

**ПАЛЕО-
ВУЛКА-
НИЗМ
УКРАИНЫ**

АКАДЕМИЯ НАУК УКРАИНСКОЙ ССР
ИНСТИТУТ ГЕОХИМИИ И ФИЗИКИ МИНЕРАЛОВ

ПАЛЕО- ВУЛКАНИЗМ УКРАИНЫ

ГЕОЛОГИЧЕСКИЕ УСЛОВИЯ ЗАЛЕГАНИЯ,
ВЕЩЕСТВЕННЫЙ СОСТАВ
И КЛАССИФИКАЦИЯ ПРОДУКТОВ
ПЛАТФОРМЕННОГО ВУЛКАНИЗМА

КИЕВ НАУКОВА ДУМКА 1984

УДК 551.21; 552; 551.222+228

Палеовулканизм Украины / Савченко Н.А., Бернадская Л.Г., Бутурлинов Н.В. и др. - Киев : Наук. думка, 1984. - 252 с.

Платформенный вулканизм Украины проявлялся на протяжении 2 млрд. 500 млн. лет - от раннего протерозоя (2600 - 2700 млн. лет) до позднего мела (120 - 70 млн. лет). Палеовулканизму принадлежит решающая роль в формировании земной коры Украинского щита, его склонов и обрамляющих структур (Припятского вала, Днепровско-Донецкой впадины, Донбасса, Западного Причерноморья и Степного Крыма), а также в распределении и концентрации цветных и редких металлов.

Для геологов и петрологов, изучающих дайково-вулканогенные образования и связанную с ними минерализацию.

Табл. 30. Рис. 19. Библиогр.: 78 назв.

Ответственный редактор В.А.Слипченко

Рецензенты И.Б.Щербаков, Б.С.Панов

Редакция литературы о Земле

П 1904030000-443 475-84 подписное
М221(04)-84

(С)

Издательство
"Наукова думка", 1984

Вулканизм занимает важное место в истории развития регионов. Он проявлялся на континентах, островных дугах и океаническом дне. Как отмечал А.Н.Заварицкий, "вулканизм в жизни нашей планеты, и особенно в ее истории, имеет исключительно важное значение. Невозможно геологическое изучение земного шара без ясного представления о сущности вулканических процессов" [22].

Более 100 лет во многих районах земного шара ведутся систематические палеовулканологические исследования и наблюдения над современными вулканами.

И.В.Лучицкий, систематизировавший палеовулканологический материал по Южному полушарию, показал, что в процессе вулканической деятельности состав магмы, за счет которой образуются лавовые потоки и их пирокластические аналоги, неоднократно менялся от основного (и ультраосновного) до кислого, имея как гомодромную, так и антидромную направленность.

При извержениях выбрасывается огромный по объему лавовый и пирокластический материал. Многие исследователи констатируют, что наиболее активные вулканы за одно извержение выбрасывают до 100 км^3 горной массы. Вместе с лавой, как известно, выносятся газы и большая часть металлов, которые затем участвуют в формировании рудных месторождений вулканогенного типа.

За длительную (3,8 млн. лет) историю развития Украинского щита (УЩ) платформенный вулканизм в вулcano-плутонической, эффузивной, интрузивной и субвулканической фациях проявлялся в раннем протерозое (главным образом на щите), в позднем протерозое (на щите и его обрамлении), в рифее, венде, палеозое и мезозое, преимущественно на обрамляющих платформенных структурах и только частично на УЩ.

Первая раннепротерозойская вулканическая вспышка возникла в конце стабилизации архейской Днепровской платформы. Вулканизм раннего протерозоя в виде даек представлен продуктами основной (частично ультраосновной) магмы. Их абсолютный возраст 2700 - 2650 млн. лет.

Следующая вспышка вулканической деятельности зафиксирована в верхнепротерозойских структурах северо-западной части Ущ (Овручская и Белокоровичская грабен-синклинали, Каменская структура и др.), в фундаменте ДДВ, западного склона Ущ и Припятского вала. Продукты вулканизма представлены основными, кислыми и, по-видимому, щелочно-ультрасосновными породами (в том числе кимберлитами). Абсолютный возраст вулканитов этой эпохи 1200 - 1500 млн. лет.

С рифейско-вендской тектоно-магматической активацией связан трапповый вулканизм, который проявлялся на западном склоне Ущ и Припятском валу, а также на глубоко погруженной восточной части рифейского Предгайдацкийского прогиба и других прилегающих территориях. В составе трапповой формации выделяются породы эффузивной (базальты и их туфы) и субинтрузивной (габбро-диабазы, габбро-долериты и долерит-базальты) фаций. Их возраст колеблется от 1000 до 700 - 680 млн. лет. Главными породообразующими минералами являются лабрадор, авгит и магнетит. К вендской эпохе вулканизма приурочены как основные (базитовые) эффузивные и субинтрузивные образования, так и ультрасосновные дифференциаты (или отдельные порции мантийных выплавов); они содержат SiO_2 39,0 и MgO 23,0 %, что характерно для пикритовых порфиритов и меймечитов, а также для близких к ним кимберлитов.

В палеозое вулканизм проявлялся в силуре и карбоне, но наиболее бурным он был в средне-позднедевонское время (320 - 380 млн. лет), когда происходила коренная перестройка структур Восточно-Европейской платформы. Залежи и тела среднепалеозойского вулканизма приурочены к трещинам, полостям отслоения в осадочном чехле и метаморфическим горизонтам в платформенных структурах Припятско-Днепровско-Донецкого прогиба (авлакотена, рифта). Они представлены породами оливин-базальтовой и щелочно-ультрасосновной - щелочно-базальтоидной формаций; известны и на Припятском валу.

В южном и юго-западном обрамлении Ущ позднепалеозойский (пермский) и мезозойский (триас-юрский и меловой) среднекислый вулканизм проявлялся в Степном (платформенном) Крыму и в Западном Причерноморье, а на Ущ с ним одновозрастны многие локальные (штоковые, вапковые) тела.

С платформенным вулканизмом на Украине (без геосинклинальных областей Карпат и Горного Крыма) связана рудная минерализация на никель, медь, плавиковое и другое сырье.

Предлагаемая книга написана на основе оригинального материала коллективами авторов Института геохимии и физики минералов АН УССР

(Н. А. Савченко: "Предисловие", "Краткая история исследований вулканизма на Украине", "Вулканогенные породы Припятского вала и западного склона Украинского щита" и "Заключение"; Л. Г. Бернадской и В. И. Долговой: "Дайковые породы Украинского щита"; В. Н. Бугаенко: "Вулканогенные породы Днепровско-Донецкой впадины"; В. А. Семкой: "Вулканогенные породы Западного Причерноморья"), Донецкого политехнического института им. Артема (Н. В. Бутурлиновым: "Дайково-вулканогенные породы Донбасса") и гго Крымгеология Министерства геологии СССР (В. Г. Бондаренко, Л. Г. Плахотным: "Вулканогенные породы Степного (платформенного Крыма)").

В процессе сбора первичного материала использовался керн скважин, пробуренных экспедициями производственно-геологических объединений Севукргеология, Южукргеология, Крымгеология, Донбассгеология и трестов Львовнефтегазразведка, Черниговнефтегазразведка и Полтаванефтегазразведка Министерства геологии Украинской ССР.

Авторы выражают признательность всем геологам-производственникам, а также аналитикам химической и спектральной лаборатории ИГЧМ АН УССР, в той или иной мере способствовавшим написанию книги.

Вулканизм, связанный с платформенным этапом развития Ущ и структур его обрамления, изучали геологи со середины XIX и в первом десятилетии XX ст. Особенно интенсивно палеовулканологические исследования стали проводиться в годы Советской власти в связи с планомерным геологическим картированием территории страны. Наибольшее количество работ по палеовулканизму приходится на 50 - 70-е годы.

Первые проявления древних вулканических пород на Ущ отмечены в 1898 г. И.А.Морозевичем, В.Е.Тарасенко и др. Изучались выходы даек в Приазовье (на востоке) и в Липовецком районе (в западной части Ущ), их геологическое размещение и вещественный состав. К 1905 г. относится работа В.Е.Тарасенко по выделению "вулканической области" в Восточной Волинии. В 1928 г. В.Н.Чирвинский описал эффузивную породу в г.Новоград-Волинском, а Ю.Ир.Половянкина - "базальт" по р. Ингульцу; в 1932 г. Н.П.Семененко исследовал базальты Приднепровья, а в 1933 г. Л.А.Иванов - базальтовые породы для литья в Приазовье. В 1936 г. В.И.Дучицкий сообщил об ультраосновных породах Приазовья. Он же и М.И.Ожегова в 1941 г. освещали генетические взаимоотношения интрузивных и эффузивных пород на северо-западе Ущ. С.Г.Шавло в 1941 г. сообщил о новых дайках Приазовья. Ст. Малковский в 1934 г. исследовал диориты "виrowsкого" типа, а Н.И.Безбородько (1935-1936 гг.) - этапы и эпохи вулканизма на Украине. И.С.Усенко в 1946 г. осветил петрографию даек диабазов Криворожского района Ущ по рекам Саксагань (с. Оболоновка), Ингулец и Верблякка (р.Малиновка), описывались и диабазы р. Базавлук. При этом выделено две группы даек: субмеридионального простирания и субширотного с пересечением саксаганской свиты. Он же в 1947, 1952, 1953 и 1958 гг. писал о возрастном соотношении даек Ущ. В.А.Севастьянов в 1946 г. затронул вопрос о механизме формирования даек Приазовья. Л.Г.Ткачук и И.Л.Личак в 1948 г. опубликовали статьи по северо-западной части Ущ, Л.Г.Ткачук в 1949 г. - по эффузивам Кировоградской области. В изучении площадного распростране-

ния даек северо-западной части Ущ и его западного склона большой вклад внесли геофизики: в 1954 и 1968 гг. А.В.Тесленко, в 1954 и 1968 гг. В.И.Клушни. В.А.Слипченко в 1953 г. опубликовал материалы по петрографии даек бассейна р. Конка; он же в 1957 и 1959 гг. рассматривал петрохию даек Западного Прывозья. В.А.Рябенко в 1962 г. освещал стратиграфическое положение эффузивов Липовецкого района на Ущ, а В.М.Васько в том же году проследил дайку р. Ингул. Л.Д.Дрьев в 1964 г. писал о монзонитах и пошонитах р. Конка. В.В.Байраков нашел эколитоподобный ксеколит в дайке лампрофира в Октябрьском дочелочном массиве, а Ю.А.Костенко в 1969 г. выявил высокую щелочность ортофиоров Восточного Прывозья. И.Л.Личак и О.К.Пискорская в 1968 г. сообщили о диоритовых лампрофирах Волныи, Т.А.Ткаченко тогда же исследовала минералогии зоны выветривания вулканитов бассейна р.Собь на Ущ, а Э.И.Логвин в 1966 и 1968 гг. среди вулканитов Ильинецкого массива, наряду с ортофирами, выделял трахиты и липариты, для которых еще в 1960 г. Н.И.Полевая (ВСЕГЕИ, Ленинград) определила изотопный возраст в 490 - 500 млн. лет, а в 1965 г. Ф.И.Козловская (ИГиН АН УССР, Киев) - в 460 - 470 млн. А.С.Иванушко в 1969 г. приводит петрохию даек беебрахитов Побужья. В 1965 г. Н.А.Елисов и др. изучали протерозойский интрузивный комплекс Восточного Прывозья, среди которого описали разновозрастные дайки. А.Я.Хатунцева в 1967 г., а Н.А.Беспалько в 1970 г. исследовали состав и возраст осадочно-вулканогенных пород Овручской, Белокоровичской и Суцано-Пержанской структур. Н.П.Семенов в 1968 г. отметил молодой возраст (1200 млн. лет) роговой обманки на Побужье; дайку лампрофиров возрастом 1150 млн. лет в с.Ленчин (западная часть Ущ) обнаружил в 1967 г. Н.А.Савченко, а о дайке свежих диабазов среди гранитоидов фундамента на участках Дубровица (северо-западный склон Ущ) и Каменка (северо-западная часть Ущ) писали в 1972 г. Б.И.Власов, Р.А.Слыш, Е.Н.Дмитраков, Н.А.Савченко и др. Пересечения биотит-роговообманковых гнейсов жилою розовых амфиболитных гранитов (возрастом 1050 млн. лет) изучил Н.А.Савченко в 1967 г. на участке Ратно (в фундаменте Припятского вала). В 1980 г. А.К.Ахметшина систематизировала данные по тектоническому размещению даек на Ущ, указав, что к трещинам различной ориентировки приурочены разновозрастные дайки. А.Н.Комаров, В.Н.Вербицкий, Ф.Я.Притков в 1982 г. проследили крупную Радовельскую дайку протяженностью 34 км от г.Облевск в сторону г.Коростень. Л.Г.Бернадская и др. в 1982 г. по изотопному определению возраста разделили

дайки Ущ и нашла, что среди них есть три разновозрастные группы: 2700 - 2600; 1700 - 1600 и 1200 - 1300 млн. лет.

Новая вспышка вулканизма в связи с формированием структур платформенного чехла приходится на конец позднего протерозоя (рифей - венд). Она имела место главным образом на западном и юго-западном склонах Ущ и Прпятском валу. Трапповый вулканизм этого же времени проявлялся на территории Белоруссии, в центральной, восточной и западной частях Восточно-Европейской пл. форм. Кроме того, продукты рифейско-вендского вулканизма отмечаются в теле самого Ущ (с. Ильинцы, г.Кривой Рог, села Молдовка и Аверьяновка), а также в кепроках ДДВ (с. Исачки) и в с. Белолуцк на юго-восточном склоне Воронежского массива, заходящего в пределы Восточного Донбасса. К рифейскому времени отнесены также метаморфизованные вулканы около г.Зуя (в Степном Крыму) и породы в пределах Азовской антеклизы (юго-восточный склон Ущ).

