биотитового гнейса заключены в массу биотитового гранито-гнейса, переходящего в очковый и инъекционный полосчатый гнейс (мигматит). Местами сохраняются пачки (скибы) биотитового гнейса мощностью до 10—15 м. Часто они подроблены, смяты. Обломки и глыбы закономерно ориентированы.

Мин. состав гнейса: олигоклаз-андезин, кварц, биотит; акцессории — магнетит, апатит, гранат.

Структура гранобластовая; р. з. 0,1—0,8 мм.

Мин. состав гранито-гнейса (ассимилированного гнейса): олигоклаз, кварц, биотит, микроклин, мусковит, магнетит.

Структура субидиоморфнозернистая.

Обнажаются на р. Случи в окрестностях г. Городницы.

Генезис этих пород связан с инъекцией гранитной магмы в гнейсовую толщу и ее частичной ассимиляцией.

Мигматиты порфиробластические р. Саксагани (В. Г. Злобенко, И. Ф. Злобенко, 1962).

Серые, темно-серые или розовато-серые, полосчатые породы с крупными порфиробластами белого и розового полевого шпата, количество которых составляет 15—50%

объема породы. Порфиробласты ориентированы согласно с полосчатостью, реже беспорядочно рассеяны.

Мин. состав: плагиоклаз, микроклин, кварц, биотит, роговая обманка; акцессории — апатит, ортит, сфен, циртолит, ильменит, магнетит, гематит; вторичные минералы — хлорит, серицит, эпидот, карбонат.

Структура порфиробластовая с гранобластовой, реже лепидогетерогранобластовой основной тканью.

Образует два крупных массива (до 9×18 км²) в районе среднего течения р. Саксагани. Подобные мигматиты довольно широко развиты в Западном Приазовье, обнажаясь по б. Калиновской (севернее с. Манойловки), р. Чокраку (с. Шаровка), на Синей Могиле.

Б. Я. Хорева (1952) связывала образование этих мигматитов с проявлением калиевого метасоматоза, наложенного на биотитовые или роговообманко-биотитовые гнейсы. В. Г. Злобенко и И. Ф. Злобенко (1962) считают эти породы *полимигматитами*. По их мнению, метасоматическому замещению подвергался не гнейс, а уже мигматизированная порода. Первый этап мигматизации обусловлен инъекцией магмы плагиогранитов, а наложенный калиевый метасоматоз вызван интрузией розовых гранитов днепровского типа.

Возраст мигматитов, определенный калий-аргоновым методом по роговой обманке, 1970—2340 млн. лет.

Мигматиты порфиробластические с. Волосского в Среднем Приднепровье (Орса, 1973).

Серовато-розовые, с пятнистыми скоплениями биотита и роговой обманки и эллипсовидными порфиробластами (до 1,5—2 см) микроклина. Вмещают многочисленные останцы амфиболитов.

Генезис мигматитов связан с интенсивным высокотемпературным метасоматозом метабазитов; порфиробласты микроклина образованы в результате калиевого метасоматоза, проявившегося на заключительном этапе мигматизации.

Чарнокиты

Термин введен английским геологом Холландом (Holland, 1897), изучавшим древние кристаллические породы Индии. Чарнокитом был назван гиперстеновый гранит, лейкократовые компоненты которого представлены ми-

кроклин- или ортоклаз-пертитом и голубоватым кварцем. Позже Холланд (Holland, 1900) вводит понятие *чарнокитовая серия,* объединяющее гиперстенсодержащие породы от ультраосновных до кислых, постепенно переходящие друг в друга и связанные генетически.

На Украине чарнокиты впервые выделил В. И. Лучицкий (1910, 1927). Он указал на широкое развитие этих пород, описываемых ранее как граниты (и гранито-гнейсы), в бассейнах Южного Буга и Днестра. Несколько позже чарнокиты были выявлены в Ингуло-Ингулецком районе (Половинкина, 1931), а затем в Приазовье (Хмарук, Щербаков, 1965). Встречаются они и в Новоукраинском гранитном массиве (р. Черный Ташлык) (Магидович, 1964; Голуб, 1970), где раньше выделялись как *монцониты* и *кварцевые монцониты* (Безбородько, 1935а) или *гибридные пироксенсодержащие образования* (Половинкина, 1954).

П. И. Лебедев (Лучицкий, Лебедев, 1934) выделил на УЩ еще два района развития пород чарнокитовой серии: Волынский и Восточно-Приазовский. Чарнокитами он называл гиперстеновые габбро-сиениты и сиениты, принимающие участие в строении сложных плутонов: Коростенского и Приазовского. Аналогичные по составу породы встречаются и в Корсунь-Новомиргородском плутоне. Они описаны в главе «Магматические породы».

Чарнокиты не образуют сплошных однородных массивов, а залегают преимущественно в виде согласных пачек разной мощности среди мигматитов и розовых аплит-пегматоидных гранитов, чередуясь при этом с полосами пироксен-плагиоклазовых кристаллических сланцев, габбро-амфиболитов и габбро-норитов. Переходы между ними постепенные, часто с выделением переходных зон, представленных чарнокитами разных типов. В одних случаях можно наблюдать чарнокиты в виде пятнистых участков или полос среди преобладающей массы основных пород, а в других — последние сохраняются среди чарнокитов в виде реликтов или ксенолитов, придающих породе агматитоподобный облик. Подобные же взаимоотношения наблюдаются между чарнокитами и розовыми аплит-пегматоидными гранитами.

В некоторых районах (Приазовье, р. Тясмин, р. Сухой Ташлык) чарнокиты встречаются только в виде не-

больших останцов среди мигматитов амфиболитовой фации, в то время как в бассейнах Южного Буга и Днестра мощность слагаемых ими пачек (совместно с вмещающими породами) измеряется сотнями метров и даже первыми километрами.

Н. И. Безбородько (1925, 1926а, б; 1931, 1935б) первым детально исследовал район развития чарнокитовых пород в юго-западной части УЩ (в бассейнах Южного Буга и Днестра) и выделил эти породы в бугитовую серию, подчеркнув, что *бугиты* отличаются от пород чарнокитовой серии Холланда меньшим содержанием K_2O. Собственно чарнокитами Н. И. Безбородько называл только обогащенные K_2O разновидности гиперстеновых гранитов, считая их второстепенным периферическим членом бугитовой серии. Среди остальных представителей этой серии по степени обогащенности кремнекислотой выделялись сабаровиты (больше 70% SiO_2), эпибугиты (66—70% SiO_2), мезобугиты (58—66% SiO_2) и катабугиты (49—58% SiO_2).

Н. И. Безбородько считал бугиты и чарнокиты продуктами кристаллизации гибридной бугитовой магмы и ее сателлитов, возникающих вследствие проявления сложных процессов дифференциации магмы и ассимиляции ею осадочных и вулканогенных пород, слагающих кровлю гранитного батолита.

Позже чарнокиты Побужья изучали Л. Г. Ткачук (1940б), В. П. Костюк (1955), И. С. Усенко (1956), Э. Б. Наливкина (1964), М. Г. Равич (1967), И. Б. Щербаков (Ткачук, Усенко, Щербаков, 1966; Усенко, Щербаков, 1972). В результате этих исследований утвердилось представление о чарнокитах как продуктах метасоматической гранитизации и частичного анатексиса толщи метаморфических пород преимущественно основного состава. Остаются разногласия относительно природы последних. Они рассматриваются то как метаморфизованные основные туфы и продукты дезинтеграции основных эффузивов (Усенко, 1956), то как метаморфизованная толща осадочных пород глинистого, мергелисто-глинистого или грауваккового состава (Усенко, Щербаков, 1972) или, наконец, как существенно изверженные породы, представленные основными эффузивами и интрузивными образованиями габбро-перидотитовой формации (Наливкина, 1964; Усенко, Щербаков, 1972).

О. И. Слензак (1960), изучавший чарнокитовые породы Приднестровья, пришел к выводу, что они являются продуктами самопроизвольного преобразования (гранитизации) первичной космической земной коры в результате ядерных превращений породообразующих элементов и их диффузии сквозь кристаллические решетки минералов в направлении понижения химических потенциалов.

Физ. свойства чарнокитов: σ=2,44—3,09 (2,70), $\varkappa$=0—12 750 (1278), I_r=110—4878 (980) (Димитров, Фридман, 1965).

Сведений об изотопном возрасте чарнокитов Побужья нет. Возраст монацита из чарнокитоподобной породы восточного крыла Новоукраинской синклинали (р. Черный Ташлык, с. Вороновка) 2200 млн. лет (Древин и др., 1967). Принимая во внимание возраст цирконов из габбро-амфиболитов Гайворонского карьера (2400—2700 млн. лет; Щербак, Виноградов, 1969), подвергшихся чарнокитизации, И. С. Усенко и И. Б. Щербаков (1972) ориентировочно определяют время проявления последней 2100—2300 млн. лет назад, что совпадает с цифрой, полученной для чарнокитов р. Черного Ташлыка.

К. Е. Есипчук и Е. Б. Глевасский (1972), на основании геологических и петрологических данных, склоняются к мнению о значительном разрыве во времени между проявлением чарнокитизации и последующей мигматизации в условиях амфиболитовой фации, связывая их соответственно с архейским и протерозойским тектоно-магматическими циклами.

Чарнокит основный (Лучицкий, Кузнецов, 1936). Син.: гранитизированный основный кристаллический сланец, гранитизированный габбро-норит; катабугит (Безбородько, 1935б).

Темная, мелкозернистая до среднезернистой порода с массивной текстурой.

Структура гранобластовая с участками пойкилобластовой.

Мин. состав: плагиоклаз (№ 32—58) с небольшим количеством антипертитовых вростков, гиперстен, моноклинный пироксен; второстепенные минералы — кварц, биотит, роговая обманка; акцессории — апатит, циркон, магнетит.

Хим. состав (см. табл. 50).

Окаймляет останцы пироксен-плагиоклазовых кристаллических сланцев и габброидов, являясь продуктом начальной стадии их гранитизации.

Чарнокит антипертитовый (Лучицкий, Кузнецов, 1936; Наливкина, 1964). Син.: средний чарнокит; по Н. И. Безбородько, мезобугит.

Темно-серая, зеленоватая, а при выветривании коричневато-зеленоватая, массивная или нечеткополосчатая, среднезернистая, иногда до мелкозернистой, порода.

Структура гранобластовая с участками пойкилобластовой и ситовидной.

Мин. состав: плагиоклаз-антипертит (№ 27—40) 60—85, гиперстен 6—27, кварц до 12, биотит, иногда реликты роговой обманки и клинопироксена, изредка гранат; акцессории — магнетит, титаномагнетит, апатит, монацит, циркон.

Хим. состав (см. табл. 50).

Антипертитовый чарнокит окаймляет останцы пироксен-плагиоклазовых кристаллических сланцев, габброидов и ультрабазитов среди чарнокитовых пород; представляет собой продукт первой стадии их гранитизации (Наливкина, 1964).

Чарнокит антипертитовый, обогащенный кварцем (Наливкина, 1964). Син.: теневой эндербит, или антипертитовый эндербит (Равич, 1967), эпибугит (Безбородько, 1935б). Наиболее кислая разновидность *эпибугита* выделена Н. И. Безбородько под названием *сабаровит*.

Серая или темно-серая с характерным сиреневато-коричневым оттенком, среднезернистая порода с плохо выраженной полосчатой текстурой.

Структура гранобластовая с элементами гранулитовой, почти всегда нарушенная интенсивным катаклазом; р. з. 0,2—2,0 мм.

Мин. состав: плагиоклаз № 26—30, содержащий до 15% объема вростков ортоклаза, 45—60, кварц 25—48, гиперстен 2—10, роговая обманка до 3, биотит до 2, иногда гранат; акцессории — апатит, циркон, рудные минералы.

Хим. состав (см. табл. 50).

Широко развит на Побужье; обнажается и разрабатывается в карьерах на участках Сабаров — Винница, Гнивань — Браилов, в окрестностях с. Завалья, г. Гайворона и г. Первомайска. Эта разновидность чарнокита, пожа-

луй, наиболее распространенная, занимает промежуточное положение между бедным кварцем антипертитовым чарнокитом и обогащенным ортоклазом собственно чарнокитом. Э. Б. Наливкина (1964) считает, что обогащенный кварцем антипертитовый чарнокит, занимающий среднюю зону при переходе от основных пироксеновых пород к кислым, представляет собой одну из промежуточных стадий гранитизации пироксен-плагиоклазовых кристаллических сланцев и габброидов.

Чарнокит. Син.: собственно чарнокит, теневой чарнокит, кислый чарнокит, пироксеновый гранит, теневой гиперстеновый гранит (Безбородько, 1935б; Наливкина, 1964; Равич, 1967; и др.).

Серая или коричнево-серая с фиолетовым и зеленоватым оттенками, крупнозернистая, иногда пегматоидная, реже среднезернистая порода; текстура массивная.

Структура порфиробластовая с гранобластовой и гранулитовой основной тканью; порфиробласты ортоклаза составляют до 50% объема породы; р. з. основной ткани 0,3—1 мм.

Мин. состав: плагиоклаз-антипертит (№ 28—30) 12—60, ортоклаз-пертит 7—60, кварц 10—30, гиперстен до 3, биотит до 1, иногда гранат; акцессории — апатит, циркон, рудные минералы.

Хим. состав (см. табл. 50).

Образует расплывчатые пятна или линзы мощностью от 10—20 см до 1—2 м и более, мощные полосы с нечеткими границами среди антипертитовых чарнокитов Среднего Побужья и в зонах перехода их в розовые аплит-пегматоидные граниты. Э. Б. Наливкина (1964) связывает образование собственно чарнокитов с последней стадией высокотемпературной гранитизации основных и ультраосновных пород под воздействием богатых калием щелочных растворов. По мнению М. Г. Равича (1969), интенсивная фельдшпатизация теневых эндербитов, которая и привела к формированию кислых чарнокитов, была вызвана внедрением жил розовых аплит-пегматоидных гранитов.

Чарнокиты Приднестровья (Слензак, 1960; Венидиктов, 1970). По внешнему виду сходны с побужскими чарнокитами.

Структура гетерогранобластовая, пойкилобластовая, реакционная; наблюдаются реликты мелкозернистой

структуры пироксен-плагиоклазовых кристаллических сланцев.

Мин. состав: средний и кислый плагиоклаз-антипертит, иногда ортоклаз-пертит, кварц, гиперстен, биотит; второстепенные минералы — роговая обманка, клинопироксен (салит), иногда гранат; акцессории — апатит, циркон, монацит, анатаз, сфен, магнетит, титаномагнетит, сульфиды.

Чарнокиты размещаются в виде согласных пластовых тел мощностью до 400—500 м среди аплит-пегматоидных гранитов и гранат-биотитовых мигматитов. Сами чарнокиты вмещают линзовидные и пластовые тела пироксен-плагиоклазовых гнейсов и кристаллических сланцев, которые на отдельных участках преобладают, а чарнокиты образуют в них маломощные согласные или секущие прожилки и обособленные гнезда. Иногда на продолжении выклинивающихся линз чарнокитов в гнейсах и кристаллосланцах прослеживаются цепочки кристаллов полевых шпатов.

Чарнокиты Ингуло-Ингулецкого района (Половинкина, 1931, 1936а). Л. Г. Ткачук (1940б) и И. С. Усенко (1947а) описывали эти породы под названием *норитосиениты.*

Здесь установлены две разновидности чарнокитовых пород. Более основная описана под названием *ивановской породы.* Это массивная, зеленовато-черная, среднезернистая порода с отдельными вкрапленниками зеленоватого полевого шпата размером до 4—5 см.

Мин. состав: плагиоклаз-антипертит (№ 32—38), ортоклаз-пертит, дымчатый или черный кварц, гиперстен, роговая обманка, биотит; акцессории — циркон, апатит, рудный минерал.

Хим. состав (см. табл. 50).

Эта порода слагает отдельные участки в центральных частях двух гранитных массивов — Боковянского и Верблюжского, обнажаясь на правом берегу Боковеньки ниже с. Ивановки (откуда и название породы), выше по реке у Дендропарка и в б. Чабановой, а также по р. Верблюжке в с. Спасовом. Постепенно чарнокит сменяется мигматитами и порфировидными черноквацевыми гранитами.

Другая разновидность чарнокитовых пород описана под названием *биотит-гиперстеновый* и *биотит-гиперстен-*

роговообманковый гранит. Это темная красновато-бурая порода с порфировидными выделениями мясо-красного или коричневато-бурого полевого шпата (до 2—3 см) и дымчатого или даже черного кварца (до 0,5—1 см). Подчиненную роль играет более мелкозернистая разность буровато-серого цвета, в которой полевошпатовые выделения не крупнее 1 см и почти сливаются с основной тканью породы, а зерна кварца размером с горошину четко выделяются благодаря черному цвету.

Мин. состав: плагиоклаз (№ 22—27), частично с антипертитовыми врастками, микроклин-микропертит (реже ортоклаз), кварц, биотит, гиперстен и роговая обманка; акцессории — апатит, циркон и рудный минерал; вторичные минералы — серицит, хлорит, эпидот, бурые окислы железа.

Хим. состав (см. табл. 50).

Этой разновидностью чарнокитовых пород сложены центральные части Боковянского и Верблюжского массивов, к периферии которых чарнокиты сменяются биотитовыми и аляскитовыми, красными или розовыми, средне- и мелкозернистыми гранитами. Наиболее хорошо представлены чарнокиты последнего типа в Братолюбовском карьере и карьере с. Бокового.

В чарнокитах встречаются мелкие (до 10 см в поперечнике) ксенолиты пироксен-плагиоклазового кристаллического сланца, которые располагаются обычно скоплениями и имеют с вмешающими породами нечеткие границы. Чарнокиты рассечены жилами красного или красно-бурого гранита, местами переходящего в пегматит.

Ю. Ир. Половинкина (1936) считает описанные чарнокиты, как и красные граниты, продуктами кристаллизации палингенной магмы. Пестрота их состава определяется неоднородностью толщи, вовлекаемой в палингенез, разной степенью переплавления и ассимиляции древних кристаллических сланцев. Допускалась важная роль в образовании чарнокит-гранитных массивов *«гранитовых соков» — «ихора»,* по Седергольму.

По возрасту эти породы сопоставлялись с породами чарнокитовой серии Побужья и считались одними из наиболее древних магматических пород УЩ. Позже Л. Г. Ткачук (1940б) и И. С. Усенко (1947а), принимая

во внимание обогащенность чарнокитовых пород Ингуло-Ингулецкого района K_2O, отнесли их к норит-сиенитовому ряду коростенского интрузивного комплекса.

Радиометрический возраст черноквацевых гранитов Верблюжского массива (по монацитам) 2120—2200 млн. лет, а мелкозернистых гранитов Боковянского массива 1960—2090 млн. лет (Ивантишин и др., 1965). Это в комплексе с данными по особенностям химизма акцессорных монацитов дало основание для сопоставления чарнокит-монцонитовых и гранитоидных пород Верблюжского и Боковянского массивов соответственно с породами бердичевского и побужского комплексов (Щербак, 1970).

Чарнокитовые породы Мариупольского железорудного месторождения в Приазовье (Юрк и др., 1968; Глевасский, 1971; Ходюш, 1973; Есипчук, Глевасский, 1974) представлены антипертитовыми, реже кислыми чарнокитами.

Мин. состав антипертитовых чарнокитов (эндербитов): плагиоклаз (№ 37—46), содержащий до 9% вростков ортоклаза, 53—79, кварц 8—33, гиперстен 7—15, салит 4—12, биотит до 8, рудные до 3; акцессории — апатит, циркон, ортит.

Мин. состав кислых чарнокитов: плагиоклаз-антипертит (№ 30—35) 38—78, ортоклаз-пертит 5—37, кварц 9—31, гиперстен 3—13, биотит до 6, рудные до 5, встречаются салит и роговая обманка; акцессории — апатит, циркон, ортит.

Чарнокитами обычно окаймляются пачки и линзы пироксен-плагиоклазовых кристаллических сланцев, залегающих в виде реликтовых останцов среди биотитовых мигматитов и гранито-гнейсов; иногда же они образуют в кристаллосланцах согласные и секущие прожилки. Антипертитовые и кислые чарнокиты располагаются вокруг останцов пироксен-плагиоклазовых кристаллосланцев зонально, фиксируя участки разной (увеличивающейся к периферии) степени их гранитизации. Через клинопироксен-амфибол-биотитовые и амфибол-биотитовые разности они постепенно сменяются биотитовыми мигматитами и гранито-гнейсами.

Гиперстенсодержащие породы, аналогичные по составу кислым чарнокитам, образуются также при гранитизации пироксен-магнетитовых кварцитов и железисто-силикатных кристаллических сланцев. От истинных чар-

нокитов, являющихся продуктами гранитизации пироксен-плагиоклазовых кристаллосланцев, они отличаются повышенным содержанием магнетита (до 15%), более высокой железистостью пироксенов, иногда наличием граната.

Чарнокиты Западного Приазовья (Хмарук, Щербаков, 1965; Усенко, Щербаков, 1972) характеризуются преобладанием диопсида над гиперстеном, большим развитием роговой обманки, биотита и калиевого полевого шпата.

Наиболее часто встречаются в бассейне Токмака. Такие же породы известны в Центральном и Восточном Приазовье (бассейны Берды, Кальчика и Кальмиуса).

Судя по минеральным парагенезисам, приазовские чарнокиты образовались в менее высокотемпературных условиях, чем побужские и приднестровские.

Гранито-гнейсы

В конце XIX — начале XX веков этот термин был довольно распространенным у геологов, изучавших строение УЩ. Гранито-гнейсами (или гнейсо-гранитами) назывались кристаллические породы гранитного состава с неоднородной гнейсовидной текстурой, близкой к слоистой (Феофилактов, 1851; Гуров, 1880; Миклухо-Маклай, 1889; Лучицкий, 1912; Чирвинский, 1922; и др.). Оба термина употреблялись, как правило, в одном значении.

Н. И. Безбородько (1930) предложил четко разграничить эти термины, вкладывая в них не только морфологическое, но и петрогенетическое содержание. *Гнейсо-гранитами* он называет граниты с неоднородной, слоистой текстурой; это породы магматического происхождения, а специфическая текстура обусловлена разными причинами (одностороннее давление, течение магмы, ее дифференциация, ассимиляции вмещающих пород). В зависимости от роли определенных факторов в их петрогенезисе среди гнейсо-гранитов различались *динамограниты, флюксограниты, схистограниты и тениограниты.*

Гранито-гнейсы в понимании Н. И. Безбородько — это смешанные, гибридные породы, в составе которых преобладает первичный гнейсовый субстрат при подчиненной роли инъекционного гранитного материала. Среди них предлагалось различать *мигматиты* (содержащие 35—

65% гнейсового субстрата) и *инъекционные гнейсы* (гнейса больше 65%).

После этого термин гранито-гнейс украинские геологи практически перестали применять. Он был полностью вытеснен термином *мигматит,* который, к сожалению, вскоре стал употребляться не в том значении, которое вкладывал в него Н. И. Безбородько, а в значительно более широком, аналогичном прежнему (дореволюционному) значению термина гранито-гнейс.

В последнее время термин гранито-гнейс некоторые украинские геологи стали использовать для выделения из группы ультраметаморфических пород разновидностей, занимающих промежуточное положение между мигматитами и гранитами. Для них характерна нечеткая полосчатая текстура; в отличие от мигматитов субстрат и жильный материал не обособлены.

Гранито-гнейсы — это в большинстве случаев гранитизированные гнейсы, хотя иногда они могут образоваться и в процессе гранитизации пород другого исходного состава (сланцев, амфиболитов и др.).

Гранито-гнейсы на УЩ развиты чрезвычайно широко, практически повсеместно. Часто они сменяются мигматитами и вмещают разные по размерам, нередко довольно крупные реликты гнейсов, амфиболитов и других метаморфических пород. Наблюдаются также постепенные переходы гранито-гнейсов в автохтонные (неперемещенные) граниты.

Термином гнейсо-гранит можно пользоваться для обозначения разгнейсованных гранитов, а также разновидностей их с ориентированной текстурой, обусловленной процессами, сопровождающими кристаллизацию магмы.

ЛИТЕРАТУРА

Агафонова Т. Н. Из истории лабрадора. — Сб. научн. работ НИС КГУ. 1967, № 3.

Айнберг Л. Ф. Роговые обманки из Мариупольского щелочного массива. — Изв. Гл. геол.-развед. упр., 1930, т. 19, № 5.

Айнберг Л. Ф. Приазовский щелочной массив.— Труды Всесоюз. геол.-развед. объединения, 1933, вып. 196.

Армашевский П. Я. О некоторых кристаллических породах Овручского уезда Волынской губернии. — Зап. Киевск. об-ва естествоиспытателей, 1887, т. 8, вып. 1—2.

Аршинов В. В., Меренков Б. Я. О некоторых горных породах Кривого Рога и их возможном применении в промышленности. — Труды Ин-та прикл. минералогии и металлургии, 1928, вып. 38.

Бабков Ю. Б. и др. Стратиграфическая схема докембрийских образований Украинского щита. — Геол. журн., 1970, т. 30, вып. 4.

Бабчук Ф. Г. та ін. Тектонічна структура Українського щита. — Геол. журн., 1966, т. 36, вип. 4.

Багдасарян Г. П., Лебединский В. И. Новые данные об абсолютном возрасте магматических пород Горного Крыма. — ДАН СССР, 1967, т. 173, № 1.

Бакланов Н. И., Бакланова В. В. О физических свойствах горных пород Криворожья.— Геофиз. сб. АН УССР, 1968, вып. 24.

Бакланов Н. И. и др. О некоторых особенностях петрофизической характеристики пород района Сурских магнитных аномалий. — В кн.: Новые геофизические исследования на Украине. Киев, «Наукова думка», 1969.

Бакланов Н. И. и др. О физических свойствах горных пород докембрия Верховцевского района. — В кн.: Материалы геофизических исследований на Украине. Киев, «Наукова думка», 1972.

Бартошевский В. И. Щелочные породы Волыни и их связь с рапакиви. Изд-во Киевск. ун-та, 1955.

Бартошевский В. И. Вулканические породы Волыно-Подольской плиты.— В кн.: Геология СССР, т. 5, М., Госгеолтехиздат, 1958.

Батиевский Б. А. и др. Об амфиболитизированных диабазовых порфиритах из кристаллических образований бассейна р. Рось. — Геол. журн., 1972, т. 32, вып. 6.

Безбородько Н. И. Контактовые взаимоотношения гранитов и гнейсов в связи с изучением этих пород вдоль побережья Днепра (Новогеоргиевск — Никополь). Лубны, 1918.

Безбородько М. І. Зональні ксеноліти. — Труди Укр. наук.-дослід. геол. ін-ту, 1922, т. 3.

Безбородько Н. И. Явления ассимиляции и инъекционного метаморфизма на Подолии. — Изв. Уральск. политехн. ин-та, 1925, т. 4, ч. 1—2.
Безбородько М. І. Кристалічні породи Київщини і Поділля, узбережжів Дніпра і Буга. — Наук. зап. Київськ. наук.-дослід. кафедри, 1926 а, т. 3, вип. 2 (геол.).
Безбородько Н. И. Кристаллические породы окрестностей Винницы. — II Всесоюз. съезд геологов. Геол. путеводитель. Киев, 1926 б.
Безбородько Н. И. Гранатовые мигматиты Подолии и гибридизированные граниты юга Волыни. — Зап. Киевск. об-ва естествоиспытателей, 1928 а, т. 28, вып. 3.
Безбородько М. І. Терен мігматизації на лівобережжі України та ортитовий граніт с. Салтичії на Маріупольщині. — Труди Укр. наук.-дослід. геол. ін-ту, 1928 б, т. 2.
Безбородько М. І. Українська кристалічна смуга та корисні копалини України. — Вісн. Укр. відділ. Геол. ком., 1929 а, вип. 12.
Безбородько М. І. Граніти Волині та їх пегматити.— Вісн. Укр. відділ. Геол. ком., 1929 б, вип. 13.
Безбородько М. І. Динамограніти, схістограніти, теніограніти та споріднені новоутворення.— Труди Укр. наук.-дослід. геол. ін-ту, 1930, т. 4.
Безбородько Н. И. К петрогенезису темноцветных пород Подолии и сопредельных районов. — Труды Минер. музея АН СССР, 1931, т. 1.
Безбородько М. І. Монцоніти України. — Труди Ін-ту геол. наук ВУАН, 1932, т. 5.
Безбородько Н. И. Монцонитовый ряд и монцониты Украины.— Труды Петрогр. ин-та АН СССР, 1935 а, вып. 5.
Безбородько М. І. Петрогенезис і петрогенетична карта кристалічної смуги України.— Київ, Вид-во УАН, 1935 б.
Безпалько Н. А. Біотитовий граніт верхньої течії р. Перга (Волинь). — Геол. журн., 1965, т. 25, вип. 4.
Безпалько Н. А. Петрографія і акцесорні мінерали гранітів та метасоматитів Північної Волині.— Київ, «Наукова думка», 1970.
Безпалько Н. А. Граніти, основні породи та метасоматити Сущано-Пержанської зони. — В кн.: Стратиграфія УРСР. Докембрій. Київ, «Наукова думка», 1972.
Беланов В. М., Индутный В. Ф. Характеристика физических свойств кристаллических пород северо-западной части Украинского щита. — Геофиз. сб. АН УССР, 1964, вып. 9 (11).
Белевцев Я. Н. Краткая классификация пород Кривого Рога.— Горн. журн., 1941, № 4.
Белевцев Я. Н. Классификация и условные обозначения пород Кривого Рога. — Изд. Криворож. геол.-развед. треста, 1945.
Белевцев Я. М., Горошников Б. І. Про генезис карнаватської породи з Кривого Рогу. — Геол. журн., 1960, т. 20, вип. 6.
Белевцев Я. М., Прус А. К. Основні етапи геологічного розвитку Українського щита. — Геол. журн., 1962, т. 22, вип. 5.
Белевцев Я. М. та ін. Про деякі особливості порід залізорудної формації докембрію у зв'язку з питанням їх номенклатури. — Геол. журн., 1956, т. 16, вип. 3.

Белевцев Я. Н. и др. Геология Криворожских железорудных месторождений.— Киев, Изд-во АН УССР, 1962.
Белевцев Я. Н. и др. О стратиграфии и структуре центральной части Украинского щита. — Геол. журн., 1972, т. 31, вып. 2.
Бельский С. В. К петрографии Волыни. — Труды об-ва исследователей Волыни, 1910.
Берзенина Э. Ф. Парагенетический анализ кордиеритсодержащих пород Ингульской гнейсовой полосы (юго-восточная часть Кировоградского блока). — Геол. журн., 1970, т. 30, вып. 4.
Бернадська Л. Г. Вулканіти Ровенської області.— Київ, Вид-во АН УРСР, 1958.
Бернадская Л. Г. Вулканические породы Днепровско-Донецкой впадины.— Киев, Изд-во АН УССР, 1961.
Бернадская Л. Г., Усенко И. С. Дайково-эффузивные формации Украины.— В кн.: Геохронология докембрия Украины. Киев, «Наукова думка», 1965.
Бетехтин А. Г. Курс минералогии. М., Госгеолтехиздат, 1952.
Блюмель В. И. Пеликанитовый гранит. — Горн. журн., т. 3, вып. 8, 1871.
Бобровник Д. П. О полевых шпатах из мигматитов Побужья и окрестностей г. Бердичева. — Минер. сб. Львовск. геол. об-ва, 1952, № 6.
Бобровник Д. П. Кристаллический известняк окрестностей ст. Гнивань Винницкой области. — Зап. Всесоюз. минер. об-ва, 1953, т. 82, вып. 4.
Богацкая И. В., Дранник А. О. Збраньковская осадочно-эффузивная формация. — В кн.: Петрография докембрия Русской платформы. Киев, «Наукова думка», 1970.
Богданов А. А. Основные черты тектоники Восточных Карпат.— Сов. геол., 1949, № 40.
Бойко А. К. О стратиграфии домезозойского метаморфического комплекса Раховского массива Восточных Карпат.— Изв. вузов, геология и разведка, 1965, № 4.
Бойко А. К. Доверхнепалеозойский комплекс северо-западного окончания Мармарошского массива (Восточные Карпаты). — Изд-во Львовск. ун-та, 1970.
Бойко В. Л. Залізисто-кременисті породи Чортомлицької смуги. — В кн.: Питання геохімії, мінералогії і петрографії. Київ, Вид-во АН УРСР, 1963.
Бойко В. Л. Геология осадочно-вулканогенных формаций Украинского щита. — Киев, «Наукова думка», 1967.
Бойко В. Л. Чортомлицько-Солонівський район. — В кн.: Стратиграфія УРСР. Докембрій. Київ, «Наукова думка», 1972.
Бойко В. Л., Полетаева Л. Н. Металлоносность токовских гранитов. — В кн.: Вопросы геохронологии, минералогии, петрологии и рудообразования. Киев, «Наукова думка», 1970.
Болюбах К. А. Глибинна будова центральних районів Українського щита. — Київ, «Наукова думка», 1972.
Бондарчук В. Г. Тектонічний поділ Радянських Східних Карпат. — Геол. журн., 1954, т. 14, вип. 2.
Бондарчук В. Г. Геологія України.— Київ, Вид-во АН УРСР, 1959.

Бондарчук В. Г., Булаховський М. П. Донецька складчата споруда. — В кн.: Тектоніка території УРСР та МРСР. Київ, Вид-во АН УРСР, 1959.
Бордунов І. Н. Ороговиковані туфіти в розрізі саксаганської серії порід Кременчуцької аномалії. — Геол. журн., 1959, т. 19, вип. 6.
Бордунов І. Н. Про залізисті роговики метабазитової серії в зв'язку з питанням генезису та металлогенії вулканогенно-осадочних формацій Кременчуцького району. — Геол. журн., 1962, т. 22, вип. 1.
Бордунов И. Н. Геология Кременчугского железорудного района. — Киев, «Наукова думка», 1964.
Бордунов И. Н. Геология осадочно-вулканогенных формаций Кременчугского района. — В кн.: Геология осадочно-вулканогенных формаций Украинского щита. Киев, «Наукова думка», 1967.
Бордунов І. Н. Криворізька серія. Кременчуцький район. — В кн.: Стратиграфія УРСР. Докембрій. Київ, «Наукова думка», 1972.
Бураковский В. Е. и др. Тектоническая карта УССР и МССР. — Геол. журн., 1970, т. 30, вып. 5.
Бутурлинов Н. В., Куликовский В. К. Краткая петрографическая характеристика изверженных пород юго-западных районов Донбасса. — Труды Донецкого политехн. ин-та, сер. геол., 1959, т. 37, вып. 2.
Бутурлинов Н. В., Панов Б. С. Об изверженных породах и рудной минерализации Донецкого бассейна. — Зап. Всесоюз. минер. об-ва, сер. 2, 1959, ч. 88, вып. 4.
Бутурлинов Н. В. и др. Некоторые особенности распределения микроэлементов в герцинских изверженных породах Донбасса.— Геол. журн., 1968, т. 28, вып. 2.
Бутурлинов Н. В. и др. Андезит-трахиандезитовый комплекс Донбасса и особенности его формирования.— Геол. журн., 1972а, т. 32, вып. 6.
Бутурлинов Н. В. и др. Геологическое строение, вулканизм и металлоносность зоны сочленения Донецкого кряжа с Приазовским блоком Украинского щита. — В кн.: Платформенные структуры обрамления Украинского щита. Киев, «Наукова думка», 1972 б.
Бухарев В. П. О пугачевской свите протерозоя северо-западной части Украинского щита.— Геол. журн., 1969а, т. 29, вып. 3.
Бухарев В. П. Ультрабазиты Коростенского плутона. — Геол. журн., 1969б, т. 29, вып. 6.
Бухарев В. П. К вопросу о положении острівских гранитов в стратиграфической схеме Украинского щита. — Геол. журн., 1972, т. 32, вып. 2.
Бухарев В. П. Ефузивні породи Коростенського плутону. — ДАН УРСР, сер. Б, 1973, № 9.
Бухарев В. П., Колосовская В. А. О строении анортозитовых массивов в северо-западной части Украинского щита. — Геол. журн., 1973, т. 33, вып. 2.
Вадимов Н. Т. Комплекс пироксено-плагиоклазовых гнейсов Побужья и их мигматитов с породами чарнокитовой формации

и аплито-пегматоидными гранитами. — В кн.: Геология СССР, т. 5, М., Госгеолтехиздат, 1958 а.
Вадимов Н. Т. Хащевато-Завальевский комплекс графитовых гнейсов и мраморов. — В кн.: Геология СССР, т. 5, М., Госгеолтехиздат, 1958 б.
Вальтер А. А. Ассоциация минералов в эвлизите Мариупольского железорудного месторождения (Приазовье). — Минер. сб. Львовск. ун-та, 1970, т. 24, № 3.
Вальтер А. А., Єрьоменко Г. К. До мінералогії нефелінових порід південної частини Українського кристалічного щита. — В кн.: Матеріали з мінералогії України, вип. 2. Київ, Вид-во АН УРСР, 1961.
Вальтер А. А., Рябенко В. А. Петрографические признаки ударно-метеоритного происхождения Ильинецкой структуры (Винницкая обл.). — Геол. журн., 1973, т. 33, вып. 6.
Венідіктов В. М. Лептити і аляскітові граніти Придністров'я. — ДАН УРСР, сер. Б, 1969, № 9.
Венидиктов В. М. Докембрийские гранитоидные породы Приднестровья. — Геол. журн., 1970, т. 30, вып. 3.
Венидиктов В. М. К вопросу о происхождении розовых аплито-пегматоидных гранитов юго-западной части Украинского щита. — Геол. журн., 1974, т. 34, вып. 2.
Веремьев П. С. Физические свойства кристаллических образований Среднего Побужья. — Геофиз. сб. АН УССР, 1965, вып. 1 (12).
Вильямс Х. и др. Петрография. Введение в изучение горных пород в шлифах. М., ИЛ, 1957.
Винклер Г. Генезис метаморфических пород. М., «Мир», 1969.
Виноградов Г. Г. Про генезис піроксено-плагіоклазових гнейсів Середнього Побужжя. — Геол. журн., 1965, т. 25, вип. 2.
Виноградов Г. Г. О генезисе пироксеновых гнейсов и некоторых вопросах стратиграфии докембрия Среднего Побужья. — В кн.: Петрография докембрия Русской платформы. Киев, «Наукова думка», 1970.
Виноградов Д. П. Граниты малых интрузий Приазовья. — Труды Лаборатории геологии докембрия АН СССР, 1964, вып. 19.
Виноградов Е. А. Пертитовые прорастания в полевых шпатах из пегматитовых жил р. Ингула. — Науч. зап. Днепропетровск. ун-та, 1940, т. 17, вып. 1.
Власенко А. В. Петрографические исследования в районе среднего течения р. Берды и ее притоков. — Труды Донецкого горн. техникума, 1925, № 1.
Войновский А. С. Новые данные о составе и стратиграфическом разрезе метабазитовых толщ Кременчугского района. — Геол. журн., 1970, т. 30, вып. 1.
Войновский А. С. О характере контакта пород нижней свиты криворожской серии с плагиогранитами в Кременчугском районе. — Геол. журн., 1972, т. 32, вып. 2.
Вялов О. С. Краткий очерк истории развития Восточных Карпат и сопредельных областей. — Труды Львовск. геол. об-ва, сер. геол., 1953, вып. 3.
Гаврусевич Б. А. Проблема генезиса пеликанитов Украины. — Труды Минер. ин-та АН СССР, 1931, вып. 1.
Гаврусевич Б. А. О геохимико-генетических типах пегматитов

Правобережной Украины. — Труды Ломоносовск. ин-та, 1933, вып. 2.
Галецкий Л. С. Новый тип апогранитов. — Геол. журн., 1970, т. 30, вып. 6.
Герасимов Ю. Г. и др. Распределение кларков урана в пределах Украинского кристаллического щита. — Геофиз. сб. АН УССР, 1964, вып. 9 (11).
Гершойг Ю. Г. Карбонатные породы Кривого Рога.— Минер. сырье, 1934, № 3.
Гершойг Ю. Г., Каплун Ю. Я., Про кислі ефузиви Кривого Рогу та їх місце в стратиграфічному розрізі району. — ДАН УРСР, сер. Б, 1973, № 5.
Гинзберг А. С. К петрографии Приазовской кристаллической полосы.— Изв. СПБ политехн. ин-та, 1916, т. 25.
Гінтов О. Б. Будова центральної частини Голованівської структурної зони за геолого-геофізичними даними. — Геол. журн., 1969, т. 29, вып. 3.
Гинтов О. Б. О докембрийском разрезе Первомайско-Голованевского района Среднего Побужья. — Геол. журн., 1972, т. 32, вып. 4.
Гладкий В. Н. Порфировидные граниты Каменных Могил и Екатериновки на Приазовье. — В кн.: Геология СССР, т. 5. М., Госгеолтехиздат, 1958.
Глевасский Е. Б. Петрогенезис обогащенных магнетитом массивных железистых кварцитов Мариупольского железорудного месторождения. — В кн.: Вопросы геохимии, минералогии, петрологии и рудообразования. Киев, «Наукова думка», 1970.
Глевасский Е. Б. и др. Петрография и генезис железисто-силикатных сланцев Приазовья.— В кн.: Рудообразование и металлогения. Киев, «Наукова думка», 1971.
Глевасский Е. Б. и др. Пироксены метаморфических пород Приазовья. — Геол. журн., 1973, т. 33, вып. 1.
Гнатив Г. М. О гранате из гранат-пироксен-плагиоклазовых пород Западной Волыни. — Минер. сб. Львовск. геол. об-ва, 1960, № 14.
Голуб Е. Н. О чарнокитах Новоукраинского массива. — В кн.: Вопросы геохимии, минералогии, петрологии и рудообразования. Киев, «Наукова думка», 1970.
Голубєв В. А. та ін. Про метеоритно-вибухове походження Бовтиської западини на Кіровоградщині. — ДАН УРСР, сер. Б, 1974, № 1.
Гольдшмидт В. М. Законы ассоциации минералов с точки зрения правила фаз. — В кн.: Основные идеи геохимии. М., Госгеолтехиздат, 1933.
Горошніков Б. І. Про деякі приклади колотріщинного метасоматозу в породах півдня Саксаганської смуги Кривого Рогу. — В кн.: Питання геології і петрогенезу УКМ і суміжної території. Київ, Вид-во АН УРСР, 1958.
Горошников Б. И. Петрография высокоглиноземистых кристаллических пород докембрия Украины. — Киев, «Наукова думка», 1971.
Гречишников Н. П. и др. Особенности внутреннего строения и история развития Кировоградской зоны разломов.— Геол. журн., 1969, т. 29, вып. 1.

Гречишникова З. М. Щелочные метасоматиты Садковской зоны разломов (северо-запад Украинского щита). — Геол. журн., 1970, т. 30, вып. 4.
Гречишникова З. М., Чистякова Т. А. Геохимические особенности гранитоидов северо-западной части Украинского щита. — Геол. журн., 1972, т. 32, вып. 2.
Грубенман У., Ниггли П. Метаморфизм горных пород. М., Геолразведиздат, 1933.
Гудзенко Г. Ф., Доброхотов М. Н. Белозерская железисто-кремнистая формация и ее сопоставление с аналогичными формациями других районов Приднепровья. М., «Недра», 1964.
Гудзенко Г. Ф., Сидорова Т. А. Форстеритовые огнеупоры из веселянского талькомагнезита. — Сб. науч. трудов Всесоюз. науч.-исслед. ин-та огнеупоров, 1958, вып. 2 (49).
Гуров А. В. Геологический очерк кристаллических пород в Мариупольском и Бердянском уездах. — Зап. об-ва испытателей природы при Харьковск. ун-те, 1880, № 14.
Данилович Ю. Р. Метаморфизм домезозойских кристаллических сланцев Раховского массива (Карпаты). — Киев, «Наукова думка», 1970.
Двойченко П. А. Геологическое наблюдение и обследование месторождений полезных ископаемых Таврии в области Украинской кристаллической полосы летом 1923 г. — Изв. Укр. отделения Геол. ком., 1925, вып. 5.
Димитров Г. Х. Петрофизическая характеристика и генезис силлиманитсодержащих пород Среднего Побужья. — В кн.: Петрография докембрия Русской платформы. Киев, «Наукова думка», 1970.
Димитров Г. Х., Фридман Н. Ф. О физических свойствах пород докембрия Среднего Приднестровья. — Геофиз. сб. АН УССР, 1965, вып. 1 (12).
Дир У. А. и др. Породообразующие минералы. Т. 1—5. М., «Мир», 1966.
Дмитриев Э. В. и др. О характеристике толщи пород нижней свиты криворожской серии. — Геол. журн., 1973, т. 33, вып. 4.
Добрецов Н. Л. и др. Фации регионального метаморфизма СССР. — Объясн. зап. к «Карте метаморфич. фаций СССР». Новосибирск, «Наука», 1966.
Добрецов Н. Л. и др. Фации метаморфизма. М., «Недра», 1970.
Доброхотов М. Н. Геология железисто-кремнистых формаций Кременчугского района. — В кн.: Геология железисто-кремнистых формаций Украины. Киев, «Наукова думка», 1959.
Доброхотов М. Н. Геология и железорудные месторождения Кременчугского района. М., «Недра», 1964.
Доброхотов М. Н. Стратиграфия раннего докембрия и начальные этапы геологического развития Украинского щита. — В кн.: Проблемы осадочной геологии докембрия, вып. 2. М., «Недра», 1967.
Додаток А. Д. и др. Геология, минералогия и условия образования коры выветривания ультрабазитов южной части Среднего Побужья. — В кн.: Вопросы геологии и минералогии рудных месторождений, вып. 2. М., «Недра», 1966.