Первые вулканические образования на западном склоне Ущ (базальты с.Берестовец около г.Ровно) петрографически описали А.К.Тиньковский в 1862 г., В.Билмаль в 1867 г., С.Праффус в 1866 г. В их работах приводятся также первые химические анализы базальтов Волыни. И.В.Мушкетов в 1872 г. назвал их "вольнитам", а А.П.Карпинский в 1893 г. и И.А.Морозевич в том же году - "анамезитами". Вулканам Ровенщины посвящена популярная статья П.А.Тутковского за 1899 г.

Обширный материал по древним вулканогенным породам приводят геологи в начале XX ст., а затем в 20-е и 30-е годы. В.Д.Ласкарев в 1905 г. предположил, что базальты приурочены к так называемому Ровенскому грабену, который в субмеридиональном направлении проходит вдоль западного склона Ущ. Он же рассматривал возраст вулканитов в 1914 г. П.А.Тутковский в 1912 г. описал базальт с.Полница. Сообщение о выходах базальтов около с. Долгое Поле сделал в 1923 г. Ст.Малковский. Описание геологического строения района, где были развиты вольнитские эффузивы с самородной медью, находим в работах Ст.Малковского за 1923, 1931 и 1951 гг., М.Каменского за 1921 и 1928 гг., Я.Самсоновича за 1933 и 1939 гг. По данным Ст.Малковского, в с.Долгое Поле развиты две разновидности базальтов: нормальные (афанитовые) и губчатые. К последним приурочена самородная медь в с. Вел.Мидск с сопутствующими кальцитом, баритом и хлоритом. Самородная медь, по мнению автора, генетически связана с базальтовой магмой. Она в виде гидротермальных прожилков присутствует в измененных базальтах. Относительно возраста базальтов Во-

лнии не было единого мнения - их относили к силуру, девону, перми и даже к мелу. М.Каменский в 1926 и 1928 гг. изучил эффузивы сел Берестовец, Злазно, Вел.Мидск, Полниця, указав на распространение апатита и сапонита в карьере Берестовец и кварца в с.Долгое Поле. Многие исследователи различными методами пытались решить вопрос о комагматичности базальтов и туфов, однако выводы их были противоречивыми. Так, П.Тонарский в 1938 г. между этими породами не находил генетической связи (по составу вулканического стекла туфов и базальтов); И.Войцеховский, наоборот, в 1939 г. по распространению меди в базальтах и туфах считал их комагматичность вполне реальной.

В 1940 г. А.М.Викторов изучал трещиноватость базальтов с.Янова Долина. В 1940-1941 гг. на Волыни работала экспедиция ИГи АН УССР (г.Киев), собравшая полевой материал, частично обобщенный В.С.Завистовским, С.И.Субботиным, И.А.Балабушевичем, Л.Г.Ткачуком, И.Л.Личаком и В.И.Барташевским. Начавшаяся Великая Отечественная война прервала геологические исследования. Только в 1948 г. Л.Г.Ткачук опубликовал первую монографию "Петрография пород северо-западной части Ущ (Ровенская обл.)". В ней сопоставлялись два базы с.Рокитно и базальты с.Горнь. В 1956 г. Н.В.Стрелкова, Г.П.Шраменко (с участием Т.А.Кленовой) провели геологическое картирование (с бурением) всей территории Ровенской обл., в эти же годы провели съемку В.С.Перельштейн, В.Г.Семенов и др. В результате были получены новые материалы о геологическом строении района и вещественном составе. И.С.Усенко в 1955 г. предположили одновозрастность даек диабазов северо-западной части Ущ и Горньских базальтов, а в 1958 г. Л.Г.Бернадская выделила несколько разновидностей базальтов. В 1956 г. О.В.Крашенинникова монографически описала геологическое положение эффузивных пород в разрезе западного склона Ущ, выделив их в изяславскую свиту острожской серии верхнего рифея. Она предположила в 1960 г., что рифейское море заходило далеко на западную окраину Ущ. П.Л.Шульга в 1951 и 1952 гг. в Западной Волыни (бассейн р.Зал.Буг) выделила подэффузивную, эффузивную и надэффузивную свиты и отнесла их к рифею. На основании изотопных данных этот вывод был подтвержден И.С.Усенко, Л.Г.Бернадской и Ф.И.Котловской в 1958 г. С этого времени все вулканические породы Волыно-Подолья были приняты как докембрийские (позднепротерозойские). Е.П.Брунс в 1957 г. выделила эффузивную толщу в "волыньскую свиту". Этот термин и в настоящее время сохраняется в стратиграфии позднекембрийских образований Восточно-

Европейской платформы. Однако автор считала, что возраст эффузивов не поаднепротерозойский, а раннепалеозойский. В связи с изучением гидрогеологии района разрез с эффузивами частично описал в 1954 г. К. Н. Варавя. Сообщения по траппам сделали: Е. Л. Лазаренко в 1956 г. - о саладоните, В. П. Шапкина в 1956 г. - о хлорофите, С. С. Мартынова в 1955 г. - об аметисте в базальтах, Д. П. Бобровник в 1953 и 1957 гг. - о хлорите. В 1959 г. В. Г. Бондарчук возвращает-ся к вопросу о структурном контроле базальтов Ровенщины. Петрологу трапповой формации Волыни описывали З. Г. Ушакова в 1960 г. и другие исследователи (Б. Я. Воловник в 1966 и 1969, Л. Г. Бернадская в 1958 и 1968, Н. А. Савченко в 1966, 1969 и 1977 гг.). В 1971 г. Б. Я. Воловник выделила на Волыни несколько очаговых зон.

О стратиграфии и тектонике писали Е. П. Брунс в 1957 г., К. Э. Якобсон в 1971 г., П. Д. Шульга в 1972 г., Н. Е. Стрелкова, Г. П. Шраменко в 1955 и 1971 гг., Б. И. Власов, А. Е. Бирюлев в 1969 г., В. А. Котык, В. М. Марковский в 1972 г., А. Г. Ролцк, В. М. Шестопапов, Э. Я. Яовинский, Л. Г. Бернадская, С. В. Нечаев, В. С. Зашка-Новацкий, В. А. Великанов, В. Я. Чемурако, Ю. К. Пийяр, А. М. Ханисенко, Г. А. Уженков, П. Д. Букачук, А. С. Махнач, Н. В. Веретенников, О. Г. Яненко, В. В. Чебаненко, С. А. Золотарев, Е. Н. Лугинина, Б. А. Николаенко, Т. А. Никулина, В. А. Рева, М. И. Сирота, А. И. Буров, И. С. Гарбуз, Н. А. Савченко и др. Исследовались и вулканиты Приднестровья.

С 1963 г. в западной части Волыни геолого-радиологические и рудно-петрологические исследования проводились отделом рудных месторождений Института геологических наук АН УССР, с 1969 г. - Институтом геохимии и физики минералов АН УССР (Н. А. Савченко и др.); геофизические работы велись Львовским филиалом Института геофизики АН УССР (В. И. Клушин). Исследования на Волыни В. И. Клушин начал еще в 1947 г. (в тресте Волынский разведка МУП СССР). На одной из выявленных им аномалий около г. Ратно (Волынская обл.), удаленной от Уж на 350 км, в с. Проход в 1948 г. была пробурена скв. З10, которая на незначительной глубине (162 м) впервые вскрыла фундамент докембрийских кристаллических пород. В. И. Лучицкий отнес эти породы к архею, а после радиологического изучения (Н. А. Савченко, Ф. И. Козловская, Е. Н. Бартицкий) в 1964 г. их датируют протерозоем. Этот блок известен в литературе под названием Ратновского выступа, он составляет ядро Припятского вала. На юго-западном борту Ратновского выступа в с. Конобель отмечена наибольшая мощность эффузивов (0,5 км).

С учетом накопившихся геолого-геофизических данных в 1963 г.

Н.П.Семенов, В.И.Клушин, Н.А.Савченко и В.С.Анисимов составили "Тектоническую карту Припятского вала". Припятский вал - это рифейская субширотная горст-грабеновая структура платформенного типа в северо-западной части Украины. В ее строении значительное место занимает вулканогенные породы.

В 1964 г. в издательстве "Наукова думка" вышла "Геолого-тектоническая карта Украинского щита" под ред. Н.П.Семенов; в ней помещено структурно-геологическое и изотопное обоснование этой тектонической единицы. Автор подчеркнул, что в формировании структуры ведущую роль занимала Галицийская складчатость в основании древних Карпат. В 1964 г. Г.А.Уженков закартировал в фундаменте с.Дубровица (северо-западный склон УЩ) дайки порфиринов, которых нет в осадочном чехле. В 1967 г. Н.А.Савченко были сделаны сообщения о новых результатах изучения абсолютного возраста осадочно-вулканогенных пород Припятского вала. Среди рифейских и вендских пород были установлены вулканиты (щелочные лампрофиры) среднепалеозойского возраста (350 млн. лет) и гораздо моложе (220 и 180 млн. лет). Позже, в 1969, 1972 и 1979 гг., более чем в 100 точках Н.А.Савченко выявил ранне- и позднепалеозойские жильные (дайковые) тела щелочно-ультраосновной - щелочно-базальтоидной формации, причем по отношению к траппам они имеют секущие контакты. Последнее впервые было отмечено на Припятском валу на участке Березиче в бассейне р. Стоход. Кроме того, определения абсолютного возраста для траппов Волнины приводят Л.Г.Бернадская, Г.А.Казаков, М.А.Гаррис, Г.Х.Чеджемов и О.В.Цьонь. Субвулканические породы ультраосновного (щелочно-ультраосновного) состава внедрялись в пределах юго-западной окраины Восточно-Европейской платформы в конце венда или начале кембрия. Они выявлены Н.А.Савченко в 1971, 1972 гг. на участке Берестечко в зоне сочленения Припятского вала с рифейским Предгалицийским прогибом, где субвулканические породы представлены пикритовыми порфиритами и меймечитами. Их возраст 500 млн. лет. Геологическое положение и состав этих же пород освещался В.А.Котыком и Б.Я.Воловник в 1975 г.

Ранне- и позднепалеозойские породы щелочно-ультраосновной - щелочно-базальтоидной формации выделяются в самостоятельную щелочную провинцию Волнины, простирающуюся от бассейна р. Горнь на востоке до бассейна р. Зап. Буг на западе.

О геологии юго-западного, западного и северо-западного склонов УЩ и Припятского вала опубликовано несколько крупных монографий: О.В.Крашенинниковой "Древние свиты западного склона Украин-

ского щита" в 1956 г., Л.Г.Бернадской "Вулканы Ровенской области" в 1958 г., Е.К.Лазаренко и др. "Минералогия изверженных комплексов Западной Волны" в 1960 г., О.В.Краменниниковой "Литогенез рифейских отложений Русской платформы" в 1962 г., "Стратиграфия СССР" (под ред. Д.В.Наливкина). "Верхний докембрий" (под ред. Б.М.Келлера) в 1963 г., Е.И.Вульчина "Микроэлементы в породах рифейской толщи западного склона Украинского щита" в 1964 г., "Геохронология Украины" в 1965 г., Н.П.Семеновко, В.И.Клушина, Н.А.Савченко и др. "Вулканизм и металлогенность западной части Украинского щита" в 1968 г., "Петрография докембрия Русской платформы" в 1970 г., "Стратиграфия УССР. Рифей - Венд" в 1971 г., "Платформенные структуры обрамления Украинского щита и их металлогенность" в 1972 г., "Базит-гипербазитовый магматизм и минерогенез Юга Восточно-Европейской платформы" в 1973 г., "Критерии прогнозирования месторождений Украинского щита и его обрамления" (под ред. Н.П.Семеновко) в 1975 г., Н.П.Семеновко, Н.А.Савченко, В.И.Клушина "Припятский вал" в 1976 г., "Пирокластические породы Украины" в 1977 г. (под ред. Л.Г.Ткачука), С.В.Нечаева "Геолого-геохимическая природа оруденения в осадочном чехле западной части Восточно-Европейской платформы" в 1978 г., "Вулканизм и рудные формации Днепровско-Донецкой впадины и Донбасса" в 1977 г.

Более поздние силурийская и среднедевонская тектоно-магматическая активизация на западе, юго-западе и юге платформы сопровождалась эффузивным вулканизмом. Силурийский вулканизм проявляется главным образом на западном склоне Ущ и Припятском валу, а за пределами Украины - на территории Прибалтики (в субинтрузивной фации) и в других районах Восточно-Европейской платформы. Девонский вулканизм наиболее активно проходил в Припятском прогибе, ДДВ, Донбассе и в незначительной мере (в жильной и дайковой фациях) - на Припятском валу.

Первое сообщение о находке вулканических туфов среди силурийских известняков с.Бояновка (около г. Дубно) привел З.Суйковский в 1939 г. Эти же породы, залегающие около г. Коваль, описала П.Л.Шульга в 1958 г.; в этом же году о них сообщил В.И.Барташевский. Однако наиболее полное исследование силурийских эффузивов (свыше 15 точек) выполнили Н.А.Савченко и В.С.Крандиевский в 1967 г., выделив среди них ортофирровые и лейцитовые (в том числе оливиновые) разновидности. Их абсолютный возраст, определенный калий-аргоновым методом, 380 - 400 млн. лет. Ю.Токарский в 1929 г. выделил среди траптов с.Берестовец калиевые эффузивы - санидиниты

(и латиты), которые условно отнес к раннему палеозою. В других структурах обрамления Ущ силурийских вулканитов до сих пор не установлено.