Доморацкий Н. А. К вопросу классификации и генезиса кислых жильных пород южной части Украинской кристаллической полосы.— Изв. Днепропетровск. горн. ин-та, 1957, т. 29.
Дранник А. С., Богацкая И. В. Новые данные о составе, строении и стратиграфическом положении докембрийской овручской эффузивно-осадочной серии.— В кн.: Проблемы осадочной геологии докембрия, вып. 2. М., «Недра», 1967.
Древин А. Я. Структура, стратиграфия докембрия Среднего Побужья и поисковые критерии на силикатный никель. — Автореф. канд. дис., Киев, 1966.
Древин А. Я. Опыт изучения докембрия Среднего Побужья на основе литолого-структурного метода. — В кн.: Проблемы осадочной геологии докембрия, вып. 2, М., «Недра», 1967.
Древин А. Я. и др. Расчленение докембрия юго-западной части Украинского щита по геологическим и радиологическим данным. — В кн.: Вопросы датирования древних катархейских геологических образований и основных пород. М., «Наука», 1967.
Дубяга Ю. Г. Завальско-Хащеватский комплекс изверженных темноцветных пород и хромитовые пироксениты. — Докембрий УССР, сб. № 1, 1937.
Дубянский В. В. Об овручских песчаниках.— Зап. Киевск. обва естествоиспытателей, т. 20, вып. 1.
Дьячкова А. Я. и др. Упругие свойства метаморфических пород Криворожского бассейна. — Геофиз. сб. АН УССР, 1966, вып. 17.
Егоров Н. А. и др. Рудные ресурсы Украины. Киев, «Наукова думка», 1964.
Елисеев Н. А. Метаморфизм. М.— Л., «Недра», 1963.
Елисеев Н. А. и др. Метасоматиты Криворожского рудного пояса. М.— Л., Изд-во АН СССР, 1961.
Елисеев Н. А. и др. Протерозойский интрузивный комплекс Восточного Приазовья. Л., «Наука», 1965.
Елисеева Г. Д. и др. Свинцово-изохронный возраст карбонатных пород Побужья. — Тез. докл. XVIII сессии Комиссии по опред. абс. возраста геол. формаций. М., 1973.
Ершов В. А. Ультраосновные породы Украины и связанные с ними полезные ископаемые.— XXI сесс. МГК, пробл. 13. М., Изд-во АН СССР, 1960.
Єрьоменко Г. К., Єрьоменко Є. І. Метакарбонатні контактові роговики Аюдагу. — ДАН УРСР, сер. Б, 1972, № 7.
Єсипчук К. Ю. Анатектичні лейкодіорити в археї Західного Приазов'я. — Геол. журн., 1966, т. 26, вип. 4.
Есипчук К. Е. О генезисе глыбовых мигматитов Западного Приазовья. — Сб. науч. работ НИС КГУ, 1967, № 3.
Есипчук К. Е., Глевасский Е. Б. Гранитизация в докембрии Приазовья.— Тез. докл. II петрогр. совещ. по Европ. части СССР. Воронеж. 1972.
Есипчук К. Е., Глевасский Е. Б. Гранитизация основных и железисто-кремнистых пород Приазовья. — Геохимия и рудообразование. 1974, вып. 4.
Єсипчук К. Ю., Кравченко Г. Л. Про рогові обманки із амфібол-біотитових гнейсів Приазов'я. — ДАН УРСР, сер. Б. 1971, № 10.

Етінгоф І. М. Про тектоніку докембрію в Інгуло-Інгулецькому районі. — Геол. журн., 1969, т. 29, вип. 1.
Жуков Г. В. Карбонатні та графітові породи залізорудного комплексу Західного Приазов'я. — ДАН УРСР, 1956, № 5.
Жуков Г. В. Геология железисто-кремнистых формаций Западно-Приазовского района.— В кн.: Геология железисто-кремнистых формаций Украины. Киев, Изд-во АН УССР, 1959.
Жуков Г. В., Глеваський Є. Б. Теригенна формація Приазовського кристалічного масиву.— Геол. журн., 1968, т. 28, вип. 6.
Жуков Г. В., Настенко А. А. Геология железисто-кремнистых формаций Гуляйпольского района. — В кн.: Геология железисто-кремнистых формаций Украины. Киев, Изд-во АН УССР, 1959.
Жуков Г. В. и др. Об открытии фосфатной минерализации в Западном Приазовье. — Геол. журн., 1973, т. 33, вып. 5.
Жуковський К. А. Піропілітові сланці УРСР. — Вісті АН УРСР, 1934, № 4.
Жуковський К. А. Месторождения пирофиллитовых сланцев УССР. — Минеральное сырье, 1936, № 1.
Заварицкий А. Н. Изверженные горные породы. М., Изд-во АН СССР, 1956.
Закревська А. В. Геологічні досліди на північно-східній частині Волинського Полісся. — Труди Укр. геол. ін-ту, 1928, т. 2.
Зарицкий А. И. и др. О докарбоновом возрасте щелочных санидин-анортоклазовых габброидов Восточного Приазовья (Покрово-Киреевская структура).— Изв. АН СССР, сер. геол., 1966, № 9.
Зеленко О. Ю. Про графітові родовища м. Хащуватого, с. Мовчанівки, с. Кошари — Олександровські, с. Капітанівки та деяких інших на Поділлі та Одещині.— Вісн. Укр. відділення Геол. ком., 1925, вип. 6.
Злобенко В. Г., Злобенко І. Ф. Про походження і стратиграфічне положення порфіробластових полімігматитів басейну середньої течії р. Саксагані. — Геол. журн., 1962, т. 22, вип. 1.
Иваницкий И. И. Геогностическое описание Мариупольского округа. — Горн. журн., 1833, № 10.
Ивантишин М. Н. Комплекс гранато-биотито-кордиеритовых гнейсов Подолии и чудново-бердичевские граниты. — В кн.: Геология СССР, т. 5. М., Госгеолтехиздат, 1958.
Івантішін М. М. Акцесорні рідкісні мінерали та розсіяні елементи в гранітах і пегматитах Українського кристалічного щита.— Київ, Вид-во АН УРСР, 1960.
Ивантишин М. Н. Ингулецкий срединный массив. — В кн.: Геохронология докембрия УССР. Киев, «Наукова думка», 1965.
Ивантишин М. Н., Куц В. П. Геологические формации Приазовья.— В кн.: Геохронология докембрия Украины. Киев, «Наукова думка», 1965.
Ивантишин М. Н. и др. Пьезокварцевые пегматиты Волыни. — Киев, Изд-во АН УССР, 1957.
Ивантишин М. Н. и др. Абсолютный возраст гранитоидов Верблюжского и Боковянского массивов. — Труды XI сессии Комиссии по определению абс. возраста геол. формаций. М., Изд-во АН СССР, 1963.

Іщенко Д. І. Про карбонатні породи верхньої світи Кривого Рогу. — Геол. журн,. 1956, т. 16, вип. 2.
Кабанов В. Г., Скаржинский В. И. Об ультраосновных породах и карбонатитах Федоровского массива на юго-западной окраине Донбасса. — Геол. журн., 1973, т. 33, вып. 5.
Кадастр мінеральних ресурсів УРСР (рудна і нерудна сировина для чорної металургії). Київ, «Наукова думка», 1971.
Казаков Л. Р. Петрографічні особливості плагіогранітів у Чивчинських горах. — Геол. журн., 1963, т. 23, вип. 4.
Каляев Г. И. Тектоника докембрия Украинской железорудной провинции. Киев, Изд-во АН УССР, 1965.
Каляев Г. И., Вербицкий В. Н. Состав и структурно-формационное положение гнейсовой толщи Приингулья. — Геол. журн., 1968, т. 28, вып. 3.
Каляев Г. И., Снежко А. М. Новые данные по стратиграфическому положению криворожской серии. — Геол. журн., 1973, т. 33, вып. 6.
Каляєв Г. І. та ін. Тектоніка Українського щита. Київ, «Наукова думка», 1972.
Каниболоцкий П. М. Петрогенезис пород и руд Криворожского железорудного месторождения. Изд-во Черновицк. ун-та, 1946.
Каныгин Л. И. К вопросу о формационной принадлежности Мариупольского железорудного месторождения. — Геол. журн., 1973, т. 33, вып. 2.
Каныгин Л. И. и др. О перспективах выявления метаморфогенных месторождений марганца и фосфатов в докембрийских карбонатных толщах Приазовья. — Геол. журн., 1969, т. 29, вып. 4.
Кармазін П. С. Про виверженні породи в Амвросіївському районі Донбасу. — Геол. журн., 1969, т. 29, вип. 4.
Карпинский А. П. Анамезит в Европейской России. — Научн.-истор. сб. СПб. Горн. ин-та, 1873.
Карпинский А. П. Сообщение о базальтовой породе в Ровенском уезде Волынской губернии.— Труды об-ва естествоиспытателей. 1874, т. 5, № 2.
Карпинский А. П. Замечания о характере дислокаций пород в южной половине Европейской России. — Горн. журн., 1883, т. 3, № 9.
Келль Г. Г. Зеленское графитовое месторождение. — Материалы по прикладной и общей геологии, 1923, № 49.
Кіктенко В. П. та ін. Деякі геохімічні особливості ультраосновних порід р. Мокрої Московки (Середнє Придніпров'я). — ДАН УРСР, сер. Б. 1972, № 2.
Кириллов С. П. К вопросу о происхождении некоторых зеленокаменных пород (метасоматитов) Раховского кристаллического массива Карпат. — Геол. журн., 1965, т. 25, вып. 5.
Клименко В. Л. Дніпровсько-Донецька западина. — В кн.: Тектоніка території УРСР та МРСР. Київ, Вид-во АН УРСР, 1959.
Клочков В. Т., Мужановский Ф. В. О закономерностях размещения камерных пегматитов и условиях образования экзоконтактовых пегматитоносных жил. — Изв. АН СССР, сер. геол., 1973, № 3.

Князев Г. И. и др. Замкнутые рудные пояса в щитах. — Изв. АН СССР, сер. геол., 1968, № 7.
Князев Г. И. и др. Некоторые особенности метаморфизма и рудоносности докембрийских формаций Среднего Приднепровья. — В кн.: Метаморфогенное рудообразование, 1. Киев, «Наукова думка», 1972.
Кобзарь В. Н. Генезис тальковых сланцев Западной Анновской полосы Северного Криворожья. — В кн.: Петрография докембрия Русской платформы. Киев, «Наукова думка», 1970.
Кобзар В. М., Кучер В. М. Мікрогнейси Північного Криворіжжя та їх стратиграфічне положення. — В кн.: Питання мінералогії і петрографії України. Київ, Вид-во АН УССР, 1962.
Коваленко Н. Г. Железистые кварциты амфиболитовой фации метаморфизма. — Изв. вузов, геол. и развед., 1970, № 1.
Коваленко Н. Г. Метабазиты Конкско-Белозерской структурно-фациальной зоны. — В кн.: Геол. и рудоносн. юга Украины, вып. 5. Днепропетровск, 1972.
Коваль В. Б. Полиметаморфизм и некоторые вопросы металлогении докембрийской толщи междуречья Синицы и Синюхи. — Автореф. канд. дис., Киев, 1964.
Козловська Г. М. До петрографії кристалічних порід околиць с. Хащуватого на Побужжі. — Наук. зап. Київськ. наук.-дослід. кат. 1926, т. 3, вип. 2 (геол.).
Козловська Г. М. Кристалічні породи околиць Немирова на Поділлі.— Труди Укр. наук.-дослід. ін-ту, 1928, т. 2.
Козловська А. Н. Овручские кварциты Словечанско-Овручского района Волыни. — Минер. сырье, 1931, № 1.
Козловская А. Н. Пирофиллитовые сланцы с. Збранки на Волыны. — Минер. сырье, 1936, № 4.
Козловська Г. М. Гранатові породи північно-західної частини Українського кристалічного масиву. — Геол. журн., 1948, т. 9, вип. 1—2.
Комлев Л. В. и др. Возраст Днепровско-токовских, коростенских и уманских гранитов Украины. — Труды V сессии Комиссии по определению абс. возраста геол. формаций. М., Изд-во АН СССР, 1958.
Кононов Ю. В. Олівінове габро Новомиргородського масиву.— ДАН УРСР, 1956, № 6.
Кононов Ю. В. Акцесорний ільменіт з габро-лабрадоритових порід Новомиргородського масиву.— В кн.: Матеріали з мінералогії України. Київ, Вид-во АН УРСР, 1960.
Кононов Ю. В. Габрові масиви Українського щита (центральна частина). Київ, «Наукова думка», 1969.
Кононов Ю. В. Метасоматиты центральной части Украинского шита. — Киев. «Наукова думка», 1969.
Кононов Ю. В. Кіровоградські граніти і мігматити Кіровоградсько-Бобринецького і Долинського масивів.— В кн.: Стратиграфія УРСР. Докембрій. Київ, «Наукова думка», 1972.
Кононов Ю. В., Заяц А. П. Корсунь-Новомиргородский плутон. — В кн.: Геохронология докембрия Украины. Киев, «Наукова думка», 1965.
Кононов Ю. В., Нечаев С. В. Метасоматична мінералізація в докембрійських мігматитах Побужжя. — В кн.: Питання гео-

хронології, мінералогії і петрографії. Київ, Вид-во АН УРСР, 1963.
Кононов Ю. В., Этингоф И. И. Геологические формации Ингуло-Ингулецкого водораздела. — В кн.: Геохронология докембрия Украины. Киев, «Наукова думка», 1965.
Конткевич С. П. Геологическое описание окрестностей Кривого Рога. — Горн. журн., 1880, № 1.
Коптев-Дворников В. С. и др. Современное состояние терминологии и номенклатуры изверженных пород. — Труды IV Всесоюз. петрогр. совещ., т. 2. М., «Наука», 1972.
Коржинский Д. С. Гранитизация как магматическое замещение.— Изв. АН СССР, сер. геол., 1952, № 2.
Коржинский Д. С. Соотношения между активностью кислорода, кислотностью и восстановительным потенциалом при эндогенном минералообразовании. — Изв. АН СССР, сер. геол., 1963, № 3.
Коровніченко Г. М. Ультрабазити кристалічної смуги УРСР.— Наук. зап. Київськ. ун-ту, 1948, т. 7, № 5.
Коровниченко Г. М. К вопросу о клесовитах Волыни. — ДАН СССР, 1960, т. 131, № 1.
Костюк В. П. Включення псевдомікросланців (псевдороговиків) в мігматитах Побужжя в районі м. Вінниці.— Геол .журн., 1951, т. 11, вип. 4.
Костюк В. П. Парагенетический анализ кристаллических пород Подолии в районе Винницы. Киев, Изд-во АН УССР, 1955.
Костюк В. П. Геолого-петрографічний нарис Карпат. Київ, Вид-во АН УРСР, 1961.
Котляр В. Н. О карноватской породе из Кривого Рога.— ДАН СССР, 1952, т. 83, № 2.
Кравченко Г. Л. До питання про тектоніку Північного Приазов'я.— Геол. журн., 1965, т. 25, вип. 3.
Кравченко Г. Л. Новые данные о составе и возрасте железисто-известково-силикатных сланцев Приазовья. — Геол. журн., 1970, т. 30, вып. 6.
Кравченко Г. Л., Хмарук Т. Г. К вопросу о минералогии и генезисе железистых кварцитов Западного и Центрального Приазовья. — Геол. журн., 1966, т. 26, вып. 2.
Кравченко Г. Л., Цуканов В. А. Павлопольский массив. — Геол. журн., 1972, т. 32. вып. 2.
Кравченко Г. Л., Щербаков И. Б. Известняки и известково-силикатные сланцы Приазовья.— Геол. журн., 1967, т. 27, вып. 3.
Кравченко С. М., Лебединский В. И. Изверженные породы интрузивных массивов. — В кн.: Геология СССР, т. 8, М., «Недра», 1969.
Крамаренко В. П. Плагиоклазиты — новый вид керамического сырья на Украине. — Геол. журн., 1965, т. 25, вып. 1.
Крамаренко Н. К. Пределы изоморфизма, двухфазовое строение и иризация плагиоклазов. Автореф. канд. дис., Киев, 1972.
Красовский А. В. О марганцеворудных отложениях Хащеватского Побужья, Гайсинского округа, Подольской губернии. Киев, 1924.
Красівський О. В. Геологічний нарис Брацлавщини. Кам'янець-Подільськ, 1927.

Кривенко В. Г., Лапчик Т. Ю. До петрографії Кодацького, Лоханського й Ненаситецького порогів.— Труди Укр. наук.-дослід. геол. ін-ту, 1934, т. V, вип. 2 (петрогр.).
Криволап Л. С. и др. К вопросу о связи камерных пегматитов Волыни с определенными структурными разновидностями гранитов.— Сб. науч. работ НИС КГУ, 1970, № 5.
Крутиховская З. А. и др. Намагниченность пород железорудных формаций Большого Кривого Рога и КМА. Киев, «Наукова думка», 1964.
Крыжановский Л. А. Волыниты Украины.— Труды Ин-та силикатной промышленности, 1931, вып. 9.
Кузьменко В. И. Петровско-Гнутовское месторождение паризита. — Сов. геол., 1946, № 12.
Куплетский Б. М. Щелочные пегматиты Мариупольского района. — Труды Петрогр. ин-та АН СССР, 1932, № 3.
Куплетский Б. М. Количественно-минералогический состав гранитоидов. — В кн.: Вопросы петрографии и минералогии. М., Изд-во АН СССР, 1953.
Курбатов И. Д. О пирофиллите Волыни. — ДАН СССР, 1927, № 7.
Куц В. П. Акцесорні мінерали метаморфічних порід Приазов'я. — Тез. допов. молодих геологів ІГН АН УРСР. Київ, 1964.
Куц В. П. Морфологические типы акцессорных цирконов.— В кн.: Морфология, свойства и генезис минералов. Киев, «Наукова думка», 1965.
Куц В. П. Особенности распределения, морфология и состав акцессорных монацитов из кристаллических пород Приазовья. — Минер. сб. Львовск. геол. об-ва, 1966, т. 2, № 20.
Кушев В. Г. Дайка микролаурдалитов в Приазовье. — Труды Лаборатории геологии докембрия, 1964, № 19.
Кушев В. Г. Нефелиновые сиениты Покрово-Киреевской структуры. — В кн.: Протерозойский интрузивный комплекс Восточного Приазовья. Л., «Наука», 1965.
Кушев В. Г. Щелочные метасоматиты докембрия. М., «Недра», 1972.
Кушев В. Г., Синицын А. В. Трещинные щелочные метасоматиты Восточного Приазовья. — В кн.: Ультраметаморфические и метасоматические докембрийские формации СССР. Л., «Недра», 1966.
Кушев В. Г. и др. Геохронология Восточного Приазовья. — В кн.: Абсолютный возраст докембрийских пород СССР. М., «Наука», 1965.
Лавренко Е. И. Гранат из пород метаморфического комплекса Советских Карпат. — Минер. сб. Львовск. ун-та, 1967, т. 21, № 2.
Лавренко Е. И. Минералы и минеральные ассоциации метаморфических пород северо-западной части Мармарошского массива. — Минер. сб. Львовск. ун-та, 1968, т. 22, № 1.
Лавренович Н. С. Генезис украинских месторождений графита. — Минер. сырье, 1931, № 7.
Ладиева В. Д. Метаморфические породы Конкского района. — В кн.: Петрография железисто-кремнистых формаций УССР. Киев, Изд-во АН УССР, 1956.

Ладієва В. Д. Про кварцові альбітофіри метаморфічної товщі Кінкської магнітної аномалії. — Геол. журн., 1957, т. 17, вип. 4.
Ладієва В. Д. Докембрійські вулканогенні утворення Конкського району Українського кристалічного щита. — Геол. журн., 1961, т. 21, вип. 2.
Ладиева В. Д. Геология осадочно-вулканогенных формаций Белозерского района. — В кн.: Геология осадочно-вулканогенных формаций Украинского щита. Киев, «Наукова думка», 1967.
Ладієва В. Д. Докембрій 1. Конкська серія. Білозерська серія. — В кн.: Стратиграфія УРСР. Докембрій. Київ, «Наукова думка», 1972.
Лазаренко Е. К. Курс минералогии. М., «Высшая школа», 1970.
Лазаренко Є. К., Сребродольский Б. І. Мінералогія Поділля. — Вид-во Львівськ. ун-ту, 1969.
Лазаренко Є. К. та ін. Мінералогія виверженних комплексів Західної Волині. Вид-во Львівськ. ун-ту, 1960.
Лазаренко Е. К. и др. Минералогия Закарпатья. — Изд-во Львовск. ун-та, 1963.
Лазаренко Е. К. и др. Минералогия и генезис камерных пегматитов Волыни. Изд-во Львовск. ун-та, 1973.
Лазаренко Э. А. О приконтактовом метаморфизме в Вышковском районе. — Геол. сб. Львовск. геол. об-ва, 1957, № 4.
Лазаренко Е. О. Метасоматичні утворення у вулканічних породах Закарпаття.— Вид-во Львівськ. ун-ту, 1960.
Лазько Е. М. Об особенностях развития земной коры в архее и протерозое. — Изв. вузов, геология и разведка, 1961, № 11.
Лапицкий Э. М., Кочанов Е. Н. Перспективы редкометального оруденения в Западном Приазовье. — В кн.: Перспективы расширения минерально-сырьевой базы юга Украины. Днепропетровск, 1972.
Лапицкий Э. М. и др. Карбонатиты северо-западного Приазовья.— Геол. журн. 1974, т. 34, вип. 2.
Латыш В. Т. Токовская гранитная интрузия. — Геол. сб. Киевск. ун-та, 1953, № 4.
Лебедев П. И. Подольская чарнокитовая формация. — Труды XVII сессии МГК. М., ГОНТИ, 1939.
Лебедев Т. С., Оровецкий Ю. П. Физические свойства и вещественный состав пород Горного Крыма. Киев, «Наукова думка», 1969.
Лебедев Т. С., Познанская Н. Ф. Физические свойства некоторых магматических пород Закарпатья. — Геофиз. сб. АН УССР, 1967, вып. 21.
Лебедев Ю. С., Лучинская Г. Л. Жильные породы Мариупольского рудного района и некоторые вопросы образования богатых железных руд докембрия Приазовского кристаллического массива. — В кн.: Геология и вещественный состав рудных месторождений Украины. Труды ИМР, 1971, вып. 4.
Лебединский В. И. О голубовато-зеленой роговой обманке метаморфических пород. — Мин. сб. Львовск. геол. об-ва, 1952, № 6.
Лебединский В. И. Дифференцированная пластовая интрузия диабазов в Горном Крыму.— Изв. АН СССР, сер. геол., 1962. № 11.

Лебединский В. И. Основные этапы развития представлений о магматизме горного Крыма.— В кн.: Геология СССР, т. 8, М., «Недра», 1969.
Лебединский В. И., Макаров Н. Н. Вулканизм Горного Крыма. Киев, Изд-во АН УССР, 1962.
Левинсон-Лессинг Ф. Ю. К вопросу о химической классификации изверженных горных пород.— Труды СПб. об-ва естествоиспытателей, 1896, т. 27, № 1.
Левинсон-Лессинг Ф. Ю., Дьяконова-Савельева Е. Н. Вулканическая группа Карадага в Крыму. М., Изд-во АН СССР, 1933.
Линник М. А. Петрогенезис талькового горизонта Кривого Рога.— Науч. зап. Днепропетровск. ун-та, 1948, т. 31.
Литвин А. Л. Кальциевые амфиболы. Киев, «Наукова думка», 1973.
Литвинов О. О., Солонинко И. С. Граниты, лабрадориты и мраморы. Архитектурно-декоративные камни УССР. Киев, Изд-во АН УССР, 1950.
Личак І. Л. До петрографічної характеристики кристалічних порід узбережжя Дніпра (від Табурища до Дніпропетровська).— Геол. журн., 1935, т. 2, вип. 2.
Личак І. Л. Про габрові та діоритові породи Західної Волині.— Геол. журн., 1948, т. 9, вип. 1—2.
Личак І. Л. Дайкові породи Західної Волині.— Геол. журн., 1954, т. 14, вип. 1.
Личак И. Л. Геолого-петрографический очерк района пьезокварцевых месторождений Волыни.— В кн.: Пьезокварцевые пегматиты Волыни. Киев, Изд-во АН УССР, 1957.
Личак И. Л. Биотитовые граниты Пержанского массива.— В кн.: Геология СССР, т. 5. М., Госгеолтехиздат, 1958а.
Личак И. Л. Коростенский интрузивный комплекс габбро и гранитов.— В кн.: Геология СССР, т. 5. М., Госгеолтехиздат, 1958б.
Личак И. Л. Овручская серия.— В кн.: Геология СССР, т. 5. М., Госгеолтехиздат, 1958в.
Личак І. Л. Коростенський інтрузивно-метасоматичний комплекс.— В кн.: Стратиграфія УРСР. Докембрій. Київ, «Наукова думка», 1972а.
Личак І. Л. Овруцька ефузивно-теригенна товща.— В кн.: Стратиграфія УРСР. Докембрій. Київ, «Наукова думка», 1972б.
Личак И. Л. и др. Гранитоидные формации Украинского щита.— В кн.: Петрография докембрия Русской платформы. Киев, «Наукова думка», 1970.
Логвин Э. И. Докембрий района среднего течения Тетерева.— В кн.: Геохронология докембрия Украины. Киев, «Наукова думка», 1965.
Логвин Э. И. Гидротермальная минерализация эффузивных пород бассейна р. Соб.— В кн.: Полезные ископаемые Украины. Тез докл. IV Конф. молодых геологов Украины. Киев, «Наукова думка», 1966.
Логвин Э. И. Гранитоиды района среднего течения р. Тетерева.— В кн.: Петрография докембрия Русской платформы. Киев, «Наукова думка», 1970.

Лучицкий В. И. К вопросу о происхождении гранитов юга России.— Протокол заседания Об-ва естествоиспытателей Варшавск. ун-та, 1910, № 2.
Лучицкий В. И. Материалы по петрографии юга России. Часть 1. Рапакиви Киевской губернии и породы, его сопровождающие. — Изв. Варшавск. политехн. ин-та, 1911, вып. 2; 1912, вып. 1.
Лучицкий В. И. Новая область развития гранулитов на юге Киевской губернии.— Изв. Варшавск. политехн. ин-та, 1913, вып. 1.
Лучицький В. І. Кристалічні лупаки та вапняки Київщини та контакт їх з гранітами. — Вісті Укр. геол. ком., 1919, № 1.
Лучицкий В. И. Кристаллические известняки, чарнокитовые граниты и кинцигиты северной части Украины. — Зап. Киевск. об-ва естествоиспытателей, 1927, т. XXVII, № 2.
Лучицкий В. И. Вопросы стратиграфии и тектоники Украинской кристаллической полосы.— БМОИП, 1930, т. 8, № 3—4.
Лучицкий В. И. Полезные ископаемые Украины. М., Госгориздат, 1933.
Лучицкий В. И. Структурные особенности щелочных пород Восточного Приазовья. — Труды Петрогр. ин-та, 1938, вып. 13.
Лучицкий В. И. Петрография Крыма. М., Изд-во АН СССР, 1939.
Лучицкий В. И. Щелочные вмещающие породы Криворожского железорудного бассейна. — В кн.: Сб., посвященный акад. Д. С. Белянкину. М., Изд-во АН СССР, 1946.
Лучицький В. І. Бердичівський магматичний комплекс. — В кн.: Український кристалічний масив. Київ, Вид-во АН УРСР, 1947а.
Лучицький В. І. Магматичний габро-гранітний комплекс північної та середньої частини Українського кристалічного масиву. — В кн.: Український кристалічний масив. Київ, Вид-во АН УРСР, 1947б.
Лучицький В. І. Мігматити та апліт-гранітна серія.— В кн.: Український кристалічний масив. Київ, Вид-во АН УРСР, 1947в.
Лучицький В. І. Стратиграфія Українського кристалічного масиву. — В кн.: Український кристалічний масив. Київ, Вид-во АН УРСР, 1947г.
Лучицький В. І. Ультрабазити, базити і метабазити Приазов'я.— В кн.: Український кристалічний масив. Київ, Вид-во АН УРСР, 1947д.
Лучицький В. І. Приазовський інтрузивний лужний комплекс.— В кн.: Український кристалічний масив. Київ, Вид-во АН УРСР, 1947е.
Лучицкий В. И. Щелочной метасоматоз на территории Украинского кристаллического массива. — ДАН СССР, 1947, т. 55, № 1.
Лучицкий В. И. Петрография. М., Госгеолиздат, 1948.
Лучицкий В. И., Кузнецов Е. А. Петрографические провинции СССР. М., ОНТИ НКТП СССР, 1936.
Лучицкий В. И., Лебедев П. И. Петрография Украины, ч. 1. М., Изд-во АН СССР, 1934.
Ляхович В. В. Акцессорные минералы в гранитоидах Советского Союза. М., «Наука», 1967.

Ляхович В. В., Шевалевский И. Д. К характеристике акцессорного циркона из докембрийских гранитоидов Русской платформы и Украинского кристаллического щита.— Минер. сб. Львовск. ун-та, 1965, т. 19, № 3.
Ляшкевич З. М. Метасоматиты Восточного Приазовья. Киев, «Наукова думка», 1971.
Магидович В. М. Полевошпатовое сырье, его генетические типы и принципы оценки. М., «Наука», 1964.
Макухина А. А. Метаморфические породы Верховцевского района. — В кн.: Петрография железисто-кремнистых формаций УССР. Киев, Изд-во АН УССР, 1956.
Макухіна Г. О. Петрографія дайково-ефузивного комплексу Південно-Західного Донбасу. Київ, Вид-во АН УРСР, 1961.
Макухина А. А. Геология осадочно-вулканогенных формаций Сургского района. — В кн.: Геология осадочно-вулканогенных формаций Украинского щита. Киев, «Наукова думка», 1967.
Макухина А. А., Устиновский Ю. Б. Вулканический комплекс юго-западной окраины Донбасса. — В кн.: Геология СССР, т. 5. М., Госгеолтехиздат, 1958.
Макухіна Г. О., Стульчиков В. О. Базавлуцька та верхівцівська серії. Верхівцівський район. — В кн.: Стратиграфія УРСР. Докембрій. Київ, «Наукова думка», 1972.
Манилов Ф. И., Соломатин Ю. Т. О физических свойствах пород нижнего Побужья. — Геофиз. сб. АН УССР, 1968, вып. 24.
Марфунин А. С. Полевые шпаты — фазовые взаимоотношения, оптические свойства, геологическое распределение. М., Изд-во АН СССР, 1962.
Маракушев А. А. Петрология метаморфических горных пород. Изд-во Московск. ун-та, 1973.
Марченко Е. Я. О некоторых особенностях акцессорного монацита из докембрийских кристаллических пород юго-восточной части УССР. — ДАН СССР, 1967, т. 176, № 5.
Марченко Е. Я., Гуров Е. П. О генерациях акцессорного циркона. — Минер. сб. Львовск. геол. об-ва, 1966, т. 20, № 4.
Марченко Е. Я., Чашка А. И. Гранитоидные породы Восточного Приазовья. — В кн.: Гранитоидные породы Приазовья. Киев, «Наукова думка», 1964.
Марченко Є. Я., Чашка О. І. Гранат із ксенолітів скарнових карбонатних порід у докембрійських гранітах Приазов'я.— ДАН УРСР, 1968, № 4.
Матковський І. Ф. Сієніто-діоритові породи р. Тетерів. Вид. Волинського музею, 1930.
Матковский О. И. Акцессорные минералы гранитоидов осницкого комплекса Волыни. Львов, 1956.
Матковский О. И. Некоторые особенности древнейшего магматизма в Чивчинских горах Карпат.— Тез. докл. VII Конгресса КБГА, ч. III. София, 1965.
Матковский О. И. Минералогия и петрография Чивчинских гор. Изд-во Львовск. ун-та, 1971.
Меркульев П. О елисаветградском граните. — Зап. Киевск. об-ва естествоиспытателей. 1889, № 11.
Миклухо-Маклай Н. Н. Геологические исследования Ново-

град-Волынского и Житомирского уездов Волынской губернии.— Зап. СПб минер. об-ва, 1889.
Михайлов Н. П. К вопросу о магнитности горных пород Среднего Приднепровья. — Труды ИГН АН УССР, 1958, вып. 2.
Михальский А. О. О некоторых основных вопросах геологии Кривого Рога. — Труды Геол. ком., 1908, вып. 32.
Мищенко В. С. К минералогической корреляции гранитоидов (на примере Среднего Приднепровья). — В кн.: Полезные ископаемые Украины. Тез. докл. IV Конф. молодых геологов Украины. Киев, «Наукова думка», 1966.
Морозевич И. А. К петрографии Волыни. — Изв. Варшавск. ун-та, 1893, № 4—8.
Морозевич И. А. Геологические исследования, произведенные в Мариупольском уезде 1898 г. — Изв. Геол. ком., 1899, № 18.
Морозевич И. А. Об одном крайнем члене семейства нефелиновых сиенитов — мариуполите и связанных с ним породах Мариупольского уезда. — Зап. Минер. об-ва, 1901, № 39.
Морозевич И. А. О некоторых жильных породах Таганрогского округа — Труды Геол. ком., нов. серия, 1903, № 8.
Муратов М. В. Геологический очерк восточной оконечности Крымских гор. — Труды МГРИ, 1937, т. 7.
Муратов М. В. Геологический очерк Крыма. — Труды МГРИ, 1938, т. 14.
Муратов М. В. Краткий очерк геологического строения Крымского полуострова. М., Госгеолтехиздат, 1960.
Наливкина Э. Б. Метасоматическая зональность и генезис сапфиринсодержащих пород Побужья.— Минер. сб. Львовск. геол. об-ва, 1959, № 13.
Наливкина Э. Б. Мраморы Украины и их значение для расчленения архейской серии.— Информац. сб. ВСЕГЕИ, 1960, № 27.
Наливкина Э. Б. Чарнокиты юго-западной части Украинского кристаллического массива и их генезис. М., «Недра», 1964.
Наливкина Э. Б., Паламарчук С. Ф. О псевдотахилите Побужья.— Петрогр. сб. ВСЕГЕИ, 1957, № 2.
Настенко Н. Н. Амфиболизация пироксено-плагиоклазовых кристаллических сланцев.— Зап. Всесоюз. минер. об-ва, 1972, вып. 6.
Науменко В. В. Закономерности размещения и формирования неогеновых экзогенных месторождений Советских Карпат. — Автореф. докт. дис. Киев, 1972.
Ненадкевич-Говорова Н. К. Породи родини гранітів. Волинськ. наук.-дослід. музей та Волинськ. окр. план, 1930.
Ненчук Н. Ф. О генезисе метаморфических пород Раховского массива. — Геол. сб. Львовск. геол. об-ва, 1968, № 11.
Никольский А. П. О тальковых сланцах и серпентинитах северной части Саксаганской полосы Криворожья. — Изв. АН СССР, сер. геол., 1952, № 3.
Никольский А. П. Метасоматиты железистых кварцитов восточной части Украинского кристаллического щита и вопросы генезиса богатых железных руд. — Сов. геол., 1956, № 50.
Никольский А. П. Натриевые гидротермальные метасоматиты юго-западной части Русской платформы. —Геол. журн., 1973, т. 33, вып. 2.

Никольский А. П., Ефимов А. Н. Геолого-металлогенический очерк восточной части Украинского щита. — Труды ВСЕГЕИ, нов. сер., 1960, № 37.
Нікольський О. П., Прусс А. К. Про розчленування гранітоїдів складчатого докембрію Українського щита при геологічному картуванні.— Геол. журн., 1971, т. 31, вип. 4.
Ожегова М. Н. Несколько слов о рапакиви из Малина. — Изв. Укр. отделения Геол. ком., 1928, № 11.
Ожегова М. І. Овруцька світа пісковиків та сланців. — Геол. журн., 1948, т. 9, вип. 1-2.
Орса В. І. Основні породи басейну середньої течії р. Уборті. — В кн.: Матеріали з петрографії та мінералогії Українського кристалічного щита. Київ, Вид-во АН УРСР, 1963.
Орса В. И. Ортит из розовых пегматоидных гранитов р. Вольнянки в Среднем Приднепровье. — В кн.: Морфология, свойства и генезис минералов. Киев, «Наукова думка», 1965.
Орса В. І. Гранітоїди центральної частини Середнього Придніпров'я. — В кн.: Стратиграфія УРСР. Докембрій. Київ, «Наукова думка», 1972.
Орса В. І. Петрологія граніто-гнейсового комплексу Середнього Придніпров'я. Київ, «Наукова думка», 1973.
Оссовский Г. О. О волыните. — Труды III съезда русских естествоиспытателей в Киеве в 1871 г. Киев, 1871.
Павлов А. В. Краткий отчет о работах по исследованию кристаллических пород в Александровском уезде Екатеринославской губернии, 1912.
Пазюк Л. И. Некоторые особенности морфологии и генезиса мигматитов Побужья на Украине (район г. Гайворон — г. Вознесенск). — Науч. ежегодник Одесск. ун-та, 1960, № 2.
Піскорська О. К. До петрографії вулканогенних порід Ужгород-Хустського хребта.— Геол. журн., 1953, т. 13, вип. 4.
Пискорская Е. К. О некоторых минералах из скарнов Волыни.— Геол. журн., 1968, т. 28, вып. 1.
Пискорская Е. К. Кристаллические известняки района Ушомир — Пугачевки на Волыни. — Геол. журн., 1969, т. 28, вып. 5.
Полевая Н. И. и др. Возраст пород Украинского кристаллического массива по данным аргонового метода. — Труды V сессии Комиссии по опред. абс. возраста геол. формаций, 1958.
Полканов А. А. До питання про генезис лабрадоритів Волині. — Геол. журн., 1936, т. 3, вип. 3-4.
Полканов А. А. Геологический очерк северной части плутона габбро-лабрадоритов Волыни.— Труды Ленингр. об-ва естествоиспытателей, 1938, т. 17, вып. 2.
Полканов А. А. Плутон габбро-лабрадоритов Волыни (южная часть). — Труды МГК, XXVII сессия, 1939.
Полканов А. А. Плутон габбро-лабрадоритов Волыни УССР. Изд-во Ленингр. ун-та, 1948.
Половинкина Ю. Ир. О некоторых интересных амфиболах из пород Кривого Рога. — Зап. Минер. об-ва, 1924, вып. 53.
Половинкина Ю. Ир. Отчет о работах 1924 г. — Изв. Геол. ком., 1925, вып. 134.
Половинкина Ю. Ир. Материалы к характеристике графитового месторождения балки Власовой. — Материалы общей и прикладной геологии, 1929, вып. 134.

Половинкина Ю. Ир. Два новых месторождения графитовых пород на Украине. — Труды ГГРУ, 1931, № 94.
Половинкина Ю. Ир. К петрологии средней части Ингуло-Ингулецкого водораздела.— Труды ЦНИГРИ, 1936а, № 73.
Половинкина Ю. Ир. Кировский гранит Украины и его роль в петрогенезисе кристаллического щита.— Труды ЦНИГРИ, 1936б, № 73.
Половинкина Ю. Ир. Мигматиты западной окраины Криворожского месторождения. — Труды ЦНИГРИ, 1939, № 112.
Половинкина Ю. Ир. Натриевый метасоматоз как закономерность в образовании железистых кварцитов. — Зап. Всесоюз. минер. об-ва, 1949, т. 78, вып. 1.
Половинкина Ю. Ир. О красном трахитоидном граните Ингуло-Ингулецкого района Украины. — Науч. зап. Киевск. ун-та, 1950а, № 10.
Половинкина Ю. Ир. О номенклатуре некоторых горных пород Криворожья.— Труды ВСЕГЕИ, 1950б, № 2.
Половинкина Ю. Ир. Эффузивно-осадочные и магматические комплексы Украинского кристаллического массива. М., Госгеолтехиздат, 1954.
Половинкина Ю. Ир. Минералогические особенности пород с. Покровское, вызванные натриевым метасоматозом. — Минер. сб. Львовск. геол. об-ва, 1955а, № 9.
Половинкина Ю. Ир. Тальковые сланцы Кривого Рога, их генезис и стратиграфическое положение. — Петрогр. сб. ВСЕГЕИ, 1955б, № 1.
Половинкина Ю. Ир. Что такое гнейс? — В кн.: Вопросы геологии Азии, т. 2. Изд-во АН СССР, 1955в.
Половинкина Ю. Ир. О так называемом пержанском граните Украины. — Петрогр. сб. ВСЕГЕИ, 1957, № 2.
Половинкина Ю. Ир. О так называемой карноватской породе Криворожского бассейна.— Труды НИГРИ, сер. геол., 1959, вып. 2.
Половинкина Ю. Ир. О гиперстенитах Корсак-Могилы и Каменной Могилы в Западном Приазовье. — Труды ВСЕГЕИ, нов. серия. 1962, т. 73, вып. 4.
Половинкина Ю. Ир. О происхождении кордиеритовых гранитов — бердичевский «гранит» Украины. — Петрогр. сб. ВСЕГЕИ, 1963, № 5.
Половинкина Ю. Ир. О так называемых монцонитах Фрисарки (Украина) и их генезисе. — В кн.: Сб., посвященный юбилею Д. С. Коржинского. М., Изд-во АН СССР, 1963.
Половинкина Ю. Ир. Время и место ультраметаморфического петрогенезиса в докембрийском кристаллическом массиве Украины. — В кн.: Петрография докембрия Русской платформы. Киев, «Наукова думка», 1970.
Половинкина Ю. Ир., Ковалев Г. А. О природе пеликанита.— Минер. сб. Львовск. геол. об-ва, 1949, вып. 3.
Половинкина Ю. Ир., Наливкина Э. Б. Нижнепротерозойская спилитовая формация Приднепровья. — Труды ВСЕГЕИ, 1959, вып. 26.
Половинкина Ю. Ир., Соколова Е. И. О корундовом слюдите на Побужье. — Минер. сб. Львовск. геол. об-ва, 1958, вып. 12.