Как отмечалось, вулканическая деятельность наиболее активизировалась в среднем и позднем девоне, а по данным С.С.Воссанчука и А.Н.Мазура за 1981 г., - и в карбоне в связи с коренной перестройкой структурного плана платформы. Вулканогенные породы средне- и позднедевонского времени занимают (по вертикали) значительную часть разреза ДДВ - около 2,5 км. В Припятском прогибе и Донбассе их мощности несколько меньше. Вулканогенным образованиям этих структур посвящены следующие крупные монографии: Л.Г.Бернадской "Вулканические породы Днепровско-Донецкой впадины", 1961 г., В.К.Гавриша "Глубинные структуры (разломы) и методы их изучения", 1969 г., "Базит-гипербазитовый магматизм и минералогия Юга Восточно-Европейской платформы" (под ред. В.И.Гоньшаковой), 1973 г., З.М.Ляшкевич, Т.В.Завьяловой "Вулканизм Днепровско-Донецкой впадины", 1977 г., В.П.Корзун, А.С.Махнач "Верхнедевонская щелочная вулканогенная формация Припятской впадины", 1977 г., "Вулканизм и рудные формации Днепровско-Донецкой впадины и Донбасса" (под ред. Н.П.Семеновко), 1977 г., и др.

Изучение палеовулканизма ДДВ начиналось исследованиями В.Блумеля в 1867 г., который впервые петрографически описал долерит с. Исачки. А.П.Карпинский в 1883 г. связывал проявления вулканизма этого региона с тектонической линией Сандомир - Мангышлак. Е.Соломко в 1884 г., а П.Я.Армашевский в 1889 г. писали о составе и условиях залегания вулканогенных пород с. Исачки. И.А.Морозевич в 1903 г. сопоставил диабазы с. Исачки с базальтами р. Горнь. Н.И.Безбородко в 1934 г., затем К.М.Маков в 1936 г. писали о проявлениях вулканитов вдоль зон трещиноватости Чернигов - Донбасс ("линия Карпинского"). В.Я.Клименко, В.И.Лебединский в 1949 г. сообщили о прените в диабазе, Ф.Е.Лалчик в 1954 г. - о палеозойских вулканических породах г. Чернигов, И.С.Усенко в 1954 г. и в том же году вместе с Л.Г.Бернадской, а также Л.Г.Бернадская в 1958 и 1961 гг. - о вещественном составе вулканитов ДДВ. В.И.Лебединский в 1967 г. коснулся формационной принадлежности вулканогенных пород ДДВ; геологию, минералогию и изотопный возраст изучали И.С.Усенко, Л.Г.Бернадская, Ф.И.Котловская, в 1958 году, Г.Д.Афанасьев, В.И.Гоньшакова, В.П.Корзун в 1968 г., В.И.Китык, Р.М.Слишко, И.В.Кудыба в 1970, В.Г.Волошица и др. в 1971, А.Д.Бритченко в 1972, В.С.Гладких в 1972, Н.П.Семеновко.

В.К.Гавриш и др. в 1973, М.В.Чирвинская, З.М.Ляшкевич в 1975, В.Н.Бугаенко и др. в 1975 и 1979, А.И.Марушкин в 1979, он же и В.Н.Бугаенко в 1979, С.А.Галий, В.Н.Бугаенко, А.И.Марушкин в 1979, Н.П.Семенов, И.А.Савченко, А.Д.Бритченко в 1977 г. и многие др. В работе З.Г.Володиной, И.В.Галицкого и Р.М.Пистрак за 1971 г. впервые сообщалось об эффузивных ультраосновных породах, поднятых буровиками из скв. 232 на Остапьевско-Белоцерковском выступе южного борта ДДВ. З.М.Ляшкевич, А.Д.Бритченко, А.И.Марушкин и Г.П.Мамчур в 1978 г. сообщили о находке в брекчии обломков карбонатных пород, которые, по их мнению, относятся к типичным эффузивным карбонатитам. В.Н.Бугаенко на основании изотопных данных пришел к выводу об осадочной природе карбонатов. В.К.Гавриш и З.М.Ляшкевич в 1981 г., З.М.Ляшкевич в 1981 г. писали о рифтогенезе и вулканизме, а также о разнообразии вулканогенных пород ДДВ.

Об изверженных (вулканических) породах Донбасса известно давно. Они были обнаружены в обнажениях рек, а также в шахтах при разработке угольных пластов. В последнее время их очень много переобурено при проведении помсковых и геологосъемочных работ.

В 1898 г. И.А.Морозевич описал дайки ультраосновного состава, находящиеся в Приазовье. П.И.Степанов, Н.И.Славянов в 1914 г. писали о выходах изверженных пород в Донбассе. Там же Б.Ф.Мефферт в 1918 г. обнаружил тела ультраосновных пород. В.И.Орлов в 1925 г. сообщил о жиле изверженных пород в шахте "Артем". Аналогичные наблюдения провели В.И.Соколов в 1925 г., изучая Юзовский (Донецкий), а П.И.Степанов в 1925 г. - Грушевский районы. О составе и геологической позиции этих же образований указывали А.Власенко и А.Матвеев в 1928 г.; Н.И.Безбородько в 1934 г. и Г.М.Коровниченко в 1935 г. касались состава и структурного положения вулканогенных пород; Н.А.Игнатьев в 1936 г. определил керсантит в шахте "Артем", И.В.Борисевич в 1938 г. - выветрелые базальты по р. Волноваха, В.П.Амбург в 1938 г. указал на выходы изверженных пород у с.Новопавловка, И.С.Усенко в 1940 г. писал об экструзивах около с.Николаевки по р.Мокрая Волноваха; С.И.Евсеева в 1940 г. - о диабазовой брекчии Донбасса, И.С.Усенко, Л.Г.Бернадская, Г.А.Макухина в 1954 г. отнесли эффузивные породы Донбасса к герцинской складчатости. В.А.Банковский в 1952 г. сообщал об основных интрузиях юго-восточной части Донбасса, Г.А.Макухина в 1956, 1959 гг. - о базальтах и кварцевых порфирах, Г.А.Макухина, А.К.Лагутин в 1958 г. о возрасте эффузивов. С.В.Нечаев в 1958 г. изучал вулканогенные породы Южного Донбасса с металлогенических позиций. В следующем

году Н.Н. Ормонт доложил о пироксенах из базальтов р. Волноваха, а Б.С. Панов - о наличии ртути в вулканитах Донбасса. А.Я. Древин, А.И. Зарицкий в 1960 г. пишут о магматизме с. Покрово-Киреево, Н.В. Бутурлинов, В.К. Куликовский в 1960 г. - о дайках Амвросиевского района. Г.А. Макухина в 1961 г. в монографии "Петрография дайково-эффузивного комплекса вго-запада Донбасса" подвела итоги исследований магматизма Южного Донбасса. Она привела новые данные о составе пород, их классификацию и номенклатуру. П.В. Зарицкий в 1962 г. опубликовал статью о находке валуна ортофиров в угольном пласте Донбасса, а Н.В. Бутурлинов в 1959 г. - о шохоните. С.Е. Верболюз в 1959 г., Н.В. Бутурлинов в 1964 г. сообщили о возрасте андезитов. Н.Н. Гладышевская и др. в 1965 г. выявили альбитовую породу у ст. Бантышево в Донбассе. А.И. Зарицкий, В.И. Гоньшакова, В.Ю. Юрченко в 1967 г. петрохимически охарактеризовали вулканические породы с точки зрения нахождения среди них кимберлитоподобных разностей. В.И. Скаржинский и др. в 1966 г. сообщили о рудной минерализации вулканических пород, В.А. Луид и др. в 1967 г. - об изверженных породах Краснодонского района, В.Г. Кабанов, В.Д. Матишонок в 1969 г. - об андезит-дацитах, Л.П. Кириченко в 1968 и 1970 гг. - о комагматитах, связанных с пироксенитами, П.С. Кармазин в 1969 г., а также в соавторстве с И.А. Майданович в 1969 г. - о лампрофирах. В.И. Гоньшакова с соавторами в 1967, 1968 и 1972 гг. исследовала проявления щелочно-ультраосновных пород в зоне сочленения Донбасса с Приазовьем, а В.С. Гладких в 1972 г. - бергалиты. Н.В. Бутурлинов, М.В. Кобалев, С.В. Нечев, Б.С. Панов в 1972 г. касались вулканических комплексов Донбасса.

По вулканизму Донбасса опубликованы крупные монографии и обобщающие статьи: И.С. Усенко "Основные и ультраосновные породы Западного Приазовья", 1960 г., Г.А. Макухиной "Петрография дайково-эффузивного комплекса вго-запада Донбасса", 1961 г., Н.В. Бутурлинова "Основные черты петрохимии магматических пород Донецкого бассейна", 1964 г., "Кимберлитовые породы Приазовья" (ред. В.А. Кононова), 1978 г., "Геология и геохимия рудопроявлений Донбасса" (под ред. Н.П. Семененко), 1978 г. И.Д. Никольский в 1978 г. писал о ртутной минерализации Донбасса и возможной (телетермальной) связи ее с вулканизмом.

В течение 1972 - 1982 гг. защитили докторские диссертации: по дайково-вулканогенным комплексам Донбасса - Н.В. Бутурлинов, по металлогении - В.С. Скаржинский и по рудным формациям Донбасса - Б.С. Панов.

На Украине, в частности, после завершения герцинской (палеозойской) складчатости и продолжительного перерыва, в мезозое (кimmerийское время), происходила повторная тектоно-магматическая активизация, в связи с чем по расколам внедрились штоки и дайковые тела лампрофиров. Их в 1959 и 1960 гг. в Амвросиевском районе изучали Н.В.Бутурлинов и В.К.Куликовский, в 1962 и 1977 гг. — Н.А.Савченко в Новошахтинском районе восточного сектора Донбасса; здесь абсолютный возраст этих пород 180 млн. лет. В бассейне р. Кринка, по данным В.И.Гоньшаковой за 1967 г., возраст лампрофиров 160 млн. лет.

О третичных (палеогеновых) лавах Донбасса сообщали Н.Н.Карлов и А.И.Кравченко в 1950 г. И.С.Усенко и И.М.Ямниченко в 1952 г. зафиксировали вулканический пепел в прских отложениях Донбасса (район ст. Лозовая). Мезозойские вулканогенные породы развиты также на Ущ в Болтышской впадине, в окрестностях городов Кривой Рог и Жданов. В 1977, 1981 и 1982 гг. Л.Ф.Мордовец, Р.С.Веригина, М.Н.Кузнецова изучали состав и условия залегания вулканических пород г. Кривой Рог. По данным Н.П.Семененко, Э.А.Ярачука, И.Г.Сокуренько, изотопный возраст андезитов этого района определен в 180 — 200 млн. лет; изотопный возраст даек лампрофиров г. Жданов (данные Н.Н.Паталова, Ф.И.Котловской и др.) — в 250 млн. лет. Вулканизм этого возраста, по-видимому, проявлялся гораздо шире. Так, на западном склоне Ущ в районе г. Горохов (по данным Н.А.Савченко за 1968 г.) среди траппов залегают секущие тела щелочных базальтоидов (лейцититов ?) возрастом 180 — 220 млн. лет.

На территории Украины с кайнозойскими извержениями связаны выбросы пирокластического материала. Брекчирование осадочно-вулканогенных пород палеогенового возраста в с.Болтышка рассматривали в 1978 г. В.Н.Брянский, В.Г.Злобенко и В.К.Рябчун, а минералогию в 1981 г. И.С.Романов. Об извержениях в кайнозой свидетельствуют многочисленные находки вулканического пепла среди рыхлых четвертичных отложений: около с. Бондаревка, а также у гг.Чертково, Тернополь, Борщев, по р.Збруч на Подолии, у с.Васильевка по р.Конга и с.Нововоронцовка около г.Никополь. В 1935 г. об этом писали П.К.Заморий и А.А.Дубянский, а в 1958 г. — М.Н.Клошников и О.В.Крашенинникова. Такие же образования встречены в Крыму и в Воронежской обл. Ст.Малковский в 1951 г. сообщил о горячих минеральных источниках около с.Степань на западном склоне Ущ и в пределах Польской низменности считая, что они возникли за счет разломной деятельности третичного времени.

Дайковые породы УЩ стали изучать со второй половины прошлого столетия. Однако при региональных исследованиях им отводилось второстепенное место; предметом изучения служили преимущественно гранитоиды и гнейсы — главные составные части УЩ. Первые сведения касались геологического положения и частично петрографического состава дайковых пород.

Больше данных, однако все еще фрагментарного характера, появилось в конце XIX и начале XX ст. Их мы находим в публикациях В. В. Тарасенко [68, 69], И. А. Морозевича [47], И. Мушкетова [48] и других исследователей. Мало отличались от этих работ и исследования первых лет послереволюционного времени изучения УЩ, но в них уже больше внимания уделялось петрографии и стратиграфическому положению дайковых пород.

Детальнее и глубже стали изучать породы УЩ, в том числе и дайковые, в послевоенное время [3]. Появился ряд обобщающих статей о стратиграфии, генезисе и петрологии магматических и метаморфических пород УЩ. Часть их касалась дайковых пород, их состава и положения в геологической структуре щита, взаимоотношений с вмещающими отложениями.