Половко Н. І. Фаялітові кварцити Правобережної групи магнітних аномалій. — ДАН УРСР, 1956, № 4.
Половко Н. И. Баланс вещества при образовании щелочных метасоматитов Криворожско-Кременчугской зоны. Киев, «Наукова думка», 1970.
Половко Н. І. Криворізька серія. Правобережний район.— В кн.: Стратиграфія УРСР. Докембрій. Київ, «Наукова думка», 1972.
Половко Н. И., Жуков Г. В. Метаморфические породы Правобережного района.— В кн.: Петрография железисто-кремнистых формаций УССР. Киев, Изд-во АН УССР, 1956.
Половко Н. І., Хомяк Т. П. Західно-Інгулецька зона. — В кн.: Стратиграфія УРСР. Докембрій. Київ, «Наукова думка», 1972.
Полуновський Р. М. та ін. Новий масив кам'яномогильського типу в Приазов'ї.— Геол. журн., 1969, т. 29, вип. 3.
Попов Б. А. О южнорусском рапакиви. — Труды СПб. об-ва естествоиспытателей, 1903, т. 21, вып. 5.
Поправко К. А. Амфиболиты так называемого «сурского» типа и их значение для стратиграфии кристаллических пород Западного Приазовья. — Геол. журн., 1961, т. 21, вып. 4.
Поправко К. А., Савич-Заблоцкий К. Н. Докембрийские кристаллические известняки из нового выхода в Западном Приазовье. — Минер. сб. Львовск. геол. об-ва, 1958, вып. 12.
Прусс А. К., Ярощук М. А. Брусилов-Одесская металлогеническая зона. — В кн.: Проблемы металлогении Украины. Киев, «Наукова думка», 1964.
Пясковский Б. В. Габбро в порожистой части Днепра. — Изв. ВГРО, 1932, т. 2, № 38.
Пятницкий П. П. О кристаллических сланцах Бердянского уезда Таврической губернии.— Горно-заводск. листок, 1897, № 2—3.
Пятницкий П. П. Исследование кристаллических сланцев степной полосы юга России.— Труды об-ва испытателей природы при Харьковском ун-те, 1898, вып. 32.
Пятницкий П. П. Генетические отношения криворожских рудных месторождений. Железистые роговики и джеспилиты. — Труды Ин-та прикладной минералогии и петрографии. 1925, № 17.
Равич М. Г. Эндербиты Среднего Побужья.— Сов. геол., 1967, № 9.
Раздорожний В. Ф. Спесартити Шахтинського району Донбасу. — ДАН УРСР, сер. Б, 1974, № 5.
Родіонов С. П. Петрографічний нарис кристалічних сланців Кременчуцького залізорудного басейну.— Геол. журн., 1940, т. 7, вип. 1—2.
Родіонов С. П. Проблема Великого Кривого Рогу.— Вісті АН УРСР, 1940, № 1.
Родіонов С. П. Комплекс кристалічних сланців у південно-східній частині Українського масиву.— Геол. журн., 1947, т. 8, вип. 4.
Родионов С. П. Комплекс кристаллических пород Желторецкого района. — Геол. сб. Киевск. ун-та, 1948, № 2.
Родионов С. П. Ингулецкий кристаллический комплекс. — Наук. зап. Київськ. ун-ту, 1950, т. 9, № 11.

Родіонов С. П. Пегматити чарнокітової серії Поділля. — Геол. журн., 1958, т. 18, вип. 2.
Родіонов С. П., Афанасьєва І. М. Ксеноліти скарноїдів в гнейсових гранодіоритах. — Геол. журн., 1957, т. 17, вип. 3.
Розенбуш Г. Описательная петрография. М., Госгеолтехиздат, 1934.
Романовский П. О. О характеристике месторождений железной руды западной части Донецкого края и Азовской гранито-гнейсовой полосы. — Горн. журн., 1882, № 3.
Ротай А. П. Геологические работы в Донецком бассейне летом 1928—1929 гг. — Труды Всесоюз. геол.-разв. объединения, 1934, вып. 356.
Рудаков С. Г. О возрасте гранитоидов в Чивчинских горах. — В кн.: Очерки по геологии Советских Карпат. Изд-во МГУ, 1966.
Руденко С. А. Морфолого-генетическая классификация пертитовых срастаний.— Зап. Всесоюз. минер. об-ва, сер. 2, 1954, т. 83, вып. 1.
Руденко С. А. О генезисе циркона мариуполитов. — Зап. Всесоюз. минер. об-ва, сер. 2, 1956, т. 85, вып. 4.
Руденко С. А. Генезис и структурные особенности мариуполитов. — Зап. Ленингр. горн. ин-та, 1962, т. 43, вып. 2.
Рынская Р. С. Рудные минералы темноцветных пород Среднего Приазовья. — Науч. зап. Днепропетр. горн. ин-та, 1941, т. 27, вып. 2.
Рябенко В. А. До питання про склад і стратиграфічне положення метаморфічних та магматичних порід басейну р. Собі.— Геол. журн., 1958, т. 18, вип. 2.
Рябенко В. А. Основные черты тектонического строения Украинского щита. Киев, «Наукова думка», 1970.
Рябоконь В. В., Безверхий Г. С. Петрографические и петрохимические особенности собитов. — В кн.: Вопросы геохимии минералогии, петрологии и рудообразования, Киев, «Наукова думка», 1974.
Рябоконь В. В. и др. Абсолютный возраст метабазитов и амфиболсодержащих гранитоидов бассейна рек Рось и Собь. — Тез. докл. XVIII сессии Комиссии по опред. абс. возраста геол. формаций, 1973.
Рябоконь С. М. Дайкові породи Володарськ-Волинського району. — Геол. журн., 1950, т. 10, вип. 2.
Рябоконь С. М. Мінералогія порід Верхівцевської магнітної аномалії.— В кн.: Матеріали з мінералогії України, т. 2. Київ, Вид-во АН УРСР, 1961.
Рябоконь С. М. Характеристика деяких мінералів Білозерської магнітної аномалії. — Геол. журн., 1965, т. 25, вип. 1.
Савенко Б. Я., Глевасская А. М. Намагниченность гранитоидов Украинского щита.— Геофиз. сб. АН УССР, 1967, вып. 21.
Савченко Н. А., Жовинский Э. Я. Петрохимическая характеристика верхнепротерозойских эффузивных пород Припятского вала и Подолии.— В кн.: Петрография докембрия Русской платформы. Киев, «Наукова думка», 1970.
Савченко М. А. Гіпербазити із диференційованих трапів зони

зчленування Львівського прогину та Прип'ятського валу. — ДАН УРСР, сер. Б, 1971, № 12.
Сагайдак І. Г. Умови ін'єкційного метаморфізму в околицях м. Городниці (Коростенщина).— Труди Укр. наук.-дослід. геол. ін-ту, 1934, т. 5, вип. 2 (петрогр.).
Сагайдак И. Г. Петрографический очерк Среднего Приазовья.— В кн.: Докембрий УССР, т. 1. Изд-во АН УССР, 1937.
Свитальский Н. И. и др. Железорудное месторождение Кривого Рога, Л., Гос. н.-т. геол.-развед. изд-во, 1932.
Сельский В. А. Химико-петрографическое исследование гранитов окрестностей Гнивани. — Ежегодн. по геол. и минер. России, 1912, т. 14, вып. 2.
Семененко Н. П. Процессы контактового метаморфизма и ассимиляции в порожистом Приднепровье. — Пробл. Сов. геол., 1935, № 4.
Семененко М. П. Гранітні пегматити України. — Геол. журн., 1939, т. 6. вип. 4.
Семененко М. П. Залізорудні формації Українського кристалічного масиву. — В кн.: Український кристалічний масив. Київ, Вид-во АН УРСР, 1947.
Семененко М. П. Структура Українського кристалічного масиву. — Геол. журн., 1948, т. 9, вип. 3.
Семененко Н. П. О миграции породообразующих элементов в постмагматических продуктах гранитных магм. — В кн.: Вопросы петрографии и минералогии. М., Изд-во АН СССР, 1953.
Семененко Н. П. Структурно-петрографическая карта Украинского кристаллического массива. Киев, Изд-во АН УССР, 1957.
Семененко Н. П. Боковянский интрузивный массив.— В кн.: Геология СССР, т. 5. М., Госгеолтехиздат, 1958а.
Семененко Н. П. Боковянский интрузивный массив.— В кн.: Геология СССР, т. 5. М., Госгеолтехиздат, 1958б.
Семененко Н. П. Демуринский и другие массивы красных гранитов р. Саксагани. — В кн.: Геология СССР, т. 5. Госгеолтехиздат, 1958в.
Семененко Н. П. Днепровский гранитный массив.— В кн.: Геология СССР, т. 5. М., Госгеолтехиздат, 1958г.
Семененко Н. П. Кременчугский комплекс плагиоклазовых гранитов. — В кн.: Геология СССР, т. 5. М., Госгеолтехиздат, 1958д.
Семененко Н. П. Массивы красных аплитоидных гранитов верховьев р. Ингульца.— В кн.: Геология СССР, т. 5. М., Госгеолтехиздат, 1958е.
Семененко Н. П. Мокро-Московский гранитный массив. — В кн.: Геология СССР, т. 5. М., Госгеолтехиздат, 1958ж.
Семененко Н. П. Общая характеристика магматических комплексов, их состав и петрогенезис.— В кн.: Геология СССР, т. 5. Госгеолтехиздат, М., 1958з.
Семененко Н. П. Токовский гранитный массив. — В кн.: Геология СССР, т. 5, М., Госгеолтехиздат, 1958и.
Семененко Н. П. Альбититы Украины. — В кн.: Физико-химические проблемы формирования горных пород и руд, т. 2. М., Изд-во АН СССР, 1963а.
Семененко Н. П. Геолого-тектоническая карта Украинского щита. Киев, Изд-во АН УССР, 1963б.
Семененко Н. П. Метаморфизм подвижных зон. Киев, Изд-во АН УССР, 1966.

Семененко М. П. Стратиграфічна схема докембрію УРСР. — В кн.: Стратиграфія УРСР. Докембрій. Київ, «Наукова думка», 1972.
Семененко М. П., Бойко В. Л. Базавлуцька та Верхівцівська серії. — В кн.: Стратиграфія УРСР. Докембрій. Київ, «Наукова думка», 1972.
Семененко М. П., Жуков Г. В. Петрівська графітоносна світа. — Геол. журн. 1957, т. 17, вип. 3.
Семененко Н. П. и др. Поле мигматитов и гранитов р. Ингульца. Киев, Изд-во АН УССР, 1954.
Семененко Н. П. и др. Петрография железисто-кремнистых формаций УССР. Киев, Изд-во АН УССР, 1956.
Семененко Н. П. и др. Геология железисто-кремнистых формаций Украины. Киев, Изд-во АН УССР, 1959.
Семененко М. П. та ін. Тектоніка території Української РСР та Молдавської РСР. Київ, Вид-во АН УРСР, 1958.
Семененко Н. П. и др. Геохронологическая карта украинского докембрия. — В кн.: Геохронология докембрия Украины. Киев, «Наукова думка», 1965а.
Семененко Н. П. и др. Рифейские геологические формации домезозойского фундамента Карпат и западного склона Украинского щита.— В кн.: Геохронология докембрия Украины. Киев, «Наукова думка», 1965б.
Семененко Н. П. и др. Стратиграфическая схема докембрия Украинского щита. — В кн.: Геохронология докембрия Украины. Киев, «Наукова думка», 1965в.
Семененко Н. П. и др. Геология осадочно-вулканогенных формаций Украинского щита. Киев, «Наукова думка», 1967.
Семененко Н. П. и др. Новые даннные по соотношению осадочно-вулканогенных пород Криворожско-Кременчугской и Базавлукской зоны с гранитоидами. — Тез. докл. XVII сессии Комиссии по опред. абс. возраста геол. формаций, 1971.
Сердюченко Д. П. Старокрымское месторождение графита. — Минер. сырье, 1927, № 1.
Сивоконь В. І. Про походження графітів Завальївського родовища. — Геол. журн., 1958, т. 18, вип. 6.
Сидоренко Е. Ф. Гранат из мигматитов Приднепровья.— Минер. сб. Львовск. геол. об-ва, 1960, вып. 14.
Сіроштан Р. І. Кристалічні вапняки Побужжя. — Геол. журн., 1950, т. 10, вип. 2.
Сіроштан Р. І. Інгулецька серія. Криворізький район.— В кн.: Стратиграфія УРСР. Докембрій. Київ, «Наукова думка», 1972а.
Сіроштан Р. І. Криворізька серія. Криворізький район. — В кн.: Стратиграфія УРСР, Докембрій. Київ, «Наукова думка», 1972б.
Сіроштан Р. І., Половко Н. І. Рогові обманки метабазитів залізисто-кремнистих формацій Українського кристалічного щита. — Геол. журн., 1959, т. 19, вип. 4.
Скаржинская Т. А. Рудовмещающие кварциты Северо-Белозерского железорудного месторождения. — В кн.: Вопросы минералогии и геологии рудных месторождений. М., «Недра», 1964.
Славин В. И. Расположение нефтеносных и газоносных площадей Карпат в связи с тектоническим строением Карпатской части орогена. — Труды научн.-геол. совещ. по нефти. Киев, Изд-во АН УССР, 1949.

Славин В., Жуков Ф. И. О пермских отложениях в Советской части Восточных Карпат. — В кн.: Очерки по геологии Восточных Карпат. Изд-во Московск. ун-та, 1966.
Слензак О. И. Чарнокиты Приднестровья и некоторые общие вопросы петрологии. Киев, Изд-во АН УССР, 1960.
Слензак О. І. Про структуру Українського докембрію. Київ, «Наукова думка», 1965.
Сліпченко В. А. Петрографія та хімізм габро-діабазів Західного Приазов'я.— Наук. зап. Київськ. ун-ту, Зб. геол. ф-ту, 1956, т. 15, вип. 2.
Сліпченко В. А. Петрохімічні особливості дайкових порід Західного Приазов'я.— Наук. зап. Київськ. ун-ту. Зб. геол. ф-ту, 1957, т. 16, вип. 4.
Сліпченко В. А. До геології та умов утворення дайкових порід Західного Приазов'я. — Наук. зап. Київськ. ун-ту, 1959, т. 18, вип. 6.
Слынько П. И. Основные и ультраосновные породы северо-восточной части Украинского щита. — В кн.: Петрография докембрия Русской платформы. Киев, «Наукова думка», 1970.
Смирный В. В. Закономерности минерального состава мраморов и кальцифиров тетерево-бугской свиты (Украина). — В кн.: Материалы по петрографии и геологии месторождений полезных ископаемых, нов. серия, 1968, т. 121.
Собакарь Г. Т. Глубинная тектоника Приазовского массива и некоторых сопредельных территорий. Киев, «Наукова думка», 1964.
Соболев В. С. Щелочные сиениты сложного Коростенского плутона. — Зап. Всесоюз. минер. об-ва, 1940, т. 69, вып. 2—3.
Соболев В. С. Петрография неогеновых вулканических пород Ужгород-Хустского хребта.— Труды Львовск. геол. об-ва, 1947, вып. 1.
Соболев В. С. Петрология восточной части сложного Коростенского плутона.— Учен. зап. Львовск. ун-та, сер. геол., 1947, т. 6, вып. 5.
Соболев В. С. и др. Турмалин в метасоматических породах Закарпатской области. — Минер. сб. Львовск. геол. об-ва, 1953, вып. 7.
Соболев В. С. и др. Петрография неогеновых вулканических и гипабиссальных пород Советских Карпат. Киев, Изд-во АН УССР, 1955.
Соболев Н. Н. О некоторых гранитах Подольской губернии.— Изв. Варшавск. ун-та, 1892, вып. 5.
Современное состояние терминологии и номенклатуры изверженных пород. Рекомендации терминологической комиссии Межведомственного петрографического комитета для работников геологических учреждений. МГ СССР, 1969.
Соловьев С. П. Химизм магматических горных пород и некоторые вопросы петрохимии. М., «Наука», 1970.
Соллогуб В. Б. и др. Тектоническое районирование Украинского щита в свете данных глубинных геофизических исследований. — Геол. журн., 1972, т. 32, вып. 4.
Степанець В. Д. До питання про походження зеленокам'яних порід с. Чистопілля (р. Солона). — Геол. журн., 1950, т. 10, вип. 3.

Стороженко А. А. О процессе фенитизации и фенитах, развитых вблизи Октябрьского щелочного массива (Украина).— Труды ЦНИГРИ, 1961, № 40.
Стратиграфія УРСР. Т. І. Докембрій. Київ, «Наукова думка», 1972.
Струева О. А., Гаев И. А. Лиственниты Верховцевского района.— В кн.: Вопросы геохимии, минералогии, петрологии и рудообразования. Киев, «Наукова думка», 1970.
Стригін О. І. Парагенезис мінералів егіринизованих порід криворізької серії.— Геол. журн., 1959, т. 19, вип. 4.
Стригін О. І. До мінералогії егіринітів і альбітитів Мало-Білозерської магнітної аномалії.— В кн.: Матеріали з мінералогії України. Київ, Вид-во АН УРСР, 1960.
Стрыгин А. И. Вопросы систематики, генезиса и рудоносности альбититов. — Геол. журн., 1970, т. 33, вып. 2.
Стрыгин А. И., Кобзарь В. Н. Конгломераты в центральной части Украинского щита.— ДАН СССР, 1962, т. 146, вып. 2.
Стригін О. І., Кобзар В. М. Метаморфічні породи Білоцерківсько-Одеської зони. — Геол. журн., 1966, т. 26, вип. 4.
Стрыгин А. И., Кобзарь В. Н. Конгломераты в кристаллических породах центральной части Украинского щита. — В кн.: Проблемы осадочной геологии докембрия. М., «Недра», 1967.
Стрыгин А. И. и др. Валунно-галечный материал в тетеревских гнейсах (Украинский щит). — ДАН СССР, 1964, т. 158, вып. 3.
Стригін О. І., Ярощук М. О. Петрографія і генезис порід Володарської групи магнітних аномалій.— Геол. журн., 1964, т. 24, вип. 4.
Стригін О. І., Ярощук М. О. Гранітизація скарнів (Український щит).— Геол. журн., 1965, т. 25, вип. 3.
Танатар И. И. О месторождении графита близ с. Кошаро-Александровское и о генезисе графита в Южнорусской кристаллической полосе. — Южный инженер, 1917, № 11—12.
Танатар И. И. Геологический очерк Криворожского железорудного бассейна. — В кн.: Руда. Харьков, 1922.
Танатар И. И. Новые горные породы Криворожского железорудного бассейна. — Инж. работник, 1925а, № 6—7.
Танатар И. И. О метаморфическом (дистеновом) сланце. — Инж. работник, 1925б, № 9.
Танатар И. И. Новейшие взгляды на происхождение полосчатых железистых кварцитов.— Инж. работник, 1926а, № 1.
Танатар И. И. Новые горные породы Криворожского железорудного бассейна, ч. II.— Научн. зап. Екатериносл. каф. геол., 1926б.
Танатар И. И. Новые горные породы Криворожского железорудного бассейна. ч. III. — Инж. работник, 1926в, № 4—5.
Танатар И. И. Новые горные породы и тальковые сланцы Криворожского железорудного бассейна. — Инж. работник, 1927а, № 11—12.
Танатар И. И. Метаморфизованный глинистый сланец (дистеновый сланец) из Криворожского бассейна. — Инж. работник, 1927б, № 4.
Танатар И. И. Новые данные по петрографии Криворожского железорудного бассейна. — Зап. Екатериносл. каф. геол, 1927в, № 189.
Танатар И. И. Геохимическая характеристика Большого Криво-

го Рога в связи с вопросами генезиса его руд. — Изв. АН СССР, сер. геол., 1938, № 5—6.
Танатар И. И. Петрографическая и геохимическая характеристика пород Кривого Рога в связи с вопросом их корреляции. — Учен. зап. Днепропетровск. ун-та, 1940, № 17.
Танатар И. И. О номенклатуре пород Кривого Рога в связи с вопросами генезиса и корреляции. — Изв. Днепропетровск. горн. ин-та, 1948, № 19.
Танатар И. И. О номенклатуре и классификации горных пород Кривого Рога. — Науч. зап. Днепропетровск, ун-та, 1954, № 39.
Танатар І. І., Каршенбаум А. П. Нові гірські породи Кривого Рогу — грейзени і скарни.— Геол. журн., 1956, т. 16, вип. 1.
Танатар-Бараш З. И. Ультраосновные породы Девладовского дайкового комплекса и парагенетические соотношения минералов. — В кн.: Геология и рудоносность юга Украины, вып. 3. Днепропетровск, 1971.
Танатар-Бараш З. И., Ильвицкий М. М. Талько-магнезиты Правдинского месторождения района Сурских магнитных аномалий.— В кн.: Геология и рудоносность юга Украины, вып. 1. Днепропетровск, 1968.
Танатар-Бараш З. И., Ильвицкий М. М. Петролого-геохимические особенности ультрабазитов Приднепровья.— В кн.: Петрография докембрия Русской платформы. Киев. «Наукова думка», 1970.
Танатар-Бараш З. И., Дудник Н. Ф. О поведении железа при процессах метаморфизма ультраосновных пород Приднепровья и изменении их физических свойств. — В кн.: Геология и рудоносность юга Украины, вып. 4. Днепропетровск, 1971.
Танатар-Бараш З. И., Дудник Н. Ф. Мономинеральные амфиболовые породы офиолитовой формации Приднепровья. — В кн.: Геология и рудоносность юга Украины, вып. 5. Днепропетровск, 1972.
Танатар-Бараш З. И. и др. Основные породы нижней метабазитовой свиты Сурского района.— В кн.: Геология и рудоносность юга Украины, вып. 4. Днепропетровск, 1971.
Тарасенко В. Е. О горных породах семейства габбро из Житомирского и Радомысльского уездов Киевской и Волынской губерний.— Зап. Киевск. об-ва естествоиспытателей, 1895, т. 15.
Тарасенко В. Е. О магнетитовой горной породе из с. Михайловки Винницкого уезда Подольской губернии.— Зап. Киевск. об-ва естествоиспытателей, 1898, т. 17.
Тарасенко В. Е. Новая область вулканических горных пород в Волынской губернии. — Зап. Киевск. об-ва естествоиспытателей, 1902, т. 21.
Тарасенко В. Е. О зернистом известняке из окрестностей Гнивани. — Минер. и геол. России, 1913, т. 15, вып. 7.
Тарасенко В. Е. О гранитовых и диоритовых горных породах Криворожского рудоносного района. — Труды Геол. ком., нов. серия, 1914, т. 90.
Тарасенко В. Е. Об изверженных породах юго-восточной части Киевской губернии. — Учен. зап. Юрьевск. ун-та, 1916, вып. 10.
Тарасенко В. Е. О некоторых кристаллических сланцах Криворожского рудоносного района. — Нов. науки и техн. Юрьев (Воронеж), 1923.

Тарасенко В. Е. Материалы по петрографии кристаллических пород Южнорусского горста.— Труды Юрьевск. ун-та, 1925, т. 1—2.
Тарасенко В. Е. Материалы по петрографии кристаллических пород Южнорусского горста.— Труды Воронежск. с.-хоз. ин-та, 1929.
Тернер Ф. Эволюция метаморфических пород. М., ИЛ, 1951.
Ткачов О. О. До петрології гранітів кристалічної смуги (профіль Мокромосковського батоліту).— Геол. журн., 1937, т. 4, вип. 1.
Ткачук Л. Г. Геологічний нарис узбережжя р. Роськи.— Труди Укр. наук.-дослід. геол. ін-ту, 1923, т. 3.
Ткачук Л. Г. Докембрійські кристалічні породи, їх петрогенетичні взаємовідношення в районі водозборів рр. Тясьміну та Вільшанки.— Труди Укр. наук.-дослід. геол. ін-ту, 1934, т. 5, вип. 2 (петрогр.).
Ткачук Л. Г. Лабрадорит г. Городища, района им. Петровского.— Матер. по геол. и пол. иск. Украины, 1935, № 14.
Ткачук Л. Г. Богуславський граніт і його взаємовідношення з оточуючими кристалічними породами.— Геол. журн., 1937, т. 4, вип. 1.
Ткачук Л. Г. Докембрійські кристалічні породи верхньої течії р. Південного Бугу до гирла р. Івки.— Геол. журн., 1938, т. 5, вип. 4.
Ткачук Л. Г. Гайворон-Завальський комплекс чарнокіто-норитових порід та зв'язані з ними родовища хроміту. Київ, Вид-во АН УРСР, 1940.
Ткачук Л. Г. Чарнокіти і супроводжуючі їх докембрійські породи південно-східної частини Київської та північної частини Кіровоградської областей УРСР.— Геол. журн., 1940, т. 7, вип. 3.
Ткачук Л. Г. Осницькі граніти та споріднені з ними породи.— Наук. зап. Львівськ. ун-ту, сер. геол., 1946, т. 2, вип. 2.
Ткачук Л. Г. Боков'янські порфіровидні (чорнокварцеві) граніти.— В кн.: Український кристалічний масив. Київ, Вид-во АН УРСР, 1947а.
Ткачук Л. Г. Гнейсы Ингуло-Ингулецкого района Украинского кристаллического массива. Киев, Изд-во АН УССР, 1947б.
Ткачук Л. Г. Кіровоградсько-житомирський інтрузивний комплекс.— В кн.: Український кристалічний масив. Київ, Вид-во АН УРСР, 1947в.
Ткачук Л. Г. Осницькі граніти та споріднені з ними породи.— В кн.: Український кристалічний масив. Київ, Вид-во АН УРСР, 1947г.
Ткачук Л. Г. Подільський чарнокіто-норитовий комплекс.—В кн.: Український кристалічний масив. Київ, Вид-во АН УРСР, 1947д.
Ткачук Л. Г. Петрографія північно-західної частини Українського кристалічного масиву. Вид-во Львівськ. геол. т-ва, 1948.
Ткачук Л. Г. Нові дані про ефузивні породи Кіровоградської області УРСР.— Геол. журн., 1950, т. 10, вип. 2.
Ткачук Л. Г. Массивы осницких гранитов.— В кн.: Геология СССР, т. 5, М., Госгеолтехиздат, 1958а.
Ткачук Л. Г. Осницкий интрузивный комплекс и сопряженные с ним мигматиты и клесовиты.— В кн.: Геология СССР, т. 5, М., Госгеолтехиздат, 1958б.

Ткачук Л. Г. и др. О генезисе чарнокитов Украинского щита. — В кн.: Петрология и формационное деление докембрия Русской платформы. Киев, «Наукова думка», 1966.
Ткачук Л. Г., Гуржий Д. В. Раховский кристаллический массив (Карпаты). Киев, Изд-во АН УССР, 1957.
Ткачук Л. Г., Хатунцева А. Я. Осницький комплекс. — В кн.: Стратиграфія УРСР. Докембрій. Київ, «Наукова думка», 1972.
Ткачук Л. Г. та ін. Будівельні матеріали України. Київ, Вид-во АН УРСР, 1963.
Ткачук Л. Г. Докембрій V. — В кн.: Стратиграфія УРСР, т. І. Докембрій. Київ, «Наукова думка», 1972.
Ткачук Л. Г. и др. О петрографическом составе кристаллического фундамента Днепровско-Донецкой впадины.— Геол. журн., 1973, т. 33, вып. 6.
Толстой М. И. и др. Петрофизические особенности гранитоидов кировоградско-житомирского комплекса Украинского щита и их генетическое значение.— Геофиз. сб. АН УССР, 1973, вып. 52.
Толстой М. И. и др. Петрофизические особенности гранитоидов чудново-бердичевского комплекса Украинского щита. — Геол. журн., 1973, т. 33, вып. 3.
Тохтуев Г. В., Тилянов П. И. Петрографическая классификация пород Кривого Рога.— Геол. журн., 1960, т. 20, вып. 4.
Трощенко В. Н. Плагиогранитоидные комплексы Криворожско-Кременчугской структурно-фациальной зоны. — Сов. геол., 1973, № 3.
Тугаринов А. И. и др. О возрасте пород Криворожской серии. — Труды X сессии Комиссии по опред. абс. возраста геол. формаций. М., Изд-во АН СССР, 1962.
Тугаринов А. И. и др. Об определении абсолютного возраста осадочных пород свинцово-урановым методом. — Геохимия, 1963, № 3.
Туробова З. В. Дайки лужних порід з району Сурських магнітних аномалій. — ДАН УРСР, сер. Б, 1973, № 6.
Тутковский П. А. Отчет о геологических исследованиях 1885 г. в Радомысльском уезде Киевской губернии. — Зап. Киевск. об-ва естествоиспытателей, 1887, т. 8, вып. 2.
Тутковский П. А. Побережье р. Норина в Овручском уезде. — Труды об-ва испытателей природы, 1911, т. 59, вып. 220.
Тутковський П. А. Словечанський та Овручський кряж та узбережжя р. Словечно.— Праці фіз.-мат. відділ. УАН, 1923.
Усенко І. С. Амфіболіти та граніти р. Чортомлик. — Геол. журн., 1946а, т. 8, вип. 2.
Усенко І. С. До питання про використання амфіболітів і діабазів р. Базавлук (проблеми петургії). — Геол. журн., 1946, т. 8, вип. 4.
Усенко І. С. Боков'янський норито-сієнітовий (чарнокітовий) масив.— В кн.: Український кристалічний масив. Київ, Вид-во АН УРСР, 1947а.
Усенко І. С. Ефузивно-дайковий комплекс.— В кн.: Український кристалічний масив. Київ, Вид-во АН УРСР, 1947б.

Усенко І. С. Плагіоклазові граніти Кривого Рогу.— В кн.: Український кристалічний масив. Київ, Вид-во АН УРСР, 1947в.
Усенко И. С. Метабазиты Приднепровья. Изд-во Киевск. ун-та, 1948.
Усенко І. С. Кристалічні породи північної частини Запорізької області. — Геол. журн., 1951, т. 11, вип. 3.
Усенко І. С. Стратиграфія кристалічних порід Західного Приазов'я. — Геол. журн., 1952, т. 12, вип. 3.
Усенко И. С. Архейские метабазиты и ультрабазиты кристаллического массива. Киев, Изд-во АН УССР, 1953.
Усенко И. С. О ранних этапах формирования Украинского кристаллического щита. — ДАН СССР, 1954, т. 95, № 5.
Усенко И. С. О стратиграфии дайково-эффузивных пород Украинского кристаллического массива. — Труды II сессии Комиссии по опред. абс. возраста геол. формаций. Киев, 1955.
Усенко И. С. О генезисе чарнокитов Украинского кристаллического щита. — ДАН СССР, 1956, т. 107, № 4.
Усенко И. С. Граниты Украинского кристаллического щита. — В кн.: Магматизм и связь с ним полезных ископаемых. М., Госгеолтехиздат, 1958а.
Усенко И С. Комплекс гнейсов и мигматитов Приазовья.— В кн.: Геология СССР, т. 5, М., Госгеолтехиздат, 1958б.
Усенко И. С. Основные и ультраосновные породы бассейна Южного Буга. Киев, Изд-во АН УССР, 1958в.
Усенко И. С. Петургическое сырье Украинского кристаллического щита. — В кн.: Промышленное использование петургического сырья Украины. Киев, Изд-во АН УССР, 1959а.
Усенко І. С. Тектоніка областей нижньоархейської складчатості.— В кн.: Тектоніка території УРСР та МРСР. Київ, Вид-во АН УРСР, 1959б.
Усенко И. С. Основные и ультраосновные породы Западного Приазовья. Киев, Изд-во АН УССР, 1960.
Усенко И. С., Бернадская Л. Г. О вулканизме Днепровско-Донецкой впадины. — Изв. АН СССР, сер. геол., 1954, № 2.
Усенко И. С., Бернадская Л. Г. Дайково-эффузивные формации Украины. — В кн.: Геохронология докембрия Украины. Киев, «Наукова думка», 1965.
Усенко И. С., Щербаков И. Б. Об эклогитизированных основных породах Украинского щита.— В кн.: Петрография докембрия Русской платформы. Киев, «Наукова думка», 1970.
Усенко І. С., Щербаков І. Б. Чарнокітова серія.— В кн.: Стратиграфія УРСР. Докембрій. Київ, «Наукова думка», 1972.
Усенко И. С., Ямниченко И. М. Следы юрского вулканизма в северо-западной части Донецкого бассейна. — ДАН СССР, 1952, т. 35, № 2.
Усенко и др. Ультрабазиты Мариупольского железорудного месторождения. — Геол. журн., 1970, т. 30, вып. 3.
Усенко И. С. и др. О метаморфизме Украинского щита. — Геол. журн., 1971, т. 31, вып. 2.
Усенко И. С. и др. Стратиграфия гнейсово-мигматитового комплекса Приазовья. — Геол. журн., 1971, т. 31, вып. 2.

Усенко И. С. и др. Биотиты докембрия. Киев, «Наукова думка», 1972а.
Усенко И. С. и др. Докембрийская субформация гранитоидов. — В кн.: Геохимия и рудообразование, вып. 1. Киев, «Наукова думка», 1972б.
Усенко И. С. и др. Магматизм Украинского щита в южной части Восточно-Европейской платформы.— Тез. докл. II петрогр. совещ. по Европ. части СССР, Воронеж, 1972в.
Усенко И. С. и др. Геосинклинальные гранитоиды Украинского щита.— Геол. журн., 1973а, т. 33, вып. 1.
Усенко И. С. и др. Об условиях метаморфизма кристаллических сланцев р. Берды (Приазовье).— В кн.: Геохимия и рудообразование, вып. 2. Киев, «Наукова думка», 1973б.
Усенко І. С. та ін. Про розподіл заліза між біотитом і магнетитом в уманських гранітах.— ДАН УРСР, сер. Б, 1973в, № 7.
Усенко И. С. и др. Классификация геологических формаций Украинского щита. — Геол. журн., 1974, т. 34, вып. 1.
Ушакова Е. Н. О куммингтоните с. Завалья на Среднем Побужье. — Минер. сб. Львовск. геол. об-ва, 1958, № 12.
Ушакова О. М. Парагенетичний аналіз кристалічних вапняків с. Завалля на Середньому Побужжі.— Доп. та повід. Львівськ. ун-ту, 1959, т. 8, вип. 2.
Федоров Е. С. Микроскопическое исследование кристаллических пород из области 48-го листа.— Труды Геол. ком., 1889, т. 6, вып. 1.
Фельдман Г. К. Материалы по петрографии Криворожского железорудного района. I.— Науч. зап. Екатериносл. н.-и. катедр. геол., 1927.
Фельдман Г. К. Вопросы стратиграфии кристаллических пород Среднего Приднепровья. — Науч. зап. Днепропетровск. ун-та, 1941, т. 27, вып. 2.
Феофилактов К. М. О кристаллических породах губерний Киевской, Волынской и Подольской. — Труды Комиссии при унте св. Владимира, 1851, вып. 1.
Феофилактов К. М. Отчет о геологической экскурсии в уездах Радомысльском (Киевская губ.) и Житомирском (Волынская губ.) в 1877 г. — Зап. Киевск. об-ва естествоиспытателей, 1878, т. 5, вып. 2.
Філіпенко Я. С. Про найдревніші породи ядра Чивчинського масиву. — ДАН УРСР, сер. Б, 1972, № 10.
Фомін О. Б. Геохімічні критерії виділення в Середньому Побужжі гіпербазитової формації.— ДАН УРСР, сер. Б, 1971, № 12.
Фомін О. Б., Костюченко В. С. Дуніти басейну р. Ірпінь.— ДАН УРСР, сер. Б, 1972, № 9.
Фомин А. Б. и др. Ультрабазиты бассейна рек Роси и Тетерева.— Геол. журн., 1973, т. 33, вып. 3.
Харкер А. Метаморфизм. М., ОНТИ, 1937.
Хатунцева А. Я. Метаморфизованные вулканогенные формации крайней северо-западной части Украинского щита.— В кн.: Проблемы осадочной геологии докембрия, вып. 2. М., «Недра», 1967.
Хатунцева А. Я. О формациях крайнего северо-запада Украинского щита. — Геол. журн., 1972а, т. 32, вып. 2.

Хатунцева А. Я. Стратиграфия северо-западной (волынской) части Украинского щита. — Геол. журн., 1972б, т. 32, вып. 1.
Хатунцева А. Я., Ивантишин М. Н. Геологические формации северо-западной части Украинского щита. — В кн.: Геохронология докембрия Украины. Киев, «Наукова думка», 1965.
Хатунцева А. Я., Орса В. І. Природа метасоматичних перетворень пержанського граніту.— Зб., присв'ячений 100-річчю з дня народження В. І. Вернадського. Київ, Вид-во АН УРСР, 1963.
Хмара А. Я. Метаморфизм ультрабазитов Западного Приазовья и связь с ними асбест-антофиллитовой минерализации. — В кн.: Геология и вещественный состав рудных месторождений Украины. Труды ИМР, 1971, вып. 4.
Хмарук Т. Г. Рогова обманка амфіболітів з р. Південного Бугу (околиці с. Завалля). — Геол. журн., 1957, т. 17, вип. 6.
Хмарук Т. Г. Гросуляр-андрадитові гранати із метасоматитів Західного Приазов'я. — Зб., присв'ячений 100-річчю з дня народження В. І. Вернадського. Київ, Вид-во АН УРСР, 1963.
Хмарук Т. Г. Глиноземисті гнейси басейну р. Токмак. — Геол. журн., 1965, т. 25, вип. 2.
Хмарук Т. Г. Акцессорные минералы метаморфических пород бассейна р. Токмак. — Труды Укр. отделения Всесоюз. минер. об-ва, 1966.
Хмарук Т. Г. Марганцовисті силікати вапняково-силікатних сланців Східного Приазов'я.— ДАН УРСР, 1970, № 9.
Хмарук Т. Г., Щербаков І. Б. Зелені клінопіроксени з метасоматитів Приазов'я та Побужжя.— В кн.: Матеріали з петрографії та мінералогії Українського кристалічного щита. Київ, Вид-во АН УРСР, 1963.
Хмарук Т. Г., Щербаков І. Б. Чарнокіти Західного Приазов'я.— Геол. журн., 1965, т. 25, вип. 5.
Хмарук Т. Г., Щербаков И. Б. Критерии расчленения основных пород чарнокитовой формации Украинского щита. — Геол. журн., 1970, т. 30. вып. 2.
Ходюш Л. Я. Про так звану аркозо-конгломератову товщу Криворізького басейну. — Геол. журн., 1956, т. 16, вип. 4.
Ходюш Л. Я. Петрогенезис железистых кварцитов Белозерского железорудного месторождения. — Изв. Днепропетр. горн. ин-та, 1965, т. 46.
Ходюш Л. Я. Вопросы петрогенезиса кристаллических сланцев Мариупольского железорудного района. — В кн.: Геология и рудоносность юга Украины, вып. 3. Днепропетровск, 1970.
Ходюш Л. Я. Номенклатура, терминология и классификация железистых пород докембрия.— В кн.: Геология и рудоносность юга Украины, вып. 5. Днепропетровск, 1972.
Ходюш Л. Я. Петрография пород чарнокитового ряда Мариупольского железорудного района. — В кн.: Геология и рудоносность юга Украины, вып. 6. Днепропетровск, 1973.
Ходюш Л. Я., Коваленко Н. Г. Вещественный состав легкообогатимых железных руд Мариупольского железорудного месторождения. — В кн.: Геология и рудоносность юга Украины, вып. 2. Днепропетровск, 1969.

Ходюш Л. Я. и др. Дайки мезотипных пород Мариупольского железорудного района. — В кн.: Геология и рудоносность юга Украины, вып. 4, Днепропетровск, 1971.
Холин В. Н. и др. Физические свойства пород и руд Криворожского бассейна и Белозерского железорудного района. — Геофиз. сб. АН УССР, 1964, вып. 9 (11).
Хом'як Т. П. Інгульська серія. — В кн.: Стратиграфія УРСР. Докембрій. Київ, «Наукова думка», 1972.
Хорева Б. Я. К проблеме образования гранитов в Криворожском железорудном бассейне. — В кн.: Петрография и минералогия полиметаллических рудных районов СССР. Труды ВСЕГЕИ, 1952, вып. 50.
Хуан У. Т. Петрология. М., «Мир», 1965.
Царовський І. Д. Маріуполіти і зв'язані з ними пегматити. — Геол. журн., 1939, т. 6, вип. 4.
Царовский И. Д. К вопросу о генетических взаимоотношениях гранитов Восточного Приазовья.— ДАН СССР, 1948, т. 62, вып. 3.
Царовский И. Д. Типы геологических структур щелочных пород УССР. — Изв. АН СССР, сер. геол., 1954, № 4.
Царовський І. Д. Деякі питання стратиграфії докембрію та використання акцесорного циркону для кореляції вивержених порід. — Геол. журн., 1956, т. 16, вип. 4.
Царовский И. Д. О взаимоотношениях мариуполитов с нормальными породами фойяитового ряда.— Геол. журн., 1957, т. 17, вып. 1.
Царовский И. Д. Приазовский сиенитовый комплекс пород и связанные с ним нефелиновые сиениты. — В кн.: Геология СССР, т. 5. М., Госгеолтехиздат, 1958.
Царовский И. Д. Мариуполитизация и связанные с ней процессы оруденения. — Матер. II Всесоюз. петрогр. совещ. Ташкент, 1960.
Царовский И. Д. Фенитизация и мариуполитизация — типы щелочного замещения пород. — МГК, XXI сессии. Докл. сов. геол. 1960.
Царовский И. Д. Псевдолейцитовый тингуаит-порфир района Еланчика. — ДАН СССР, 1963, т. 149, вып. 4.
Царовский И. Д. Нефелиновые сиениты Приазовья и Среднего Приднепровья. — Труды Лаборатории геол. докембрия АН СССР, 1964, вып. 19.
Царовский И. Д. Щелочные породы восточной части Украинского щита.— В кн.: Геохронология докембрия Украины. Киев, «Наукова думка», 1965.
Царовський І. Д. Сієнітовий комплекс. — В кн.: Стратиграфія УРСР. Докембрій. Київ, «Наукова думка», 1972.
Царовський І. Д., Тимошенко О. Д. Новий Мало-Терсянський сієніто-фойяїтовий масив (Середнє Придніпров'я).— Геол. журн., 1962, т. 22, вип. 6.
Царовский И. Д., Тимошенко О. Д. О находке нефелиновых сиенитов в Среднем Приднепровье. — Зап. Всесоюз. минер. об-ва, сер. 2, 1963, т. 92, вып. 4.
Цуканов В. А. Ультрабазиты поздних этапов архейского тектоно-магматического цикла Западного Приазовья. — Сб. науч. работ НИС КГУ, 1967, № 3.

Цуканов В. А., Есипчук К. Е. О гельсинкитах Западного Приазовья. — Сб. науч. работ НИС КГУ, 1970, № 5.
Цуканов В. А., Есипчук К. Е. Разрывные структуры докембрийского фундамента Западного Приазовья. — Геол. журн., 1970, т. 30, вып. 1.
Цуканов В. О., Єсипчук К. Ю. Магматичні комплекси Західного Приазов'я. — В кн.: Стратиграфія УРСР. Докембрій. Київ, «Наукова думка», 1972.
Чернышкова Л. П. Некоторые геолого-петрографические особенности гранитоидов Волыни, вмещающих пегматиты с пьезокварцем. — Труды ВНИИП, 1961, т. 5.
Черняк Н. И. Докембрий и палеозой.— В кн.: Геология СССР, т. 8, М., «Недра», 1969.
Чирвинский В. Н. Киевский гранито-гнейс. Киев, 1922.
Чирвинский В. Н. Новый массив рапакиви на юге Киевской губернии. — Вестн. Геол. ком., 1927, № 8—9.
Чирвинский В. Н. О некоторых эффузивных породах Волыни из пределов бывшего Новоград-Волынского и Житомирского уездов и о зоне разлома в северо-западной части Украинской кристаллической полосы. — Вісн. Укр. геол. ком., 1928, вип. 2.
Чирвинский В. Н. Ксенолиты, эруптивные брекчии и явления ассимиляции в докембрийских породах юга Киевской губернии и прилегающих частей Подолии.— Вісн. Укр. геол.-розв. управи, 1930, вип. 14.
Чирвинський В. Н. Геологія узбережжя Гірського Тікича на Київщині.— Геол. журн., 1939, т. 4, вип. 4.
Чирвинский П. Н. Из итогов изучения габбро-норитовых пород Украины.— Вестн. Укр. отд. Геол. ком., 1925, вып. 6.
Чирвинский П. Н. Габбро-норитовые породы, их количественный состав и месторождения в юго-западном крае. — Изв. Донск. полит. ин-та, Новочеркасск, 1926.
Шаповал В. И. Физические свойства серпентинитов района Среднего Побужья. — Геофиз. сб. АН УССР, 1963, вып. 4.
Шаповал В. И. Физические свойства пород осадочно-метаморфического комплекса Среднего Побужья. — Геофиз. сб. АН УССР, 1964, вып. 9 (11).
Шаповал В. И., Антонюк Е. И. Некоторые данные о плотности магматических горных пород юго-западной части Украинского кристаллического щита.— Геофиз. сб. АН УССР, 1964, вып. 9 (11).
Шевченко Е. Ф. Амфиболы Криворожской метаморфической толщи. — Минер. сб. Львовск. ун-та, 1965, № 19.
Шковыра Ю. Д., Берзенина Е. Ф. Некоторые черты геологического строения гнейсовой толщи Приингулья.— Геол. журн., 1971, т. 31, вып. 4.
Шнюков Є. Ф. Мінералогія Попельнастівського залізорудного родовища.— Труди ІГН АН УРСР, 1958.
Шоцкий И. И. Новые данные по стратиграфии и литологии тетерево-бугской серии. — В кн.: Проблемы осадочной геологии докембрия. М., «Недра», 1967.
Шелудько Т. Ф., Агафонова Т. Н. Ставролиты из гнейсов Среднего Приазовья. — Минер. сб. Львовск. геол. об-ва, 1958, вып. 12.