Внедрение в геологию методов изотопного анализа радиогенных элементов позволило провести работы по определению изотопного возраста дайковых образований УЩ калий-аргоновым методом. Несмотря на периодически появляющиеся публикации, дайковые породы УЩ все еще наименее изучены. Назрела необходимость в обобщающей работе по этой группе пород. В ИГЕМ АН УССР была предпринята попытка восполнить этот пробел. На основании систематизации накопившихся данных установлены этапы формирования дайковых пород, фиксирующих эволюцию стабилизации УЩ. Результаты изучения их базируются на значительном аналитическом материале, выполненном по заданиям автором в лабораториях ИГЕМ АН УССР. Большая часть определений изотопного возраста проведена в отделе геохимии изотопов и радиогеохронологии ст. научным сотрудником Ф. И. Котловской.

НАИБОЛЕЕ ДРЕВНИЕ ПЛАТФОРМЕННЫЕ ДАЙКОВЫЕ ПОРОДЫ (АРХЕЙ, НИЖНИЙ ПРОТЕРОЗОЙ)

Украинский щит и обрамляющие его структуры — области довольно широкого развития дайково-эффузивных формаций. Дайковые породы Ущ относятся к различным возрастным группам и в ряде случаев в них прослеживается пространственная и генетическая связь с определенными комплексами изверженных пород.

Формирование дайковых пород связано с активизацией стабилизированных областей, проявившейся на начальных этапах становления эпиранепротерозойской платформы, а также с этапами более поздней платформенной активизации. Полная стабилизация основной платформы Ущ завершилась к концу позднего протерозоя (III докембрийский мегацкл, по Н.П.Семенову). Следовательно, к этому времени Ущ претерпел несколько последовательных этапов стабилизации. Активизация платформенных структур этих периодов сопровождалась появлением формаций дайковых пород, завершающих магматическую деятельность каждого этапа развития платформы.

Дайковые породы архея и нижнего протерозоя приурочены к определенным участкам щита, отражая последовательность и направление его стабилизации. Для дайковых формаций этих периодов характерен довольно однообразный состав в отличие от дайковых образований, связанных с периодами нарушения кратонного режима Ущ, установившегося в позднем протерозое.

Наиболее древними являются породы дайковых формаций, выделяемые в Базавлукское дайковое поле. Их появление фиксирует время активизации первой в истории Ущ Днепровской платформы (по Н.П.Семенову), сложенной архейскими складчатыми формациями возрастом от 2700 до 3500 млн.лет. Границы ее простираются по р. Днепр от с. Машурин Рог до г. Каховка.

Дайковые породы р. Базавлук привлекали внимание многих исследователей главным образом при стратиграфическом расчленении. Петрографически дайковые породы этого района изучал И.С.Усенко [73, 74]. В серии статей и монографий освещены их петрография, генезис, геологическое и стратиграфическое положение. Дайковый комплекс И.С.Усенко относит к посторогенному этапу формирования этого участка Ущ. Генезис и геологическое положение дайковых пород р.Базавлук в 1932 г. рассматривали Н.П.Семенов [59], Д.Ир.Половинкина [52, 53] и др. Об изотопном возрасте дайковых пород этого района, определенном калий-аргоновым методом, в ряде публикаций писали другие украинские исследователи.

Возраст дайковых пород бассейна р.Базавлук, представленных диабазами, колеблется от 1500 до 2700 млн. лет (табл. I), т.е. примерно укладывается в границы раннего протерозоя (II и III докембрийских мегациклов, по Н.П.Семенову). Среди них четко выделяются две группы: метаморфизованные - значительно или частично амфиболитизированные диабазы, и довольно свежие диабазы.

Из табл. I видно, что для неизменных диабазов средней части щита (р.Базавлук и др.) изотопный возраст определен в 2700 - 1550 млн. лет. Большинство определений (девять) укладывается в интервал 2240 - 1980 млн. лет, меньше (четыре определения) - в 2700 - 2560 млн., три определения - в 2440 - 2280 млн.

Таким образом, большинство неизменных дайковых пород Базавлукского дайкового поля формировалось в раннем протерозое (2700 - 1700 млн.лет). Очевидно, появление более древних даек этого района (2700 - 2560 млн.лет) сопряжено с активизацией на начальных этапах стабилизации древнейшей платформы. Дайки возрастом 2440 - 2280 млн. лет связаны с оживлением разломов в конце раннего протерозоя.

Часть же неамфиболитизированных даек возрастом 2270 млн.лет и моложе, возможно, сформировалась в начале стабилизации Днепровско-Западно-Приазовской платформы (по Н.П.Семенову), которая образовалась в результате приращения к Днепровской платформе ее западно-приазовской части.

Возраст амфиболитизированных диабазов бассейна р.Базавлук определялся калий-аргоновым методом по породе и по роговой обманке: по породе пределы колебаний его от 1920 до 1450 млн.лет, по роговой обманке 2200 - 2100 млн., т.е. возраст, определенный по роговой обманке, соответствует середине раннего протерозоя, а определенный по породе возраст укладывается в рамки второй половины раннего протерозоя и полностью охватывает средний протерозой.

Помимо дайковых пород, возраст которых определяется ранним протерозоем, в этом районе встречены дайки неизменных пород более молодого возраста. Так, для свежего конгадиобаза из окрестностей с. Мироновка установлен возраст 1620 млн. лет, для оливинового диобаза, близ балки Криничевата 1550 млн., для двушироксевого диобаза из р. Базавлук 1270 млн. Следовательно, можно предположить, что появление их должно быть связано с активизацией этого участка в позднем протерозое в период формирования дайковых пород Пино-Криворожского дайкового поля, вытянутого в широтном направлении от г.Кривой Рог на восток до р.Базавлук.

Таблица I. Абсолютный возраст архей-нижнепротерозойских диак Украинского щита, определенный калий-аргоновым методом

Место взятия образца	Порода	К, %	$^{40}\text{Ar} \cdot 10^{-7}$ г/г	Возраст, млн. лет
Р.Базавлук, балка Чернокова, обн. I6I	Диабаз пироксеновый	-	I,837	2560
		0,50	I,950	2640
Р.Базавлук, балка Орлова,	То же	0,40	2,II	2660
Р.Базавлук, балка Криничеватая, обн. I65	Оливиновый диабаз из средней части дайки	0,60	I,308	I980
Р.Базавлук, левый склон, обн. 6	Диабаз из средней части дайки		I,460	2240
		0,50	I,393	2I80
Р.Базавлук, у г.Орджоникидзе (В.Л.Бойко), обн. I40	То же	0,70	I,780	2080
Там же, обн. I35	" "	0,26	0,836	2370
Там же, обн. I56	" "	0,28	0,943	2440
Кисличеватская антиклиналь (В.Л.Бойко), скв. I3574, гл. I70,0 м	" "	0,28	I, I39	2700
Р.Базавлук, левый склон, в I00 м ниже балки Криничеватая, обн. I2	Оливиновый диабаз	0,45	0,732	I550
Там же, в 50 м ниже устья балки, ниже с. Мироновга, обн. 4	Конгидиабаз		I,873	2050
		0,75	I,888	2020
Р.Базавлук, ниже с.Буденное, обн. I57	Диабаз, частично амфиболизи- рованный		I,99	2050
		0,79	I,90	I990
Р.Базавлук, балка Кодрива, обн. I37	Диабаз с контакта дайки, частично амфиболизированный	I,05	2, 37	I920
Р.Базавлук, обн. I57	Диабаз из средней части дайки	0,84	2,0I	3000
Р.Базавлук, балка Кодрива, обн. I37	Диабаз из средней части дай- ки, незначительно амфиболизи- рованный	0,86	2,56	3280

В бассейне р.Базавлук дайковые породы обнажаются по берегам рек Базавлук, Базавлучек, Каменка, Соленая, Желтенькая и по многочисленным балкам. Кроме того, они вскрыты рядом скважин. Здесь, как и на других участках УЩ, дайки являются наиболее молодыми образованиями. Они секут все породы как древнего метаморфического комплекса (гнейсы, амфиболиты), так и более молодого гранитоидного ряда (кировоградские, токовские, розовые аплитовидные граниты и их мигматиты). Направление простирания даек субмеридиональное и субширотное. Мощность их колеблется от нескольких десятков сантиметров до 50 - 60 м.

Н.П.Семеновко и Ю.Ир.Половинкина дайки этого района рассматривают как подводящие каналы древних трапш, в процессе метаморфизма преобразованных в амфиболиты.

Дайковые породы р.Базавлук представлены исключительно диабазами, в большинстве случаев в различной степени метаморфизованными. Среди них можно выделить оливиновые диабазы, содержащие помимо пироксена оливин, нормальные диабазы с моноклинным пироксеном, двупироксеновые диабазы с моноклинным и ромбическим пироксеном, конгидиабазы (кварцевые с микропегматитом), а также некоторые другие разновидности.

Оливиновые диабазы встречены в единичных пунктах - на левом берегу р.Базавлук ниже балки Криничеватая и выше с.Славянка, а также в самой балке. Это темно-серые, массивные, тонкозернистые до афанитового сложения породы. Структура их офика с элементами пойкилоофитовой. Главными породообразующими минералами являются плагиоклаз и моноклинный пироксен, в меньших количествах присутствуют оливин, рудные минералы, апатит и вторичные - амфибол, шпат, хлорит, тальк, серпентин, серпидит, карбонаты, эпидот.

Плагиоклаз образует лейциты размером от 1,5х0,6 до 2,5х0,5 мм. Представлен он преимущественно битовнитом (№ 71 - 84), полисинтетически sdвойникованным по альбитовому, карлсбадскому и альбит-карлсбадскому законам.

Пироксен представлен моноклинной разновидностью, слагает крупные ксеноморфные, слегка буроватые зерна размером до 1,5 мм в поперечнике; $2V$ колеблется от +32 до +50°. Показатели преломления пироксена стабильны, что отражает однородность химического состава пироксенов из различных даек: $n_{\gamma} = 1,719 \pm 0,003$, $n_m = 1,7005 \pm 0,0035$, $n_p = 1,689 \pm 0,002$.

Из табл. 2 видно, что наибольшие различия фиксируются в содержаниях Al_2O_3 - от 4 до 6,36%. Железистость пироксенов срав-

Т а б л и ц а 2. Химический состав авгитов из диабазов р.Базав-
лук, %

Компо- нент	1	2	3	4
SiO_2	48,80	50,30	49,58	50,40
TiO_2	0,55	0,57	0,72	0,40
Al_2O_3	6,36	4,00	4,19	2,85
Fe_2O_3	0,09	0,59	0,58	0,23
FeO	7,90	8,90	10,63	17,96
MnO	0,19	0,22	0,22	0,36
MgO	16,29	16,55	15,83	14,68
CaO	17,36	17,20	16,50	11,52
Na_2O	0,70	0,60	0,50	0,50
K_2O	0,18	0,02	0,10	0,20
P_2O_5	-	0,27	-	-
H_2O	0,02	0,02	0,08	0,02
П.п.п.	1,70	1,09	1,47	1,46
Сумма	100,14	100,33	100,40	100,47
SO_3	-	-	-	-
Cr_2O_3	-	0,27	-	-
F	21,97	24,66	28,74	41,62
Ca	37,54	36,02	34,91	24,91
Mg	48,92	48,20	46,56	43,84
Fe	13,54	15,78	18,53	31,25

Физические константы

n_D	1,719 ± 0,003	1,719 ± 0,003	1,719 ± 0,003	1,734 ± 0,003
n_p	1,6925 ± 0,0015	1,6925 ± 0,0015	1,689 ± 0,002	1,7005 ± 0,0035
d	3,236	3,380	3,311	3,448
$2V$	32; 42	39; 40; 51	38; 45	36; 43
	50; 46; 41	46; 45	39; 40	-

Примечание: 1 - 3 - из оливкового диабаза, 4 - из конглодибаза. Аналитик Б.В.Мирская

нительно невискокая - 21,97 - 28,74 %. Отношение $FeO : MgO : CaO$ для пироксенов оливковых диабазов р.Базавлук, нанесенное на классификационный треугольник Поддэрварта - Хесса, показывает, что, согласно номенклатуре, их следует отнести к авгиту.

Оливин присутствует в виде гипцидоморфных и овальных бесцветных зерен размером 0,5-1,0 мм; $2V = 86 - 88^\circ$.

Рудные минералы представлены преимущественно титаномагнетитом, ильменитом, реже встречаются гематит, магнетит, пирит, пирротин, халькопирит, пентландит, ковеллин.

Диабазы нормальные, в которых темнопетный минерал представлен только моноклинным пироксеном, встречаются чаще, чем оливинсодержащие разновидности. Минеральный состав отличается только отсутствием оливина. Структура также совершенно идентична вышеописанной - офитовая с элементами пойкилоофитовой.

Пироксен образует слегка буроватые ксеноморфные зерна; $2V$ колеблется от 36 до 58°. Показатели преломления изменяются в сравнительно небольших пределах: $n_g = (1,714 - 1,728) \pm 0,003$; $n_p = (1,686 - 1,7005) \pm 0,0035$. По оптическим свойствам они также могут быть отнесены к авгитам.

Плагиоклаз встречается в виде идиоморфных удлинённо-призматических кристаллов от незначительных размеров до 3,0x0,25 мм, с ясно выраженным двойниковым строением преимущественно по альбитовому и карлсбадскому, реже по альбит-карлсбадскому законам. Состав его колеблется от № 67 до № 84.

Рудные минералы представлены титаномагнетитом, ильменитом, пиритом, пирротинном, халькопиритом, пентландитом, гематитом, лимонитом, вторичные - амфиболом, биотитом, кварцем, хлоритом, серпичитом и карбонатами, присутствующими спорадически и в небольших количествах.

Двупироксеновые диабазы наряду с моноклинным характеризуются наличием и ромбического пироксена. Главными породообразующими минералами являются плагиоклаз, пироксен, второстепенными - продукты изменения плагиоклаза и пироксена (гидроспиды, цонзит, хлорит), меньше рудных минералов.