Шендерова А. Г., Соколова Е. П. Эгирин-диопсид Среднего Приднепровья (УССР). — Минер. сб. Львовск. геол. об-ва, 1958, вып. 12.
Щербак Н. П. О генезисе гранато-пироксено-плагиоклазовых пород Житомирщины. — Геол. журн., 1959, т. 19, вып. 4.
Щербак М. П. Геологія і акцесорна мінералогія докембрію верхів'їв р. Тетерева. Київ, Вид-во АН УРСР, 1961.
Щербак Н. П. Житомирские граниты и монцониты верховьев р. Тетерева.— В кн.: Геохронология докембрия Украины. Киев, «Наукова думка», 1965.
Щербак Н. П. Геохронология докембрия и петрология гранитов западной части Украинского щита.— Автореф. докт. дис., Киев, 1970.
Щербак М. П. Апліто-пегматоїдні граніти Поділля. — В кн.: Стратиграфія УРСР. Докембрій. Київ, «Наукова думка», 1972а.
Щербак М. П. Гранодіорити і монцоніти р. Тетерева.— В кн.: Стратиграфія УРСР. Докембрій. Київ, «Наукова думка», 1972б.
Щербак М. П. Житомирські і коростишівські граніти. — В кн.: Стратиграфія УРСР. Докембрій. Київ, «Наукова думка», 1972в.
Щербак Н. П., Гольденфельд И. В. Аплито-пегматоидные граниты и пегматиты Верхнего Побужья. — В кн.: Геохронология докембрия Украины. Киев, «Наукова думка», 1965.
Щербак М. П., Лавров Д. О. Основні риси формування жильних тіл пегматитів і пегматоїдних гранітів південно-західної частини Українського кристалічного щита. — В кн.: Питання геохімії, мінералогії і петрографії. Київ, Вид-во АН УРСР, 1963.
Щербак Н. П., Рябоконь В. В. Корреляция докембрия западной и центральной частей Украинского щита. — В кн.: Проблемы геологии докембрия. Киев, «Наукова думка», 1970.
Щербак Н. П. и др. Абсолютный возраст жильных гранитов и вмещающих метаморфических и магматических пород северо-западной части Украинского щита. — Труды 11-й сессии Комиссии по опред. абс. возраста геологических формаций. М., Изд-во АН СССР, 1963.
Щербак Н. П. и др. Возрастные соотношения гранитов Волыно-Подолии и Среднего Приднепровья Украинского щита. — Изв. АН СССР, сер. геол., 1966, № 11.
Щербак Н. П. и др. Изотопный возраст акцессорных минералов нижней свиты криворожской серии. — Геол. журн., 1969, т. 29, вып. 3.
Щербак Н. П. и др. О разновозрастных генерациях цирконов из кристаллических сланцев и чарнокитов западной части Украинского щита.— Тез. докл. XVI сессии Комиссии по опред. абс. возраста геол. формаций. М., Изд-во АН УССР, 1969.
Щербак Н. П. и др. Возрастная корреляция гранитоидных комплексов Украинского щита. — Тез. докл. XVII-й сессии Комиссии по опред. абс. возраста геол. формаций. М., 1971.
Щербаков І. Б. Про генезис анортозитів Середнього Побужжя.— Геол. журн., 1962, т. 22, вип. 4.
Щербаков І. Б. Вапняки Середнього Побужжя. — В кн.: Матеріали з петрографії та мінералогії Українського кристалічного щита. Київ, Вид-во АН УРСР, 1963.

Щербаков И. Б. К количественной характеристике акцессорного циркона уманских гранитов. — Геол. журн., 1968, т. 28, вып. 1.
Щербаков И. Б. О времени метаморфизма и поднятия Среднего Побужья. — Геол. журн., 1969, т. 29, вып. 4.
Щербаков І. Б. Граніти кіровоградського типу середньої частини щита (Уманський, Богуславський та Юрпольський масиви). — В кн.: Стратиграфія УРСР. Докембрій. Київ, «Наукова думка», 1972а.
Щербаков І. Б. Гранодіорити та плагіограніти річок Росі, Гірського та Гнилого Тікичів. — В кн.: Стратиграфія УРСР. Докембрій. Київ, «Наукова думка», 1972б.
Щербаков И. Б. О стратиграфическом положении росинско-тикичской серии.— Геол. журн., 1973, т. 32, вып. 1.
Эйнор О. Л. и др. Структура докембрийского основания Западного Приазовья. — Сб. науч. работ НИС, Киевск. ун-та, 1968, 4.
Эйнор О. Л. и др. Докембрий Западного Приазовья. Изд-во Киевск. ун-та, 1971.
Юрк Ю. Ю. До геохімії рідких елементів гранітних пегматитів Західного Приазов'я. — Геол. журн., 1939, т. 6, вип. 4.
Юрк Ю. Ю. Про гранітні пегматити Волині. — Геол. журн., 1948, т. 9, вип. 1—2.
Юрк Ю. Ю. Петрология Уманского и Антоновского гранитных плутонов. Киев, Изд-во АН УССР, 1953.
Юрк Ю. Ю. Граниты ч пегматиты Украинского кристаллического щита. Киев, Изд-во АН УССР, 1956а.
Юрк Ю. Ю. Редкие минералы пегматитов Приазовья. Киев, Изд-во АН УССР, 1956б.
Юрк Ю. Ю. Граниты Коростышевского и Житомирского массивов.— В кн.: Геология СССР, т. 5. М., Госгеолтехиздат, 1958а.
Юрк Ю. Ю. Массивы звенигородских плагиогранитов и гранодиоритов бассейна р. Горный Тикич. — В кн.: Геология СССР, М., Госгеолтехиздат, 1958б.
Юрк Ю. Ю. Пегматиты Украинского кристаллического массива. — В кн.: Геология СССР, т. 5. М., Госгеолтехиздат, 1958в.
Юрк Ю. Ю. Уманский и Антоновский гранитные плутоны. — В кн.: Геология СССР, т. 5. М., Госгеолтехиздат, 1958г.
Юрк Ю. Ю., Шнюков Е. Ф. Рудные минералы Криворожской железорудной полосы. Киев, Изд-во АН УССР, 1959.
Юрк Ю. Ю. и др. Гранитоидные породы Приазовья. Киев, «Наукова думка», 1964.
Юрк Ю. Ю. и др. Чарнокитовая серия Мариупольского рудного района. — Тез. докладов на регион. петрогр. совещании по магматизму. Апатиты, 1968.
Юрк Ю. Ю. и др. Акцессорные минералы и элементы гранитоидов докембрия Приазовья. Киев, «Наукова думка», 1973.
Юрьев Д. И. и др. Металлоносность эффузивных пород района р. Собь.— В кн.: Вопросы геохимии, минералогии, петрологии и рудообразования. Киев, «Наукова думка», 1974.
Ярощук М. А. Метаморфизм и основные черты металлогении докембрийской толщи Володарских магнитных аномалий. — Автореф. канд. дис. Киев, 1966.
Ярощук М. О. Піроксен-плагіоклазові кристалічні сланці Володарських магнітних аномалій. — Геол. журн., 1968, т. 28, вип. 5.

Ярощук Э. Я. Докембрий Нижнего Побужья. — В кн.: Геохронология докембрия Украины. Киев, «Наукова думка», 1965.
Broch Norsk. Geol. Tidskr., 1926, 9.
Eskola P. The Mineral Facies of Rocks. Norsk. Geol. Tidsskr., 1920, 6.
Eskola P. The Mineral Facies of Rocks. Norsk. Geol. Tidsskr., 1921, 6.
Holland T. H. Rec. Geol. Surv. India, 1897, 25.
Holland T. H. The charnockite series: a group of Archean hypersthenic rocks in peninsular India. Mem. Geol. Surv. India, 1900, 28, 2.
Hummel K. Bih. Till. Sv. K. Vet. Akad. Hamdl., 1875.
Laitakari A. Bull. Comm. Geol. Finland, 1918, 51.
Malkowski St. Rosmieszenie i warunki wystepowania bazaltow w dorzeczu Holynia Sprawozdania P. I. G., 1925—1926, 3, (3—4).
Malkowski St. O budowie geologicznej polnocko-zachodniego naroza mazywa krystalicznego Wolynsko-Ukrainskiego. Sprawozdania P. J. G., 1927, 1—2.
Malkowski St. O budowie geologiznej polnocko-zachodniego naroza masywu krystalicznego Wolynsko-Ukrainskiego. Sprawozdania, 1927, 1, 1—2.
Morozewicz J. Der Mariupolit und seine Blutvermandten (chemisch—petrographisches Studium). Mineralogische und Petrographische Mittelungen (Neue Folge). 1930, 40, 5—6.
Pfaffius St. Opis zwanego Anamezytu Wolynskiego znajdujacego sie kolo miasta Rownego w gub. Wolynskiej. Pamietnic Fiziograficzny, 1886, 6.
Sederholm J. J. Über eine Archaische Sedimentformation im sudlichen Finland. Bull. Comm. Geol. Finland, 1897, 6.
Smulikowski K. Notatki petrograficzne z okolic Korca i doliny Sluczy na Woliny, Archiwum Mineral., 1946, 13.
Streckeisen A. Z. Classification and nomenclature of igneous rocks. Neuer Jahrbuch for Mineral. Abh. 107, 2--3, Stuttvart, 1968.
Strunz H. Mineralogische tabellen. Akademische verlagsgesellschaft, Leipzig, 1970.
Tokarski J. Beitrage zur Petrographic des Slucz und Horyn. Gebietes in Polen. Miner. Petrogr. Mitteilung., 1929, 40.
Tokarski J. ta in. Pasmo gor Czywczynskich. Rocznic. Polsk. Tom. Geol., 1934, 10.

УКАЗАТЕЛЬ МАГМАТИЧЕСКИХ И МЕТАМОРФИЧЕСКИХ ПОРОД

Авгитит 233
Агматит 503, 505, 515, 516, 517
Адамеллит 146
Актинолитит 455
— антофиллитовый 456
— полевошпатовый 456
— хлоритовый 456
Альбитит 264, 480
— нефелиновый 264
Альбитофир 269
Аляскит 147
Амфибол-диорит 197
Амфиболит 277, 419
— актинолитизированный 431
— альбитизированный 432
— анортитизированный 432
— аподиабазовый 422
— аподиабаз-порфиритовый 424
— апопорфиритовый 424
— апоспилитовый 425
— биотитизированный 432
— гранатовый 430
— графитовый 430
— кальцитовый 431
— карбонатизированный 432
— кварц-биотитовый 430
— миндалекаменный альбитовый 425
— нормальный 427
— окварцованный 433
— пироксеновый 430
— плагиоклазовый 427
— сурского типа 435
— типа г. Губкова 434
— хлоритизированный 433
— шолоховского типа 434
— эпидотизированный 433
— эпидот-биотитовый 431
Анамезит 188
Андезинит 237
Андезит 200, 205, 208
— гиперстеновый 209
Андезит гортонолитовый 210
— двупироксеновый 200, 208
— крупнопорфировый 210
— меланократовый 209
— оливиновый 210
— пироксен-амфиболовый 200
— пироксен-роговообманковый 202
— роговообманковый 202
— роговообманко-пироксеновый 202
Андезито-базальт 206
Андезито-дацит 211
Анортозит 163, 349, 488
Антофиллит-актинолитит хлоритовый 457
— хлорит-тальковый 457
Аплит 148
Аплит-гранит клесовский 128
Апогранит 103
Аподиабаз 435
Апокератоспилит 438
— порфировидный 438
Апокератофир 391, 392
— кварцевый 392
Апопорфирит диабазовый 186
Апоспилит альбит-биотит-эпидот-роговообманковый 436
— альбит-кварц-роговообманковый 437
— альбит-роговообманковый 436
— альбит-эпидот-актинолитовый 437
— альбит-эпидот-роговообманковый 436
— с высоким содержанием амфибола 438
— слюдяной 437
Апотуффит зеленокаменный 439
Апотуффит 391
— кварц-биотит-хлорит-плагиоклазовый 393

Апотуффит плагиоклаз-хлорит-кварцевый 393
— роговообманко-кварц-хлорит-плагиоклаз-биотитовый 394
— серицит-альбит-кварцевый 393
Ариежит 226
Артерит 505
Базавлукит 484
Базальт 188
— анальцим-плагиоклазовый 177
— афанитовый 190
— биотит-амфиболовый 192
— биотитовый 192
— жильный 177
— миндалекаменный 191
— нормальный 192
— палагонитовый 190
— пикритовый 233
Бахиаит 226
Березит 495
Бефорсит 494
Биотитит 474
Брекчия тектоническая 500
Брекчия эруптивная 516, 517
Бронзитит 220
Бугит 520
Бузулукит 484
Вебстерит 219, 220
Верлит 215, 229
Винницит 507
Вогезит 260
Волынит 177
Габбро 168
— авгитовое 168
— авгит-гиперстеновое 168
— амфибол-пироксеновое 168
— безоливиновое 168
— кварцевое 169
— кварц-авгитовое 169
— кварц-биотит-амфиболовое 168
— мезолитовое 169
— нормальное 169
— оливиновое 169
— оливин-авгитовое 168
— оливин-пироксеновое 169
— роговообманко-диаллаговое 168
Габбро-амфиболит 163
— биотитизированный с турмалином 166
— гиперстеновый 167
— гиперстен-диопсидовый 167
— диопсидовый 167
Габбро-анортозит 170
Габбро-диабаз 179, 180
Габбро-диабаз оливиновый 180
Габбро-диорит 170
Габбро-лабрадорит 170
Габбро-монцонит 170
Габбро-норит 171, 175
— гранитизированный 521
— жильный 181
Габбро-сиенит 171, 237
— жильный 258
— оливиновый 237
Гарцбургит 216
Геллефлинта 408
Гельсинкит 483
Гиалоандезит 210
Гипербазит 234
Гиперстенит 220, 317
— оливин-полевошпатовый 227
— полевошпатовый 227
Гнейс 277, 394
— амфиболовый 434
— амфибол-биотитовый 402
— амфибол-биотит-плагиоклазовый 402
— амфибол-пироксеновый 443
— биотитовый 397
— биотит-амфибол-плагиоклазовый 402
— биотит-амфиболовый 402
— биотит-гиперстен-диопсидовый 405
— биотит-гиперстеновый 404
— биотит-пироксеновый 406
— биотит-роговообманковый 402
— биотит-хлоритовый 399
— бластопсаммитовый 478
— высокоглиноземистый 374
— гранат-биотитовый 399
— графитовый 400
— диопсид-амфибол-цоизитовый 406
— известково-силикатный 349
— инъецированный 505
— инъекционный 512, 513, 528
— мусковит-биотитовый 396
— пироксен-плагиоклазовый 403, 404, 440, 441, 442, 444
— пироксеновый с амфиболом 443
— плагиоклаз-амфиболовый 403
— роговообманко-плагиоклазовый 403
— силлиманит-биотитовый 375
— силлиманит-биотит-корундовый 371

Гнейс силлиманит-гранат-биотитовый 376
— — с графитом 377
— силлиманит-гранат-кордиеритовый 377
— силлиманит-кордиерит-гранат-биотитовый 378
— ставролитовый 379
Гнейсо-гранит 136, 527
Горнблендит 224, 226, 231
Гранатитит 492
Гранит амфиболовый 112
— анадольский 71
— анатолийский 71
— андровский 73
— антоновский 74, 87
— аплитовидный 124
— аплитовый 124
— аплитоидный 124
— аплит-пегматоидный 125, 126, 128
— бердичевский 76
— биотитовый 113
— биотит-гиперстеновый 524
— биотит-гиперстен-роговообманковый 525
— биотит-роговообманковый 112
— бобринецкий 77
— богуславский 77
— боковянский 79
— буковский 74, 81
— верблюжский 81
— верблюжско-боковянский 81
— вознесенский 82
— гипербазитовый теневой 523
— гиперстен-биотитовый 113
— гранат-биотитовый 113
— гранат-кордиеритовый 115
— гранофировый 112, 129
— двуслюдяной 115
— демуринский 82
— диаллаговый 117
— днепровский 83
— днепровско-токовский 85
— долинский 85
— дубовский 90
— екатериновский 86
— елизаветградский 91
— житомирский 87
— житомирско-коростышевский 88
— зиновьевский 91
— известково-щелочной
— калиевый 124
— калиево-полевошпатовый 116, 125
Гранит кальциевый 89
— каменномогильский 90
— каранский 91
— кировоградский 91
— кировоградско-житомирский 91
— кировский 91
— кордиерит-гранатовый 76
— корнинский 92
— коростенский 93
— коростышевский 94
— красный 138
— курчицкий 95
— лезниковский 96
— львовковский 97
— микроклинизированный 468
— микроклиновый 116
— мокромосковский 97
— мусковитовый 116
— мухаревский 98
— натриевый 124
— новоукраинский 99
— ортитовый 105, 116
— осницкий 100
— остривский 102
— пеликанитовый 116
— пержанский 103
— пироксеновый 117
— пироксен-амфиболовый 112
— плагиоклазовый 117
— порфировидный 130
— радоловский 105
— рапакививидный 134
— роговообманковый 112
— роговообманко-биотитовый 114
— розовый 138
— росинский 77, 104
— россоховский 104
— плагиоклазовый галещинский 117
— звенигородский 119
— ингулецкий 118
— кременчугский 121
— саксаганский 122
— салтычанский 105
— серый 138
— стародубовский 106
— старокорецкий 98, 106
— сырницкий 107
— такситовый биотитизированный 469
— токовский 107
— трахитоидный 137
— трикратский 82
— уманский 108
— устиновский 109

Гранит фастовский 110
— хочинский 111
— чернокварцевый 123
— черный 138
— чудново-бердичевский 76
— чудновский 76
— щелочноземельный 124
— щелочной 124
— эгириновый 117
— эпидотовый 123
— янцевский 97
Гранит-аплит 148
Гранитит 114
— гранатовый 507
— порфировидный 114
Гранито-гнейс 506, 527
— гранатовый инъекционный 507
Гранито-сиенит 239
Гранит-порфир 148
— метаморфизованный 149
Гранодиорит 139
— волновахский 139
— звенигородско-кременчугский 140
— криворожский 141
— табурищенский 142
— тригорский 143
— шепетовский 144
Гранодиорит-порфир 149
Граносиенит 258
Гранофир амфиболовый 112, 129
Гранулит 410
Грейзен 473
— кварц-ганитовый 472
— кварц-мусковитовый 470
— кварц-сидерофиллитовый 471
— мусковит-кварцевый 471
— флюорит-кварц-мусковитовый 470
— флюорит-мусковитовый 471
Грорудит 267
Дацит 158
Джеспилит 278, 279
— магнетит-гематитовый 286
— мартитовый 287
— мартит-железнослюдковый 286
Джумарит 266
Диабаз 181
— альбитизированный 181
— альбитовый 181
— альбит-кварцевый 181
— амфиболовый 182
— баркевикитовый 182
Диабаз биотитовый 183
Диабаз биотит-роговообманковый 183
— лабрадоровый 184
— оливиновый 184
— олигоклазовый 184
Диаллагит 220, 222
Диктионит 503
Динамогранит 136, 527
Диорит 196
— авгитовый 196
— биотит-роговообманковый 197
— вировский 199
— гиперстеновый 197
— кварцевый 198
— кварц-биотитовый 198
— кварц-пироксеновый 197
— нормальный 197
— роговообманковый 197
— хлоритовый 199
Диорит-порфир кварцевый 202
Долерит 183
Дунит 213
— серпентинизированный 215
Известняк кристаллический 278, 340
— силикатный 347
— силицифицированный 347
Импактит 161
Ингулит 483
Какирит 500
Кальцифир 278, 347
Канадит 253
Камптонит 264
Карбонатит 493
Катабугит 521
Катаклазит 500
Кварцит 278, 330—334, 380
— амфибол-пироксен-магнетитовый 326
— амфибол-эгирин-магнетитовый 325
— андалузит-дистеновый 479
— биотит-тюрингит-амфибол-гранатовый 320
— вторичный с турмалином 479
— гематитовый 322
— гранатовый 329
— гранат-куммингтонит-феррогиперстеновый 330
— графитовый 336
— железистый 278, 321
— куммингтонит-магнетитовый 323
— магнетитовый 322
— магнетит-амфиболовый 323

Кварцит магнетит-гематитовый 322
Кварцит магнетит-гранат-грюнеритовый 325
— магнетит-грюнерит-феррогиперстеновый 326
— магнетитовый с незначительной примесью силикатов 324
— магнетитовый со щелочными амфиболами 324
— маложелезистый 328
— метасоматический 478
— овручский 334
— пироксен-магнетитовый 327
— роговообманко-магнетитовый 323
— роговообманко-пироксен-магнетитовый 326
— сидеритовый 328
— силлиманитовый 336
— слюдяной 337
— тремолитовый 337
— фаялитовый 329
— эпидот-роговообманко-магнетитовый 324
Кенталленит 242
Кератофир 270
Керсантит 202
Кинцигит 507
Клесовит 129, 408
Конгломерат 380
Лабрадорит 171
Лампрофир 263
— основной 185
Лаурдалит 249
Лейкоандезит 209
Лейкодиорит 515
Лептит 129, 407
Липарит 159, 161
Перцолит 216, 224
Лимбургит 233
Лиственит 230, 495
Личфильдит 253
Малиньит 251
Мангерит 243, 257
Мариуполит 252
— фонолитовый 261
Мезобугит 522
Мельтейгит 252
Метаалевролит 382
Метагравелит 381
Метадиорит 199
Метаконгломерат 380
Метапелит 351
Метапесчаник 380
— кварцитовидный овручский 334
Метапесчаник кварцитовидный пугачевский 335
— криворожский 380
— туфогенный 382
Метасоматит 466
— апожелезистый 490, 491
— биотит-антофиллит-кордиеритовый 492
— гранат-пироксеновый 490
— карбонатный 493
— кварц-полевошпатовый 477
— микроклин-альбитовый 483
— сапфиринсодержащий 474
— эпидот-хлорит-альбитовый 484
Миаскит 253
Мигматит 502
— амфиболовый 513
— анатектический 504
— биотитовый 512
— биотит-амфиболовый 513
— глыбовый 503, 515, 516, 517
— гранатовый 507
— гранат-биотитовый 507, 510, 511
— грубопослойный эндербитового состава 514
— инъекционный 504
— метасоматический 504
— очковый 503
— плойчатый 503
— полосчатый 503
— полосчатый биотитовый 512
— порфиробластический 503
— послойный 503
— розового гранита 512
— сетчатый 503
— серого гранита 512
— теневой 504, 508
— тонкопослойный эндербитового состава 514
Микрогнейс 395
Микрогранит 129, 150
Микрогранодиорит 150
Микродиабаз 184
Микрокварцит 278, 279
Микроклинит 476
Микролаурдалит 261
Микронордмаркит 257
Микросиенит кварцевый 257
Микросиенито-диорит 257
Микрофойяит 260
Милонит 501
Минетта 185
Монцонит 242, 519