Плагиоклаз слагает лейсты с явно выраженным двойниковым строением по альбитовому, карлсбадскому, реже по альбит-карлсбадскому законам. Состав его колеблется от № 57 до № 89.

Пироксен представлен моноклинной и ромбической разновидностью. Моноклинный пироксен образует идиоморфные и изометричные мелкие зерна, нередко с двойниковым строением; $2V$ колеблется от -42 до -43°. Ромбический пироксен присутствует исключительно в виде микрофировых выделений идиоморфной формы. В большинстве случаев он полностью замещен хлоритом, развивающимся в виде гомоосевых псевдоморфоз; $2V$ ромбического пироксена - 75°, $n_g = 9^\circ$; $n_p = 1,689 \pm 0,002$; $n_m = 1,6835 \pm 0,0035$.

Рудные минералы представлены титаномагнетитом, ильменитом, гематитом, лимонитом, пиритом.

Конгадиабазы распространены шире других разновидностей диабазов. Особенностью их минерального состава является наличие микропегматита, а также редких индивидуализированных зерен кварца. Структура неоднородная - сочетания долеритовой и офитовой с микропегматитовой.

Главными породообразующими минералами, как и других разновидностей диабазов, являются плагиоклаз и пироксен, в меньших количествах присутствуют микропегматит и рудные; второстепенные - апатит и вторичные минералы (амфибол, биотит).

Как и в оливиновых диабазах, плагиоклаз образует лейсты с ясно выраженным полисинтетическим двойникованием главным образом по альбитовому и карлсбадскому законам, реже по альбит-карлсбадскому и периклиновому. Состав плагиоклаза колеблется от № 41 до № 62, реже основность его достигает № 68 - 72. В отдельных местах наблюдается слабая зональность.

Пироксен присутствует также в виде зерен удлиненно-призматической, изометричной или неправильной форм; $2V$ колеблется от $+33$ до $+45^\circ$. Показатели преломления пироксенов из конгадиабазов значительно выше, чем из других разновидностей диабазов ($n_g = 1,734 \pm 0,003$; $n_p = 1,7005 \pm 0,0035$; $n_g - n_p = 0,0335$), что свидетельствует о более высокой железистости описываемых пироксенов. Это также подтверждается данными химического анализа. Железистость пироксенов из конгадиабазов составляет 41,62 %, в то время как в пироксенах других разновидностей она колеблется от 21,97 до 28,74. Пироксены конгадиабазов имеют также большую плотность - 3,448. На классификационном треугольнике Полдерварта - Хесса точка их состава располагается на границе полей авгита и субкальциевого авгита.

Микропегматитовые выделения заполняют интерстиционные промежутки в породе. Амфибол представлен актинолитом, слабо окрашенным в бледно-зеленый цвет. Биотит развивается в виде мелкочешуйчатых бурых выделений.

Рудные минералы представлены титаномагнетитом, ильменитом, пиритом, марказитом, пирротинном, халькопиритом, коваллином, гематитом, лимонитом.

Диабазовые порфириты - редко встречающаяся здесь разновидность диабазов. От описанных выше они отличаются наличием вкрапленников плагиоклаза. Структура их порфирровая с офитовой структу-

рой основной массе. Вкрапленники представлены плагиоклазом, реже пироксеном. Главные породообразующие минералы - пироксен, плагиоклаз, в подчиненных количествах встречаются ильменит и магнетит, второстепенные - амфибол и биотит.

Пироксен представлен авгитом. Иногда он образует идиоморфные формы вкрапленники размером до 3,0x2,0 мм.

Плагиоклаз основной массы породы образует тонкие лейсты размером до 0,6x0,15, изредка 1,5x0,3 мм. Двойникование происходит по альбитовому закону. Изредка встречаются комбинации альбитового и периклинового законов. Плагиоклаз основной массы и порфирированных выделений принадлежит андезиту № 44 - 47.

Амфиболизированные диабазы распространены очень широко.

Представлены они преимущественно роговообманковой, реже актинолитовой разновидности. Как отмечает И.С.Усенко, среди роговообманковых диабазов наблюдается разная степень метаморфизма. Часть из них характеризуется меньшей степенью изменения, выразившейся главным образом переходом пироксена в роговую обманку с сохранением первичной оцитово-й структуры породы, часть же, наоборот, является глубоко измененными породами, вследствие чего они потеряли свою первичную структуру.

Главными минералами амфиболизированных диабазов являются роговая обманка и плагиоклаз, второстепенными - кварц, эпидот, цомзит, биотит, хлорит офен, апатит, ильменит, магнетит; сульфиды встречены в виде единичных зерен.

Роговая обманка образует голубовато-зеленые призматические кристаллики, изометрические и ксеноморфные зерна.

В одной из даек амфиболизированных диабазов, секущих токовские граниты (Токовский карьер), наблюдалось зональное строение. Центральная часть дайки сложена темно-зеленой рассланцованной породой, состоящей из голубовато-зеленой роговой обманки, плагиоклаза и кварца. У контакта с гранитами голубовато-зеленая роговая обманка полностью замещена бесцветной (табл. 3, ан. 4). В слабо-перекристаллизованных диабазах плагиоклаз образует вытянутые, призматического габитуса зерна с корродированными краями, двойникованные преимущественно по карлсбадскому, альбитовому и альбит-карлсбадскому, реже по эстерельскому и бавенскому законам. Состав плагиоклаза неизменных разностей колеблется от № 6 до № 64, иногда достигает № 70 - 74. Плагиоклаз из рассланцованных, сильно перекристаллизованных диабазов имеет зерна неправильной формы размером 0,1-0,7 мм. Представлен он альбит-олигоклазом № 12 - 14 и олигоклазом № 15 - 23.

Т а б л и ц а 3. Углицеский состав амфиболов, %

Компонент	1	2	3	4
SiO_2	42,90	46,76	44,12	53,50
TiO_2	0,45	0,47	0,52	0,04
Al_2O_3	13,89	10,77	11,12	3,72
Fe_2O_3	4,50	1,19	3,71	2,20
FeO	11,78	12,78	13,20	17,57
MnO	0,19	0,23	0,29	0,30
MgO	11,40	12,27	10,86	18,68
CaO	11,48	12,46	12,32	1,66
Na_2O	1,46	1,10	1,30	0,20
K_2O	0,20	0,38	0,60	-
H_2O	0,02	0,02	0,06	0,12
П.п.п.	1,74	1,77	1,93	2,44
P_2O_5	-	-	-	-
Сумма	100,01	100,20	100,03	100,43
F	43,96	39,00	46,43	37,38
$100 Mg$	56,04	61,00	53,57	62,62
$Mg + Fe^{2+} + Fe^{3+} + Mn$				

Физические константы

n_g	$1,6335 \pm 0,0035$	$1,6705 \pm 0,0035$	-	$1,6585 \pm 0,0025$
n_p	$1,6525 \pm 0,0035$	$1,6455 \pm 0,0035$	-	$1,6395 \pm 0,0025$
$n_g - n_p$	0,031	0,025	0	0,019
$2V, град$	73-76	-	67-68	+66-+68
Плотность, $г/см^3$	3,252	3,215	3,200	3,005

П р и м е ч а н и е: 1 - роговая обманка голубовато-зеленая из амфиболитизированного диабазы, р.Каменка, Токовский карьер; 2 - то же, р.Желтенькая, правый берег, 3 - то же, р.Каменка, ниже с. Червоный Запорожец; 4 - антофиллит, р.Каменка, Токовский карьер, ниже балки Водяная. Аналитик Б.В.Мироная.

Рудные минералы присутствуют в переменных количествах. Наибольшие содержания их наблюдаются в наименее измененных разностях.

Амфиболитизированные диабазовые порфиры встречаются довольно редко. Макроскопически они отличаются от амфиболитизированного диабазы только наличием порфировых выделений плагиоклаза, реже - роговой обманки.

Структура их порфировая. Структура основной массы гранобластовая с элементами реликтовой оцитово-кварцевой. Главными породообразующими минералами являются голубовато-зеленая обыкновенная роговая обманка и плагиоклаз, второстепенными - кварц, эпидот, цоизит, биотит,

хлорит, сфен, апатит, ильменит; сульфиды встречаются в виде единичных зерен.

Роговая обманка обычно образует шестообразные, таблитчатые и ксеноморфные зерна. Оптические константы: $n_g = 1,676 - 1,704$; $n_p = 1,656 - 1,680$; $n_g - n_p = 0,020 - 0,023$; $c_{ng} = 16 - 22^\circ$; $2V$ изменяется от 65 до 70° . Железистость (по диаграмме Соболева) $42 - 73\%$.

Плагиоклаз обычно сильно изменен, форма зерен изометричная или неправильная. Вместе с кварцем он выполняет интерстиции между зернами роговой обманки. Редкие порфиробласты плагиоклаза присутствуют в виде двойникованных по альбитовому закону призматических выделений. Состав их колеблется от лабрадора (№ 53-54) до андезина (№ 44 - 48). Плагиоклаз основной массы представлен олигоклазом (№ 21 - 29).

Актинолитизированные диабазы встречаются редко. По данным И.С.Усенко и В.Л.Бойко, известны две дайки возле с.Лошкаревка, несколько даек в Новопавловском карьере, одна - в Алексеевской чешуе и две - в Чертомлыкской.

Структура их гранонематобластовая и лепидогранобластовая, иногда бластопорфировая. Главными минералами являются актинолит и плагиоклаз, второстепенными - хлорит, кварц, карбонат, биотит, тальк, полизит и эпидот, сфен, апатит, реликты пироксена, ильменит; магнетит встречается в виде единичных зерен.

Актинолит слагает мелкопризматические зерна, иногда радиально-лучистые агрегаты. Оптические константы (по данным В.Л.Бойко): $n_g = 1,636 - 1,666$; $n_p = 1,615 - 1,644$; $n_g - n_p = 0,021 - 0,023$ (по данным И.С.Усенко - $0,030$); $c_{ng} = 13,0 - 16,5^\circ$ (по данным И.С.Усенко - 18°); $2V$ изменяется от -78 до -84° . Железистость (по диаграмме В.С.Соболева) $10 - 42\%$.

Плагиоклаз обычно образует ксеноморфные зерна с двойниковым строением и, по данным В.Л.Бойко [59], представлен олигоклазом и андезином № 20 - 38. И.С.Усенко отмечал в актинолитовых диабазах возле ст. Лошкаревка битовиниты № 75-76.

Химический состав дайковых пород р.Базавлук вполне соответствует особенностям их минерального состава.

Среди неизмененных разновидностей диабазов наиболее основной состав фиксируется у оливиновых диабазов (табл. 4, ан. 1, 2). Они отличаются наименьшими содержаниями кремнекислоты и наибольшими - магния.

Кроме главных породообразующих элементов в диабазах бассейна

р.Базавлук спектральным анализом установлены: *Ni, Co, V, Cr, Zr, Cu, Pb, Zn, Ga, Be, Y, Yb, Se, Sr, Ba*. Содержания большинства из них не превышают кларковые. Содержания же *V, Pb, Ga, La, Sc, Y, Yb, Sr, Ba* местами несколько превышают кларковые, но практического интереса не представляют, как и спорадически присутствующие среди рудных редкие микровключения пентландита, ковеллина и других сульфидов.

Из химических анализов видно, что, несмотря на довольно однообразный петрографический состав дайкового комплекса р.Базавлук, выделенные из диабазов пироксены имеют неоднородный состав. Например, содержание *FeO* колеблется от 8 - 18 %, *Al₂O₃* 3 - 6, *CaO* 11,5 - 17. Спектральным анализом установлено, что в пироксенах диабазового комплекса содержатся такие элементы-примеси (в %): *Ni* до 0,01; *Co* до 0,003; *Cr* до 0,2; *Zn* до 0,01; *Sc* до 0,06; *V* 0,06; *Cu* 0,004; *Ag* 0,0001; *La* до 0,005; *Y* до 0,001; *Yb* до 0,0001. Магнетиты и титаномагнетиты диабазов р.Базавлук содержат (в %): *Ni* до 0,006; *Co* до 0,002; *Cr* до 0,04; *Zn* до 0,3-0,4; *Nb* до 0,001; *V* до 0,4-0,5; *Pb* в единичных случаях до 0,0003; *Cu* до 0,006; *Ag* до 0,0001; *Ba* изредка до 0,003; *Y* до 0,0003. В амфиболах из амфиболизированных диабазов в виде

Т а б л и ц а 4. Химический состав диабазов и контадиабазов, %

Компонент	1	2	3	4	5	6	7
<i>SiO₂</i>	48,05	48,35	52,30	52,39	52,94	53,30	51,22
<i>TiO₂</i>	1,05	1,05	0,83	0,72	0,77	0,72	0,60
<i>Al₂O₃</i>	15,73	15,39	15,00	16,73	15,72	16,49	16,49
<i>Fe₂O₃</i>	2,05	2,37	1,21	1,70	1,78	0,98	0,75
<i>FeO</i>	8,40	8,20	11,30	6,75	7,75	8,11	7,97
<i>MnO</i>	0,15	0,15	0,17	0,20	0,14	0,17	0,17
<i>MgO</i>	9,09	9,08	6,02	5,43	5,68	5,56	7,87
<i>CaO</i>	10,20	9,74	9,57	8,56	9,03	9,12	11,00
<i>Na₂O</i>	2,44	2,30	2,66	2,10	2,44	2,30	2,10
<i>K₂O</i>	0,50	0,64	0,60	1,20	1,20	1,20	0,40
<i>P₂O₅</i>	Следы	0,09	Следы	0,07	0,09	0,06	0,03
<i>S</i>	0,06	0,09	0,07	0,02	0,07	0,06	0,03
<i>H₂O</i> <small>чист</small>	0,08	0,25	0,04	0,38	0,25	0,12	0,10
П. п. п.	1,72	2,33	0,17	1,43	0,81	1,57	1,28
<i>CO₂</i>	0,45	0,42	0,31	2,21	1,50	0,42	0,28
<i>F</i>	0,07	0,07	0,05	0,01	0,06	0,01	0,01
Сумма	100,04	100,47	100,30	99,90	100,23	100,19	100,30

Окончание табл. 4

Компонент	8	9	10	11	12	13	14
SiO_2	52,02	54,15	54,35	48,29	51,40	51,34	50,53
TiO_2	0,85	0,80	0,80	1,50	0,50	0,90	0,85
Al_2O_3	15,57	14,30	14,77	13,35	10,06	14,12	16,50
Fe_2O_3	1,50	1,57	1,45	3,69	6,97	1,90	0,35
FeO	11,06	8,84	9,12	12,50	11,30	11,42	10,38
MnO	0,17	0,15	0,15	0,18	0,17	0,23	0,20
MgO	5,47	5,58	5,85	5,79	4,16	5,06	6,61
CaO	9,29	8,96	9,04	9,18	7,84	8,26	9,66
Na_2O	2,70	2,88	2,88	2,00	2,66	2,70	2,56
K_2O	0,60	1,00	0,90	1,20	1,00	1,00	0,80
P_2O_5	0,06	0,03	0,06	0,09	0,18	0,06	0,03
S	0,07	0,03	0,04	0,03	0,04	0,06	0,03
$H_2O_{гипр}$	0,10	0,05	0,14	0,16	0,10	0,10	0,01
П.л.п.	0,66	0,45	0,34	2,07	0,53	0,14	1,71
CO_2	0,25	1,01	0,38	0,10	0,81	2,66	0,24
F	0,05	0,06	0,04	0,07	0,08	0,02	0,02
Сумма	100,42	99,86	100,47	100,43	99,86	99,97	100,38

Примечание: I - диабаз оливиновый, серицитизированный, р.Базавлук, балка Криничеватая; 2 - то же, ниже балки Криничеватая; 3 - диабаз свежий, р.Базавлук, левый берег; 4 - 6 - диабаз частично измененный, р.Базавлук; 7 - диабаз, р.Желтенская, правый берег, в километре выше устья; 8 - конгидиабаз, р.Базавлук, балка Криничеватая; 9 - конгидиабаз, частично измененный, р.Базавлук, с.Водяное, правый склон балки; 10 - конгидиабаз, р.Базавлук, левый берег; 11 - диабаз амфиболлизированный с биотитом и офеном, р.Базавлук, в 200 м ниже балки Криничеватая; 12 - диабаз крупнозернистый, амфиболлизированный, р.Базавлук; 13 - диабаз амфиболлизированный с биотитом, р.Желтенская; 14 - диабаз амфиболлизированный, р.Базавлук. Анализы выполнены в лаборатории ИГЧМ АН УССР, аналитик Б.В.Мирская.

примесей находятся (в %): Zr до 0,006; Zn до 0,01; V до 0,04; Pb в единичных образцах до 0,001; Ba до 0,0001; Cu до 0,004; Ag до 0,0001; U до 0,002; Yb до 0,0001.

В плагиоклазах установлены (в %): V до 0,001; Nb 0,001; M до 0,0001; Pb до 0,004 (в одном случае до 0,02); Ba до 0,0001; Cu до 0,002; Ca до 0,005; U в единичных случаях до 0,0003; Zr в отдельных образцах до 0,001; Ba 0,02-0,08 (изредка до 0,2).

Из приведенных данных видно, что Ni , Cr , Sc концентрируются в основном в пироксенах, хотя Ni и Cr в меньших количествах присутствуют и в магнетите: Sc же обнаружен только в пироксенах

в амфиболах, замещающих пироксен. Концентраторами Zr , V и Nb являются магнетиты и титаномагнетиты, причем Nb в других минералах не обнаружен, а Zr и V в меньших количествах присутствуют также в пироксене и амфиболе; Mo , Pb и Sr аккумулируются главным образом в плагиоклазе, но незначительные количества Pb иногда фиксируются в пироксене, амфиболе и титаномагнетите; Co и Cu содержатся примерно в равных количествах в пироксене и магнетите; Y и Yb постоянно присутствуют в пироксене и замещающем его амфиболе, где, очевидно, являются унаследованными. Таким образом, ясно намечается избирательная способность различных минералов накапливать те или иные элементы.

ДАЙКОВЫЕ ПОРОДЫ СРЕДНЕГО ПРОТЕРОЗОИ

К среднему протерозою относятся развитые в северо-западной части щита породы оснижского комплекса, интродуцированные оснижскими гранитами, интрузивно-метасоматические породы коростенского комплекса, а также наиболее распространенные в приазовской части щита породы сменитового комплекса. К этому же времени относятся дайковые образования, пространственно и генетически связанные с интрузивными породами среднепротерозойского времени.

Заключительные фазы среднепротерозойской магматической деятельности выразились в появлении дайковой диабазовой формации в центральной части Ущ – в пределах южного обрамления Корсунь-Новомиргородского плутона. Территорию развития дайковых пород этого участка можно выделить в Ингульское дайковое поле. Здесь в бассейнах р. р. Ингул и Черный Ташлык широко развиты дайковые породы, возраст которых, определенный калий-аргоновым методом, колеблется от 1600 до 1800 млн. лет (табл. 5). Эти породы синхронны образованиям коростенского комплекса и, очевидно, приурочены к разломам, возникшим в период внедрения интрузий Корсунь-Новомиргородского плутона и оперяющим его с юга.

Дайковые породы Ингульского поля представлены преимущественно оливиновыми диабазами, реже диабазовыми порфиритами, диабазами и лампрофирами. Дайки обычно прослеживаются в виде поясов размерами до десятка километров, простирание которых СЗ 290 – 315⁰; падение даек вертикальное. Мощность их от нескольких десятков сантиметров до 40 м. Такого же возраста дайковые породы вскрыты скважинами в районе г. г. Новоукраинка и Кировоград, у сел Новоульяновка и Петровка, где они также представлены оливиновыми диа-

Т а б л и ц а 5. Изотопный возраст среднепротерозойских даек Украинского щита, определенный калий-аргоновым методом

Место взятия образца	Порода	K, %	$^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$, г/г	Возраст млн. лет
Р.Сугоклея, правый берег, юго-западная окраина, с.Надеждовка, в 200 м выше моста, обн. 5	Оливиновый диабаз	0,45	0,840	1700
Р.Сугоклея, левый берег, в 200 м выше устья, обн. 8	То же	1,05	1,976	1700
		-	1,976	1700
Р.Ингул, правый берег, ниже с.Седневка, обн. II	Диабазовый порфирит	1,42	2,766	1740
То же (~ в 200 м ниже обн. II), обн. I2			2,915	1800
С.Новоульяновка, скв. I680, гл. 43,0 м	Лампрофир	1,02	1,990	1720
С.Счастливка, скв. I624, гл. 59,0 м	Оливиновый диабаз	0,50	0,943	1720
Западнее с.Петровка, скв. 2065, гл. 64,5 м	Диабаз	1,12	2,189	1750
В 200 м на запад от с.Петровка, скв. 5652, гл. 30,3 м	Оливиновый диабаз	0,32	0,605	1710
Подгоровская магнитная аномалия, скв. 936, гл. 177,29 м	То же	0,36	0,660	1685
То же, скв. 940, гл. 47,07-49,41 м	Конгадиабаз	1,32	2,590	1750
С.Подгорное, скв. 937 (И.Н.Бордунов)	"	1,65	3,095	1780
В 3,6 км северо-восточное с.Михайловка, скв. 375, гл. 82,2 м	Диабаз (конгадиабаз)	-	-	1695
Р.Базавлук, левый склон, ниже с.Мироновка	Лампрофир	1,70	2,955	1600
Р.Базавлук, обн. I57	Конгадиабаз	0,75	1,304	1620
Р.Вербожка, с.Новониколаевка (П.М.Рудницкий)	Диабаз (контакт)	0,94	1,74	1700
Там же (П.М.Рудницкий)	Диабаз крупнозернистый	0,40	0,783	1750
	Диабаз среднезернистый	0,57	1,192	1820
С.Субботцы (Н.К.Коваленко)	Дайковая порода	2,94	5,52	1708
С.Суделково, район г.Шепетовка (Н.П.Шербак)	То же	0,95	1,709	1670
С.Маковцы (Н.К.Коваленко, А.Хуравлев)	Диабаз	2,45	5,40	1690
Центральный Саксаганский участок, скв. I345I, гл. 202,5 м	Диабаз оливиновый	0,90	1,530	1600

Место взятия образца	Порода	К, 0	$^{40}\text{Ar} \cdot 10^{-7}$ г/г	Возраст, млн. лет
Там же, гл. 180,4 м	Диабаз оливниновый	0,90	1,580	1610
Там же, гл. 192,5 м	То же	0,97	1,739	1650

базами и обычными диабазами. Юго-западнее г. Знаменка в с. Субботцы для дайковой породы (состав не указан) в лаборатории треста Киев-геология (Н. К. Коваленко) определен такой же возраст. Лампрофиры, вскрытые скважинами в Цибулевской зоне разломов северо-восточнее с. Михайловка (северо-западнее г. Знаменка), оказались примерно такого же возраста - 1600 млн. лет.

Единичные дайки такого же возраста известны и на других участках Ущ. Так, в Приднепровье на участке Подгоровской магнитной аномалии несколькими скважинами вскрыты оливниновые конгадиабазы. Для этих пород из скв. 935 установлен возраст 1750 млн. лет, из скв. 940 - 1780 млн. По данным И. Н. Бордунова, для аналогичных пород из скв. 937 определен возраст 1695 млн. лет. Участок развития этих дайковых пород можно выделить как Восточно-Кременчугское дайковое поле. Дайковые породы этого же возраста встречены в бассейнах рек Вербижка, Саксагань, Базавлук, у г. Шепетовка.

Наибольшее количество определений (девять) укладывается во временной интервал 1670 - 1720 млн. лет, меньше (шесть) - в 1740 - 1810 млн. лет.

Наибольшей густоты дайки среднего протерозоя достигают в бассейне р. Ингул. Здесь они обнажаются по берегам р. Ингул и его притоков - рек Березовка и Сутокля. Простирание их СЗ 283 - 350°, реже встречаются дайки субширотного простирания.

Сопровождаются дайками также субширотная Субботско-Моморинская и Цибулевская зоны разломов.

Краткие сведения о составе дайковых пород р. Ингул приведены в публикациях Л. Г. Ткачука [70] и В. Н. Васьюко [11].

Оливниновые диабазы - это темно-серые мелкозернистые породы. Главными породообразующими минералами их являются плагиоклаз, пероксен, оливин и рудные минералы, в подчиненных количествах присутствуют биотит, амфибол, хлорит, апатит, кварц. Структура офи- товая.

Плагиоклаз составляет 45 - 55 % породы. Он образует удлиненно-призматические зерна размером до 0,5 x 2,0 мм с явно выраженным полисинтетическим двойникованием по альбитовому, карлсбадскому,

Т а б л и ц а 6. Химический состав авгитов из оливиновых диа

Компонент	1	2	3
SiO_2	51,45	51,70	51,04
TiO_2	0,47	0,49	0,64
Al_2O_3	2,91	3,35	2,40
Fe_2O_3	1,10	0,19	6,40
FeO	8,90	12,07	7,18
MnO	0,22	0,29	0,28
MgO	17,35	17,00	17,42
CaO	16,98	14,02	14,14
Na_2O	0,40	0,40	0,40
K_2O	0,16		0,16
P_2O_5	-	-	-
H_2O	0,04	0,02	0,00
П.п.п.	0,63	0,94	0,38
Сумма	100,01	100,47	100,44
F	24,65	29,27	29,87
CaO	33,84	29,55	29,04
MgO	49,85	49,83	49,76
FeO	16,31	20,62	21,20

Физические

Плотность	3,360	3,415	
n_g	$1,714 \pm 0,002$	$1,719 \pm 0,003$ $1,728 \pm 0,003$ $1,708 \pm 0,0035$	$1,719 \pm 0,003$
n_p	$1,683 \pm 0,001$	$1,689 \pm 0,002$ $1,70 \pm 0,0035$ $1,6805 \pm 0,001$	$1,6855 \pm 0,0015$
$2V$, град	-	-	-

Примечание: 1, 3 - западнее с.Петровка (скв.2065. клея; 7 - р.Ингул, ниже с.Константиновка; 8 - с.Счастлива тпк Б.В.Мирская

альбит-карлсбадскому и реже по манебахскому и бавенскому закону. Состав плагиоклаза колеблется от № 43 до 64, реже до № 72 - 84.