Монцонит-порфир 267
Мончикит 265
Мрамор 278, 340, 347
Небулит 504,505
Нордмаркит 247
Норит 174, 175
— амфиболовый 175
— безоливиновый 174
— кварцевый 175
— оливиновый 174
Норито-перидотит 227
Норито-сиенит 175, 524
— амфиболовый 175
Оливинит 213
Олигоклазит 482
Обсидиан 160
Оксикератофир 160
Оксипорфирит 211
Опалолит 497
Ортоамфиболит 420
Ортогнейс 395
Ортоклазит 477
Ортофир 260
— амфиболовый 260
— гранатовый 260
Палеоандезит 203
Палеобазальт 194
Параамфиболит 420
Парагнейс 395
Пегматит 150, 156
— мариуполитовый 262
— ультращелочной 262
Перидотит 215, 217
— амфиболизированный 218, 219
— серпентинизированный 218
Песчаник 380
Пикрит слюдяной порфировый 234
Пироксенит 219
— амфиболизированный 223, 224
— жильный 231
— — амфиболовый серпентинизированный 231
— — хлорит-гранат-эпидотовый 231
— куммингтонит-энстатитовый 224
— оливиновый 222
— плагиоклазовый 222
— полевошпатовый 227
— рудный 221
— серпентинизированный 224
— хромпикотитовый 221
— хромшпинелидовый 221
Плагиогранит 117
Плагиогранит-порфир 157
Плагиогнейс 395
— биотит-роговообманковый 402
Плагиогнейс гранат-корунд-шпинель-биотитовый 372
— корунд-шпинель-биотитовый 372
— роговообманко-биотитовый 402
— роговообманковый 403
— роговообманко-диопсидовый 405
Плагиоклазит 482
— андезиновый 237
Пертозит 468, 475, 476
— кварцевый 476
— микроклин-пертитовый 475
— слюдяный 476
Полимигматит 512, 518
Порода алунитизированная 498
— биотит-анортитовая 492
— гранатовая 317, 329. 507
— гранат-пироксен-плагиоклазовая 349
— диопсид-флогопит-анортитовая 475
— ивановская 524
— каолин-дюмонтьеритовая 498
— карнаватская 477
— кимберлитоподобная 232
— кварц-эпидотовая 494
— корунд-анортит-флогопитовая 475
— корунд-силлиманит-сапфирин-микроклиновая 475
— метасоматическая зеленокаменная 487
— пироксен-карбонатная 493
— плагиоклаз-пироксеновая
— салит-анортитовая 349, 488
— сапфирин-корунд-микроклин-биотитовая 475
— силлиманит-сапфирин-корунд-призматин-микроклиновая 475
— скаполит-диопсид-волластонитовая 489
— скаполит-диопсид-кальцитовая 489
— тальк-магнезитовая 453
— тальк-серпентин-магнезитовая 453
— щелочная 235
— эклогитоподобная 444
Порфир кварцевый 157, 161
— — с рибекитом 259
— — с эгирином 267
— нефелин-сиенитовый 259
Порфир сиенитовый 259

Порфир трахитовый 259
— эгирин-кварцевый 259, 267
Порфирит 203
— амфибол-диоритовый 204
— баркевикитовый 185
— габбро-монцонитовый 185
— габбро-норитовый 186
— диабазовый 177
— амфиболизированный 186
— — альбитизированный 187
— — биотит-амфиболовый 187
— диоритовый 202
— кварцевый 203, 211
— кератоспилитовый 195
— клесовский 203
— микродиабазовый 193
— альбитовый микродиабазовый 193
— пикритовый 233
— спилитовый 195
Празинит 439
Пропилит 495
Птигматит 503
Рапакиви 130
— аплитовый 134
— каневский 133
— корсунский 134
— радомышльский 134
— сиенитовый 134
— черкасский 133
Риолит 161
Рапакиви-сиенит пироксеновый 134
Роговик 278
— актинолит-магнетитовый 292
— альбитит-магнетит-гранат-роговообманковый 296
— амфибол-магнетитовый 293
— биотит-магнетитовый 295
— биотитовый 339
— гематит-магнетитовый 284
— гематит-рибекитовый 298
— гидрогематит-мартитовый 298
— гранат-магнетит-амфиболовый 296
— гранат-магнетит-куммингтонитовый 296
— гранат-хлорит-магнетитовый 295
— грюнерит-магнетитовый 290
— железистый 279
— железисто-куммингтонитовый 292
— железисто-силикатный 287
Роговик железнослюдковый 284
— известково-силикатный 349
Роговик кварц-диопсидовый 463
— контактовый 461
— кордиеритовый 464
— куммингтонит-магнетитовый 292
— магнетитовый 283
— магнетит-амфиболовый 293
— магнетит-гранат-биотитовый 297
— магнетит-гранат-роговообманковый 299
— магнетит-карбонат-куммингтонитовый 299
— магнетит-куммингтонит-биотитовый 299
— магнетит-куммингтонит-роговообманковый 294
— магнетит-сидеритовый 780
— магнетит-стильпномелан-грюнеритовый 290
— магнетит-стильпномелан-тюрингит-актинолитовый 291
— магнетит-терновскитовый 298
— магнетит-хлоритовый 289
— магнетит-хлорит-куммингтонитовый 291
— мартитовый 285
— мартит-красковый 298
— мартит-магнетитовый 285
— метакарбонатный 465
— метапелитовый 464
— плагиоклаз-биотит-диопсидовый 463
— плагиоклаз-гиперстеновый 463
— рибекит-магнетитовый 297
— роговообманко-магнетитовый 294
— родусит-магнетитовый 297
— серицитовый 339
— серицит-хлорит-мартитовый 299
— сидерит-гематитовый 281
— сидерит-магнетитовый 780
— стильпномелан-актинолит-магнетитовый 291
— стильпномелан-роговообманко-магнетитовый 293
— тремолит-магнетитовый 299
— тюрингитовый 339
— хлорит-магнетитовый 289
— хлорит-магнетит-карбонатный 299
— хлорит-мартитовый 299
— хлорит-серицитовый 339
— хлорит-сидерит-магнетитовый 289
— эгирин-магнетитовый 298

Сабаровит 113, 522
Севит 494
Сельвсбергит 264
Серицитолит 496
Серпентинит 225
— антигоритовый 226
— карбонатизированный 230
— лизардитовый 226
— хризотиловый 226
Сиенит 236
— авгитовый 237
— амфибол-гиперстеновый 244
— арфедсонитовый 246
— бескварцевый 237
— биотит-амфиболовый 246
— биотитовый 241, 246
— биотит-роговообманковый 241
— гастингситовый 246
— гиперстеновый 244
— графитовый 247
— диаллаговый 244
— кварцевый жильный 258
— кварц-оливиновый 238
— кварц-пироксеновый 238
— нефелиновый 248
— — пироксеновый дайковый 261
— нормальный 236
— оливиновый 237
— оливин-пироксеновый 237
— оливин-пироксен-амфиболовый 237
— пироксен-амфиболовый 237
— рибекитовый 245
— роговообманковый 241
— слюдяной 244
— тарамитовый 246
— шелочноземельный диаллаговый 237
— эгириновый 245
Сиенит-аплит 263
Сиенито-пегматит 262
Сиенит-порфир 259
— щелочной лейкократовый 260
— лампрофировый 260
Скарн 488
— апожелезистый 490
— — амфиболизированный 491
— — биотитизированный 491
— апокарбонатный 488
— биотит-грюнерит-гранатовый 492
Сланец 277
— актинолитовый 458
Сланец алевропелитовый ороговикованный 462
Сланец альбит-биотит-хлорит-актинолитовый 418
— альбит-кварц-биотитовый 390
— альбит-кварц-биотит-роговообманковый 391
— альбит-кварц-хлорит-серицитовый 389
— альбит-мусковит-кварцевый 388
— альбит-хлорит-актинолитовый 417
— альбит-хлорит-биотитовый 415
— альбит-цоизит-актинолитовый 417
— альбит-эпидот-хлорит-актинолитовый 417
— амфиболизированный 305
— амфиболовый 308
— амфибол-хлоритовый 307
— андалузит-биотит-ставролит-кварцевый 368
— андалузит-серицитовый 369
— анкерит-тальковый 450
— антофиллит-биотитовый 460
— аспидный 351
— — кварц-биотитовый 352
— — кварц-гидрослюдяно-биотитовый 353
— — кварц-серицитовый 353
— — кварц-серицит-биотитовый 354
— — рипидолит-серицит-кварцевый 355
— биотит-гранат-грюнеритовый 312
— биотит-мусковит-кварц-дистеновый 368
— биотит-хлорит-альбит-кварцевый 391
— биотит-хлорит-карбонат-кварцевый 304
— гематит-гранат-куммингтонитовый 310
— гематит-куммингтонитовый 309
— гематит-терновскитовый 316
— гематит-тремолит-глаукофановый 316
— гидрогематит-хлоритовый 304
— глаукофан-биотитовый 316
— гранат-грюнеритовый 311
— гранат-кварц-биотит-мусковитовый 366
— гранат-кварц-куммингтонит-биотитовый 311
— гранат-куммингтонитовый 309

Сланец гранат-магнетит-куммингтонитовый 310
Сланец гранат-роговообманко-грюнерит-кварцевый 313
— гранат-тюрингит-биотит-кварцевый 306
— гранат-хлорит-куммингтонитовый 308
— грюнеритовый 311
— — с крокидолитом и магнетитом 315
— дистеновый 369
— дистен-ставролит-мусковит-кварцевый 368
— доломит-тальковый 450
— жедрит-хлорит-тальковый 451
— железносуриковый 304
— зеленый 411
— карбонат-кварц-роговообманковый 419
— карбонат-кварц-серицитовый 390
— карбонат-кварц-хлорит-серицитовый 390
— карбонат-тальковый 449
— карбонат-эпидот-биотит-хлорит-кварцевый 415
— кварц-альбит-биотит-актинолитовый 418
— кварц-альбит-хлоритовый 413
— кварц-альбит-эпидот-хлоритовый 414
— кварц-биотитовый 365
— кварц-гранат-биотитовый 366
— кварц-гранат-хлоритовый 303
— кварц-карбонат-хлорит-альбитовый 414
— кварц-куммингтонит-хлоритовый 307
— кварц-магнетит-гранат-грюнеритовый 312
— кварц-магнетит-гранат-куммингтонитовый 310
— кварц-магнетит-роговообманко-грюнеритовый 313
— кварц-магнетит-роговообманко-хлоритовый 308
— кварц-магнетит-сидерит-тюрингитовый 304
— кварц-магнетит-хлоритовый 302
— кварц-рибекит-куммингтонитовый 314
— кварц-серицитовый 357, 358
— кварц-турмалин-хлоритовый 303
— кварц-хлоритовый 301, 412
Сланец кварцитовидный 338, 358
— кварцитовый 338
Сланец красковый 304
— кристаллический 277, 370, 374
— — амфибол-тюрингит-биотит-гранат-кварцевый 320
— — биотит-кордиерит-гиперстеновый 373
— — биотит-пироксен-плагиоклазовый 444
— — высокоглиноземистый 370
— — гиперстен-диопсид-роговообманко-плагиоклазовый 443
— — гиперстен-плагиоклазовый 442
— — гранат-жедрит-феррогиперстеновый 321
— — гранат-кордиерит-биотит-плагиоклазовый 373
— — гранат-корунд-шпинель-биотит-плагиоклазовый 372
— — гранат-силлиманит-биотит-полевошпатовый 371
— — гранитизированный основный 521
— — двупироксено-гранат-фаялит-кварцевый 320
— — диопсид-гиперстен-плагиоклазовый 441
— — диопсид-плагиоклазовый 442
— — диопсид-роговообманко-плагиоклазовый 443
— — железисто-известково-силикатный 349
— — железисто-силикатный 317
— — известково-силикатный 349
— — кварц-гранат-эвлитовый 320
— — кварц-полевошпатовый 387
— — корунд-шпинель-биотит-плагиоклазовый 372
— — основный 440
— — пироксен-плагиоклазовый 441
— — пироксен-роговообманко-плагиоклазовый 443
— — силлиманит-корунд-биотит-полевошпатовый 371
— — фаялит-феррогиперстен-кварцевый 316
— куммингтонит-биотитовый 311
— куммингтонит-роговообманко-хлоритовый с гранатом 307
— красковый 304
— магнезиальный 445
Сланец магнезит-анкерит-тальковый 450

— магнезит-биотит-карбонат-хлорит-кварцевый 304
Сланец магнетит-крокидолитовый 315
— магнетит-куммингтонитовый 308
— магнетит-куммингтонит-хлоритовый 307
— магнетит-роговообманко-куммингтонитовый 310
— магнетит-сидерит-амфибол-тюрингит-кварцевый 313
— магнетит-терновскитовый 315
— магнетит-тремолит-глаукофановый 316
— магнетит-тюрингит-кварц-биотитовый 306
— магнетит-хлорит-биотитовый 306
— маренинский 513
— пирофиллитовый 632
— плагиоклаз-хлорит-актинолитовый 416
— прохлоритовый 455
— рибекит-глаукофан-роговообманко-хлорит-биотитовый 314
— роговообманковый 460
Сланец серицит-альбит-кварцевый 387
— серпентин-тальковый 452
— сидерит-амфибол-тюрингитовый 315
— слюдяной 363
— — со ставролитом и гранатом 367
— слюдяно-хлорит-кварцевый 305
— ставролит-биотит-кварц-андалузит-мусковитовый 367
— ставролит-кварц-мусковитовый 367
— табачный 353
— тальковый 362, 446
— тальк-амфиболовый 458
— тальк-хлоритовый 454
— терновскит-кварц-тюрингит-сидеритовый 315
— тремолитовый 459
— тремолит-прохлоритовый 455
— тремолит-хлоритовый 455
— тюрингит-биотит-кварцевый 305
— филлитовидный 356
— — биотит-тюрингит-кварцевый 361
— — гранат-серицит-биотит-кварцевый 361
— — кварц-хлорит-слюдяный 360
— — кварц-хлоритовый 360
Сланец филлитовидный серицит-кварц-хлоритовый
— — хлорит-кварц-серицитовый 359
— флогопит-тремолитовый 459
— хлоритовый 301, 455
— хлорит-биотит-актинолитовый 418
— хлорит-карбонат-тальковый 449
— хлорит-кварц-биотит-актинолитовый 418
— хлорит-кварц-роговообманковый 419
— хлорит-магнезит-тальковый 452
— хлорит-серицит-кварцевый 359
— хлорит-тальковый 448
— хлорит-тремолитовый 459
— хлорит-тремолит-актинолитовый оталькованный 457
— хлоритоид-хлорит-кварцевый 305
— эпидотовый 412
— эпидот-кварц-альбит-биотитовый 416
— эпидот-хлорит-кварц-альбитовый 391
Слюдит 474
— корундовый 474, 493
Собит 141
Соггендалит 234
Спессартит 204
Спилит 194
Схистогранит 137, 527
Тениогранит 137, 527
Тингуаит кварцевый 267
Тингуаит-порфир псевдолейцитовый 266
Тоналит 146
Трахиандезит 268
— альбитизированный 269
Трахидацит 269
Трахит 268
Тремолит 458
— хлоритовый 459
Троктолит 176
Уваннит 243
Ультрабазит 231
— амфиболизированный 226
— биотитизированный 227
— жильный 231
Ультрамилонит 501
Фельдшпатолит 263, 264
Фельзит 151
Фенит 486
Филлит 277, 356

Филлонит 501
Флюксогранит 527
Фойяит 249
— тарамитовый жильный 260
— эгириновый 261
Фойяит-порфир 250, 259
Форелленштейн 171
Чарнокит 518, 523
— антипертитовый 522
— — обогащенный кварцем 522
— кислый 523
Чарнокит основный 521
— средний 522
— теневой 523
Эвлизит 317
Эгиринит 484
Эклогит 444
Эндербит 522
Эпибугит 522
Эпидиабаз 435
Эпидозит 494
Ювит пироксеновый 252

СОДЕРЖАНИЕ

Сокращения и условные обозначения 6

Введение 7

Общие сведения о горных породах 7
Минеральный состав горных пород 8
Химический состав горных пород 30
Формы залегания горных пород 32
Текстуры горных пород 36
Структуры горных пород 37

Геологическое строение Украинской ССР 43
Украинский щит 44
Карпатский ороген 59
Днепровско-Донецкая впадина и Донбасс 61
Складчатая система Горного Крыма 63

Часть I. Магматические породы 66

Кислые магматические породы 68
Граниты 71
Разновидности гранитов, выделяемые по территориальной приуроченности 71
Разновидности гранитов, выделяемые по особенностям минерального состава 112
Разновидности гранитов, выделяемые по особенностям химизма 123
Разновидности гранитов, выделяемые по структурным особенностям 124
Разновидности гранитов, выделяемые по текстурным признакам 136
Разновидности гранитов, выделяемые по цвету 138
Гранодиориты 139
Адамеллиты 146
Тоналиты 146
Аляскиты 147
Среднеглубинные и жильные породы кислого состава . . . 148
Эффузивы кислого состава 158

Основные магматические породы (базиты) 162
Глубинные породы основного состава 162
Гипабиссальные и жильные породы основного состава . . 176
Эффузивы основного состава 187

Магматические породы среднего состава 196
Глубинные магматические породы среднего состава . . . 196
Гипабиссальные и жильные породы среднего состава . . . 200
Эффузивные породы среднего состава 205
Ультраосновные магматические породы 212
Глубинные ультрабазиты 213
Гипабиссальные и излившиеся ультраосновные породы . . 230
Щелочные и ассоциирующие с ними магматические породы . . 235
Глубинные щелочные и ассоциирующие с ними породы . . 236
Нормальные сиениты 236
Щелочные сиениты 244
Нефелиновые сиениты 248
Жильные щелочные и близкие к ним породы 256
Часть II. Метаморфические и ультраметаморфические породы . 272
Продукты регионального динамотермального метаморфизма . 274
Железисто-кремнистые породы 278
Железистые роговики и джеспилиты 279
Железисто-силикатные роговики 287
Железисто-силикатные сланцы низких ступеней метаморфизма 300
Железисто-силикатные кристаллические сланцы высоких ступеней метаморфизма 317
Железистые кварциты 321
Кремнистые породы 330
Кварциты 330
Кварцитовидные сланцы и слюдяные роговики 338
Карбонатные и известково-силикатные породы 340
Кристаллические известняки, или мраморы 340
Кальцифиры 347
Известково-силикатные кристаллические сланцы . . . 349
Глиноземистые породы (метапелиты) 351
Аспидные сланцы 351
Филлиты и филлитовидные сланцы 356
Пирофиллитовые сланцы 362
Слюдяные сланцы 363
Высокоглиноземистые кристаллические сланцы высоких ступеней метаморфизма 370
Высокоглиноземистые гнейсы 374
Кислые (кварц-полевошпатовые) породы 379
Метаморфизованные обломочные породы (метапесчаники и метаконгломераты) 380
Кварц-полевошпатовые кристаллические сланцы низких ступеней метаморфизма 387
Кислые метавулканиты низких ступеней метаморфизма . . 391
Гнейсы 394
Лептиты 407
Гранулиты 410
Основные породы 411
Основные метаморфические сланцы низких ступеней метаморфизма (зеленые сланцы) 411
Амфиболиты 419

Основные кристаллические сланцы высоких ступеней метаморфизма 439
Эклогиты 444
Ультраосновные породы (магнезиальные кристаллические сланцы) 445
Сланцы тальковые 446
Сланцы хлоритовые 454
Актинолититы, тремолититы, амфиболовые сланцы . . . 455

Продукты контактового метаморфизма 461

Метасоматиты 466

Продукты калиевого щелочного метасоматоза и выщелачивания 468
Продукты щелочного натриевого метасоматоза 480
Продукты кальциево-магнезиально-железистого метасоматоза . 488
Гидротермалиты 495

Продукты катакластического метаморфизма 498

Тектонические брекчии 500
Катаклазиты 500
Милониты 501
Филлониты 501
Продукты ультраметаморфизма 502
Мигматиты 502
Чарнокиты 518
Гранито-гнейсы 527

Литература 529

Указатель магматических и метаморфических пород . . . 566

Иван Степанович Усенко,
Константин Ефимович Есипчук,
Иван Лазаревич Личак,
Вадим Антонович Слипченко,
Валерий Александрович Цуканов

СПРАВОЧНИК ПО ПЕТРОГРАФИИ УКРАИНЫ (МАГМАТИЧЕСКИЕ И МЕТАМОРФИЧЕСКИЕ ПОРОДЫ)

Редактор *С. А. Свердлова*
Художественный редактор *Н. Ю. Слепцова*
Оформление художника *И. Н. Косаревой*
Технический редактор *А. М. Капустина*
Корректоры *Д. Я. Канер, Л. Н. Регета*

Сдано в набор 28.IV 1975 г. Подписано к печати 27.XI 1975 г. БФ 00270. Зак. № 5-314. Изд. № 288. Тираж 1700. Бумага № 1, $84\times108^{1}/_{32}$. Печ. физ. листов 18,19. Усл. печ. листов 30,56. Учетно-изд. листов 33,12. Цена 2 руб.

Издательство «Наукова думка», Киев, Репина, 3.

Киевская книжная типография научной книги Республиканского производственного объединения «Полиграфкнига» Госкомиздата УССР, Киев, Репина, 4.

2 руб.

1356

ИЗДАТЕЛЬСТВО «НАУКОВА ДУМКА»
КИЕВ 1975