Пироксен слагает гшцидоморфные, ксеноморфные и изометрические зерна размером до 1,5 мм в поперечнике, слабо окрашенные в буроватый цвет, иногда сдвойникованные. Содержание его в породе 23 - 40 %, $2V$ колеблется от +36 до +46, $n_g = (1,713 \pm 0,002) - (1,734 \pm 0,0035)$; $n_p = (1,681 - 1,701) \pm 0,004$. Х-

базов, %

4	5	6	7	8
51,00	50,34	51,08	51,65	47,70
0,55	0,55	0,55	0,49	1,34
4,49	3,36	3,35	5,60	3,00
0,31	1,58	0,37	0,33	1,94
12,30	11,08	13,78	13,01	14,28
0,29	0,29	0,31	0,29	0,25
16,10	15,74	16,07	14,92	10,80
13,46	15,71	12,80	11,70	18,76
0,50	0,39	0,40	0,60	0,60
0,10	0,07	0,10	0,10	0,20
-	0,11	-	-	-
0,20	0,10	0,00	0,04	0,12
1,05	1,04	1,60	1,58	0,88
100,35	100,36	100,38	100,31	99,87
30,97	31,33	33,50	33,84	45,82
29,32	33,01	27,58	27,17	40,36
48,79	46,00	48,16	48,18	32,31
21,89	20,99	24,26	24,65	27,33

константы

3,441	3,417	3,437	3,394	3,454
$1,719 \pm 0,003$	1,721	$1,719 \pm 0,003$	$1,728 \pm 0,003$	$1,734 \pm 0,003$
$1,689 \pm 0,002$	1,693	$1,6895 \pm 0,0025$	$1,7005 \pm 0,0035$	$1,7085 \pm 0,0035$

- 4I-43 - - -

5652); 2 - р. Березовка; 4 - р. Ингул; 5 - р. Обиточная; 6 - р. Суго-
(скв. 1624). Анализы выполнены в лаборатории ИГЧМ АН УССР, анали-

мические анализы пироксенов (табл. 6) показали, что в их составе имеются некоторые различия. Содержание FeO колеблется от 7,18 до 14,28 (табл. 6, ан. 3, 8). Причем в первом случае пониженное содержание FeO сопровождается более высоким содержанием Fe_2O_3 , в связи с чем общая железистость остается аналогичной железистости остальных анализированных пироксенов. Железистость, вычисленная по данным химических анализов, варьирует от 24,65 до 45,82. Данные пе-

решета анализов, нанесенные на классификационный треугольник Полдерварта - Хесса, показали, что все анализированные пироксены попадают в поле авгита. Резко выделяется среди них пироксен из оливнинового диабазы, вскрытого скважиной в с. Счастливая (табл. 6, ан. 8). Фигуративная точка его располагается в верхней части авгитового поля, тяготея к границам ферроавгита и салита. Большинство точек (ан. 2 - 6, 7) расположены в нижней части авгитового поля и приближены к границе поля субкальциевого авгита.

Оливин составляет от 2 до 15 % оливниновых диабазов. Обычно он образует трещиноватые, бесцветные, овальные или глиндиоморфные зерна, нередко включенные в пироксен; $2V$ оливина приближается к 90° . Показатели преломления: $n_\gamma > 1,795$; $n_\rho = 1,748 \pm 0,008$. Химический состав оливина (в %): SiO_2 34,00; TiO_2 0,20; Al_2O_3 0,12; Fe_2O_3 0,63; FeO 42,58; MgO 21,60; CaO 0,64; Mn_2O 0,10; K_2O 0,10; н.п.п. 0,39; сумма 100,36. По составу он должен быть отнесен к гортонолиту (по классификации Дира и Уэйджера) с железистостью 52,9.

Содержание рудных минералов в оливниновых диабазовых достигает 6 %. Они представлены главным образом ильменитом, в подчиненном количестве присутствуют титаномagnetит и magnetит, в незначительных количествах наблюдаются сульфиды - пирротин и халькопирит.

Амфибол представлен обыкновенной буровато-зеленой роговой обманкой, реже актинолитом. Присутствует как продукт преобразования пироксена.

Лампрофиды по р. Ингул встречены ниже с. Седневка в двух обнажениях, которые вскрывают дайки мощностью около 1,5 м, секущую вкрест простирания ($S3\ 305^\circ$) биотитовые гнейсы; падение дайк вертикальное.

Главными породообразующими минералами лампрофиров являются пироксен (39 %), амфибол и биотит (в сумме 20 %), оливин (6 %), плагиоклаз (17 %), рудные (18 %); в незначительных количествах присутствует апатит, содержание хлорита колеблется в зависимости от степени измененности породы. Структура породы лампрофировая.

Пироксен представлен моноклинной разновидностью. Он образует гломеропорфирные выделения и отдельные вкрапления размером до 2 мм в поперечнике, а также мелкие резко идиоморфные по отношению к плагиоклазу зерна в основной массе. Окрашен в розовато-бурый цвет, во многих случаях имеет двойниковое строение; $2V$ колеблется от $+36$ до $+52^\circ$; $n_\gamma = 1,734 \pm 0,0035$; $n_\rho = 1,701 \pm 0,04$.

Амфибол сложен красновато-бурой роговой обманкой, развиваю-

щейся в виде реакционных оторочек вокруг зерен пироксена, а также в виде идиоморфных призматических зерен, коз-где частично замещенных голубовато-зеленым актинолитом.

Биотит присутствует примерно в равных с амфиболом количествах. Образует густо окрашенные в красновато-бурый цвет, несколько корродированные по краям таблички и листочки; $n_p = 1,6705 \pm 0,0035$.

Оливин в лампрофире до 6 %. Он слагает овальные и гипидиоморфные трещиноватые зерна с тонкими оторочками рудного минерала; $n_g = 1,774 \pm 0,00195$; $n_p = 1,7465 \pm 0,008$.

Плагиоклаз ксеноморфен, заполняет промежутки между выделениями темноцветных минералов. Лишь в приконтактных слабо раскристаллизованных тонкозернистых участках вместе с пироксеном слагает микрофировые выделения удлиненно-призматической формы с ясно выраженным двойниковым строением. Состав его № 43 - 57, двойникование по альбитовому и карлсбадскому законам. Местами он частично альбитизирован.

Рудные минералы представлены ильменитом, титаномagnetитом, пирротинном.

Для всех дайковых пород бассейна р.Ингул характерна недосыщенность кремнекислотой (табл. 7).

Лампрофиры р.Ингул по химизму резко отличаются от оливиновых диабазов. Они носят более основной характер - кварцевое число достигает - 22,46. Для лампрофиров характерно значительно более высокое содержание TiO_2 , что объясняется повышенной концентрацией в породе ильменита. Железистость их достигает 60,87.

Помимо главных породообразующих элементов в дайковых породах среднего протерозоя спектральным анализом установлены (в %): Ni 0,001-0,01; Co 0,003-0,006; V 0,01-0,03; Cr 0,01-0,08; Zr 0,003-0,01 (в лампрофирах до 0,03); Nb 0,001-0,002 (в лампрофирах до 0,004); Cu 0,001-0,003; Pb присутствует спорадически - до 0,0005; Zn содержится лишь в отдельных разновидностях: в конгадиобазах Подгоровской аномалии его до 0,03, в лампрофирах до 0,01; Ga 0,001-0,003; Be 0,0001 (до 0,001); Sc 0,0002-0,002; La 0,003-0,005; Y 0,0003-0,001; Yb 0,0001; Sr 0,02-0,03, в подгоровских конгадиобазах до 0,1-0,2.

Для дайковых пород среднего протерозоя, в частности для оливиновых диабазов р.Ингул, характерна постоянная примесь лантана, встречающегося в дайковых породах первых двух мегациклов очень редко.

Т а б л и ц а 7. Химический состав дайковых пород бассейна р. Ингул. %

Компонент	1	2	3	4	5	6	7	8	9
SiO_2	48,40	48,44	48,55	50,88	51,00	47,67	48,38	43,45	40,79
TiO_2	1,01	0,83	1,05	1,17	1,12	1,00	1,03	4,25	4,47
Al_2O_3	16,90	19,88	17,26	15,77	15,72	16,59	16,60	14,40	13,13
Fe_2O_3	0,50	0,12	0,74	1,10	0,91	0,40	3,61	3,05	4,24
FeO	10,34	10,78	9,77	10,34	10,34	11,06	7,54	13,07	11,64
MnO	0,23	0,25	0,25	0,23	0,25	0,25	0,16	0,28	0,25
MgO	8,02	8,01	7,80	5,97	5,95	7,89	7,68	5,79	8,30
CaO	11,04	11,04	10,50	9,59	9,48	10,02	10,36	7,70	10,01
Na_2O	2,40	2,40	2,40	2,65	3,00	2,30	2,40	3,78	3,00
K_2O	0,50	0,50	0,60	1,10	1,20	0,60	0,50	1,90	1,50
P_2O_5	0,12	0,12	0,12	0,24	0,25	0,10	0,10	0,40	0,25
$H_2O_{\text{гипр}}$	0,05	0,07	0,10	0,01	0,05	0,30	0,20	0,14	0,10
H_2O	0,51	0,18	0,65	0,55	0,83	0,25	1,08	0,63	0,83
F	0,02	0,02	0,01	0,03	0,03	0,01	0,01	0,08	0,08
SO_3	0,07	0,04	0,05	0,06	0,04	0,05	0,01	0,08	0,19
CO_2	0,27	0,54	0,48	0,51	0,20	1,78	0,44	1,16	1,26
Сумма	100,38	100,22	100,33	100,20	100,37	100,27	100,10	100,16	100,04

Примечание: 1 - 6 - оливиновый диабаз: 1 - левый берег р. Ингул, в километре ниже с. Константиновка; 2 - то же, в 0,75 км ниже с. Константиновка; 3 - то же, правый берег р. Сутоклея, юго-западная окраина с. Надеждовка; 4 - то же, левый берег р. Ингул, в 500 м ниже устья р. Сутоклея, ниже с. Еленовка; 5 - то же, левый берег р. Сутоклея, в 200 м выше устья; 6 - то же, правый берег р. Березовка, в километре выше устья; 7 - диабаз, р. Березовка, правый склон балки Кавуновка; 8-9 - лампрофит, правый берег р. Ингул, ниже с. Седневка.

Анализ выполнен в лаборатории ИГФМ АН УССР, аналитик Б.В. Мирская.

Исследование породообразующих минералов показало, что пироксены из диабазов р. Ингул отличаются от пироксенов базальтовых диабазов более высокими содержаниями FeO и SiO_2 , меньшими CaO , подобными - MgO .

В породообразующих минералах р. Ингул спектральным анализом обнаружен ряд элементов-примесей. В пироксенах установлены (в %): Ni до 0,006; Co до 0,002; Cr до 0,06; Sc до 0,04; Zn до 0,01; V до 0,06; Cu до 0,0003; иногда встречаются Sr до 0,0004; Y до 0,0008; Yb в до 0,0001. В плагиоклазах обнаружены V до 0,1; Mo 0,0001, реже 0,0003; Zr до 0,002; Cu до 0,0006; Pb до 0,0003; Fa до 0,003; Be 0,0001; La до 0,003; Ba до 0,008, иногда Sr 0,0001; Nb 0,001.

Титаномагнетиты и ильмениты содержат одинаковые элементы-примеси, но в различных количествах. Так, Ni , Co , Zn и Cu в магнетите и титаномагнетите больше, чем в ильмените, Zr , Sc в магнетите меньше, чем в ильмените, V и Y в магнетите и ильмените равные количества. В единичных случаях в магнетите и ильмените зафиксированы незначительные количества Nb (0,001 %).

Таким образом, породообразующие минералы дайковых пород среднего протерозоя обладают избирательной способностью концентрировать те или иные элементы. Концентраторами Ni , Co , Cr , So , Y являются пироксен и рудные минералы (титаномагнетит, магнетит, меньше ильменит); наибольшие содержания Ni и Cr характерны для магнетитов, а Sc и Y - для пироксенов; V , Zr и Cu присутствуют во всех породообразующих минералах (пироксене, плагиоклазе, рудных), но наибольшие содержания V (до 0,1 %) в магнетитах, а Zr (до 0,03 %) - в ильменитах; Mo , Pb , Fa , Be , La и Ba зафиксированы почти исключительно в плагиоклазе; в единичных случаях в пироксене и магнетите обнаружены Mo и Fa ; Zn приурочен к рудным минералам, главным образом к магнетиту и титаномагнетиту (от 0,03 - до 0,1 %), меньше - к ильмениту (0,01-0,02 %), спорадическое присутствие его в пироксене, очевидно, связано с тонкими рудными включениями; Yb в виде постоянной незначительной примеси встречен только в пироксенах, Sr обнаружено в виде ничтожной примеси (0,0001-0,0004 %) в единичных случаях во всех минералах.

При сопоставлении геохимических особенностей породообразующих минералов дайковых пород среднего и нижнего протерозоя видны довольно четкие различия и в содержании элементов-примесей. Так, пироксены дайковых пород бассейна р. Базальдук (нижний протерозой) содержат Ni и Cr больше, чем пироксены р. Ингул (средний протерозой).

зой); в первых присутствуют Ca и Mg , которых нет во вторых. В плагиоклазах диабазов р.Базавлук больше Ab и встречен Li (до 0,001%), отсутствующий в плагиоклазах диабазов бассейна р.Ингул.

Титаномagnetиты бассейна р.Базавлук отличаются от рудных минералов р.Ингул большими содержаниями V (до 0,4 против 0,1%), Ca (тысячные против десятитысячных долей процента), Zn (до 0,3 против 0,1%) и отсутствием Sr , установленного в магнетитах и титаномagnetитах диабазов р.Ингул.

ДАЙКОВЫЕ ПОРОДЫ ВЕРХНЕГО ПРОТЕРОЗОЯ

С позднепротерозойским временем связано становление дайковых формаций, образовавшихся в эпоху овручского орогенеза. К этому этапу приурочено появление на территории Ущ наиболее многочисленной группы дайковых пород, изотопный возраст которых, определенным калий-аргоновым методом, 1550 - 1200 млн.лет. Они развиты на большой территории и представлены различными по составу разновидностями, относящимися к трем дайковым формациям: диабазовой, ортофир-кварц-порфировой и лампрофировой.

Дайковые породы протерозойского возраста известны в северо-западной (волинской), центральной (приднепровской) и юго-восточной (приазовской) частях Ущ. Дайки северо-западной части секут все породы этого района, в том числе гранитоиды кировоградско-житомирского, осницкого и коростенского комплексов, а также породы гнейс-мigmatитовой толщи. Изотопный возраст их колеблется от 1550 до 1200 млн. лет (табл. 8). Дайковые породы этой части щита представлены габбро-диабазами, диабазами, диабазовыми порфиритами, ортофирами, гранит-порфирами, кварцевыми порфирами. Все они должны быть отнесены к позднему протерозою и, по-видимому, формировались одновременно после становления Коростенского плутона.

Несколько южнее северо-западного дайкового поля намечается сравнительно небольшое по протяженности Верхнебугское дайковое поле, вытянутое по простиранию даек в северо-западном направлении. В пределах его ограничено развиты дайковые породы, сконцентрированные в виде полосы, проходящей через г.Хмельник. Представлены они габбро-диабазами; изотопный возраст их 1320 - 1220 млн. лет.

Дайковые породы этого возраста встречены и в центральной части щита в виде единичных даек в пределах Ингулецкого среднепротерозойского дайкового поля. Так, севернее г.Кировоград можно

Т а б л и ц а 8. Изотопный возраст верхнепротерозойских даек Украинского щита

Место взятия образца	Порода	К, %	$^{40}\text{Ar} \cdot 10^{-7}$ г/г	Возраст, млн. лет
Северо-западная часть Украинского щита				
С.Осниця (ЦКТИЭ, 1968)	Диабаз	-	-	1670
С.Карпыловка (ЦКТИЭ, 1968)	Габбро- диабаз	-	-	1550
Там же (А.Я.Хатунцева, ИГН АН УССР)	Диабаз	0,56	0,534	1070
С.Дровяной Пост (ЦКТИЭ, 1968)	Габбро- диабаз	2,25	2,62	1285
С.Гладковичи (ЦКТИЭ, 1968)	То же	4,26	5,87	1380
Там же	Порфирит	5,09	5,39	1140
С.Боровино (А.Я.Хатунцева, ИГН АН УССР)	Кварцевый порфир	4,71	4,735	1100
Район г.Новоград-Волынский (А.Я.Хатунцева, ИГН АН УССР)	Диабаз	2,35	3,45	1440
Р.Случь, западнее г.Новоград- Волынский (Н.П.Шербак, ИГМ АН УССР)	"	2,50	3,061	1260
С.Рудня Ивановская	Габбро- диабаз	1,31	2,365	1320
С.Пугачевка (ЦКТИЭ, 1968)	Волнист	1,96	2,43	1280
С.Сухополя	Ортофир	4,15	5,233	1300
Емельчинский район, С.Покашево (П.М.Рудницкий)	Кварцевый порфир	3,65	4,628	1300
Р.Клный Буг, г.Хмельник	Габбро- диабаз	1,20	1,476 1,527	1200 1235
Там же	То же	1,20	1,727	1320
С.Малая Смелянка	Диабазовый порфирит	2,77	3,827	1450
Юго-западная окраина с.Поло- ховка (Среднее Побужье), скв. 16629 (Г.Х.Дмитров)	Диабаз	-	-	1100
С.Устиновка (ЦКТИЭ, 1968)	Кварцевый порфир	4,12	5,10	1275
С.Нагоряны (ЦКТИЭ, 1966)	То же	3,4	5,07	1460
Южный контакт овручской серии (Н.П.Шербак, ИГМ АН УССР)	Диабаз	2,87	3,827	1340
То же	Кварцевый порфир	4,56	5,126	1190
" "	Порфирит	4,00	4,04	1100

Продолжение табл. 8

Место взятия образца	Порода	К, %	$^{40}\text{Ar}\cdot 10^{-7}$, г/г	Возраст, млн. лет
Опный контакт овражковой середи (Н.П. Шербак, ИГЕМ ИИ УССР)	Порфирит	4,50	5,00	1170
То же	"	3,80	3,862	1100
С. Рудня-Переброды (Н.И. Поле- вая)	Кварцевый порфир	-	-	1300
Там же	То же	4,35	-	1310
С. Обертасово (ИКТЭ, 1968)	Дайковая порода	0,85	0,76	1000
Центральная часть Украинского щита				
Р. Ингулец, Орлиное гнездо	Диабаз	1,04	1,56	1460
Р. Саксагань, с. Оболоновка	"	0,42	0,59 0,60	1395 1416
Р. Ингулец, левый склон ниже ж/д моста	Оливиновый диабаз	0,65	0,75	1140
Центральный Саксаганский район, скв. 13451, гл. 202,5 м (В.Л. Бойко)	То же	"	"	"
То же, скв. 13451, гл. 180,4 м	"	0,90	1,530	1600
То же, скв. 13451, гл. 192,5 м	"	0,90 0,97	1,580 1,739	1610 1650
Р. Базавлучек	Диабаз	0,90	1,116	1270
С. Момарино (Н.К. Коваленко)	Габбро- диабаз	0,92	1,35	1445
То же	Диабаз	1,38	1,76	1310
Северо-восточнее с. Лелековка, скв. 6146, гл. 99,0 м	"	0,67	0,852	1300
С. Елизаветовка, скв. 1637	"	1,25	1,586	1280
Приазовская часть Украинского щита				
Балка Камышеватка, с. Андреевка	Диабаз	0,8	1,18	1450
Р. Каратыш, правый берег, вы- ше с. Новокарповка	"	2,64	3,586	1333
Там же, с. Боевое	Диабаз, частично амфиболизи- рованный	3,10	4,00	1314
Правый берег р. Берестовая, ниже пос. Выбове	Диабаз	1,16	1,21	1214
Р. Дозоватка, в 1 км выше с. Дрьевка	"	0,69	0,800	1210
Р. Обиточная, вблизи г. Салтычя	"	1,12	1,31	1220

Место взятия образца	Порода	K, %	$^{40}\text{Ar}\cdot 10^{-7}$ г/г	Возраст, млн. лет
Р. Кальчик, балка Грузская	Диабаз	-	2,331	1200
		2,00	2,314	1200
Р. Обиточная, в 3,5 км выше ж/д моста	Оливиновый диабаз	0,91	1,05	1200
Р. Кальчик, балка Калмыцкая	"	2,16	2,527	1200
		-	2,705	1280
р. Кальчик	"	0,70	0,765	1160
Р. Сухие Ялы, выше с. Ново-мленовка	Конга-диабаз	4,50	4,592	1100
			4,556	1100
Р. Кальчик, балка Вали-Тарама у с. Знаменовка	Лампрофир	1,52	2,260	1450
Р. Каратыш, левый берег, выше с. Украинка	Кварцевый порфир	4,31	6,28	1418
Там же	То же	3,32	4,796	1420
Выше с. Украинка	" "	4,40	5,66	1310
Р. Каратыш, левый берег	" "	4,21	5,251	1280
Балка Водяная	" "	4,90	5,12	1125
Р. Кальчик, балка Грузская	" "	3,90	4,610	1230
		-	4,432	1200
С. Каменные Могилы (В. П. Куц)	" "	2,70	3,668	1360

выделить Верхнеингульское дайковое поле, где скважинами вскрыты диабазы изотопного возраста 1300 млн. лет. Юго-восточнее г. Ново-украинка в бассейне р. Черный Ташлык вскрыты диабазы возрастом 1280 млн. лет, которые можно ограничить Верхнеташлыкским дайковым полем. К породам этой группы относятся диабазы и оливиновые диабазы рек Ингулец и Сакогань возрастом 1460 - 1140 млн. лет, слогающие Южно-Криворожское дайковое поле.

Для многочисленных дайковых пород привозской части щита можно выделить два поля: Бердинско-Кальчикское (в бассейнах рек Лозоватка, Обиточная, Кальчикя, Берда, Каратыш, Кальчик и их притоков) и Калмыкское.

В первое входят дайковые породы различного состава: диабазы р. Камшевка у с. Андреевка (1450 млн. лет), р. Каратыш у с. Новокарповка (1333 млн. лет), с. Боевое (1314 млн. лет), р. Берестовая у пос. Выбоево (1214 млн. лет), р. Лозоватка у с. Дрьевка (1210 млн. лет) р. Обиточная вблизи Могилы Салтычья (1220 млн. лет), балки Грузская по р. Кальчик (1200 млн. лет); оливиновые диабазы р. Обиточная (1200 млн. лет) и р. Кальчик (1160 млн. лет); лампрофиры р. Кальчик

(1450, 1500 млн.лет); кварцевые порфиры р.Каратыш (1280, 1310, 1418, 1420 млн.лет) и р.Кальчик (1200, 1230 млн.лет); в подчиненном количестве присутствуют дайки лампрофиров.

Состав даек второго (Кальмиусского) дайкового поля в общем аналогичен таковому Бердинско-Кальчикского. В нем также преобладают диабазы, наряду с которыми встречаются дайки кварцевых порфиров и в меньшем количестве - лампрофиров. Определений изотопного возраста дайковых пород Кальмиусского поля нет, но, судя по их составу, эти породы должны быть разновозрастны с дайковыми породами Бердинско-Кальчикского поля.

Из приведенных данных видно, что большинство дайковых пород верхнего протерозоя сосредоточено в двух частях УЩ: в северо-западной (на Волыни) и в юго-восточной (в Приазовье). На остальной площади они развиты ограниченно. Следовательно, активизации, связанной с овручским орогенезом, подверглись главным образом краевые части щита - волынская и приазовская. На остальной территории щита дайкообразование носило мелкоочаговый характер и выразилось в формировании единичных даек.

СЕВЕРО-ЗАПАДНАЯ ЧАСТЬ УКРАИНСКОГО ЩИТА

Состав дайковых пород этой части щита довольно разнообразен. Здесь помимо преобладающих диабазов присутствуют волыниты, порфириты, кварцевые порфиры, ортофиры, фальзиты и т.д. Все эти породы Л.Г.Ткачук [70] разделил на две генетические группы, резко отличающиеся петрохимически. Дайковые породы, залегающие среди оснических гранитов, увязываются с осническим комплексом, а дайковые породы, связанные территориально с образованиями коростенского комплекса, Л.Г.Ткачук, И.Л.Личак и другие исследователи относят к коростенскому комплексу.

В состав оснического комплекса, выделенного Л.Г.Ткачуком, входят чередующиеся в виде полос различного состава гранодиориты с включениями многочисленных ксенолитов и пачек метаморфизованных кислых эффузивов.

Вулканогенные образования этого комплекса, детально исследованные в 1948 и 1970 гг. Л.Г.Ткачуком и А.Я.Хатунцева, представляют собой значительно метаморфизованные и гранитизованные породы основного и кислого состава. А.Я.Хатунцева выделила их в кератофир-диабазовую формацию.

Дайковые породы, развитые в пределах оснического комплекса, представлены преимущественно разновидностями основного состава:

габбро-диабазами, амфиболовыми и оливковыми диабазами, реже кислыми породами (кварцевыми порфирами и кварцевыми порфиритами). Их детально исследовали И. Л. Личак [26], А. Я. Хатунцева и другие. Согласно данным И. Л. Личака, дайки, сопряженные с областью развития осницкого комплекса, развиты от северной границы кристаллической полосы до р. Случь на юге. Среди них наиболее распространены габбро-диабазы. Они обнажаются во многих пунктах. Известны выходы их в окрестностях сел Сновидовичи, Мухное, ст. Томашгород, Мочулянка, сел Осницк, Масевичи, Карпиловка, Александровка, Антолин, Поташка, Боровое, Млянка и др.

Простирания даек габбро-диабазов северо-восточные, близкие к субширотному, и северо-западные, близкие к субмеридиональному; они характерны и для других даек этого района. Предполагаемая мощность их достигает 50 - 100 м.

По минеральному составу габбро-диабазы мало отличаются от оливкового габбро и могут быть названы оливковыми габбро-диабазами. Главными породообразующими минералами их являются плагиоклаз, пироксен, рудные минералы, оливин; вторичными - биотит, роговая обманка; в небольших количествах присутствует калиевый полевой шпат и кварц.

Структура габбро-диабазов офитовая с переходами к габбро-офитовой.

Плагиоклаз представлен удлиненно-призматическими выделениями. Состав его, по данным И. Л. Личака, колеблется от № 50 - 60 до № 75 - 80, а по данным А. Я. Хатунцевой, от № 51 - 58 до № 64-65. Сдвойникован плагиоклаз преимущественно по альбитовому закону, реже, по карлсбадскому, иногда по периклиновому.

Пироксен представлен моноклинной и ромбической разновидностями, из которых первая преобладает. Обычно эти разновидности находятся в сростаниях. Ксеноморфные зерна заполняют промежутки между выделениями плагиоклаза. Для моноклинных пироксенов характерны такие параметры: $2V$ от $+40$ до $+47^\circ$ (иногда снижается до $+37^\circ$); $cNg = 37 - 42^\circ$. И. Л. Личак отнес их к магнетальным диоксидам и пикноитам. Ромбический пироксен представлен гиперстеном с обычными для него $2V$ от -52 до -70° и $cNg = 0 - 8^\circ$.

Оливин присутствует почти во всех дайках в переменных количествах, местами составляя до 6 % (по данным А. Я. Хатунцевой - до 14 - 16 %). Он образует преимущественно неправильные, реже идиоморфные выделения размером до 2,5 мм, $2V$ колеблется от -73

Т а б л и ц а 9. Химический состав габбро-диабазов и диабазов, %

Компо- нент	1	2	3	4	5	6	7	8
SiO_2	45,22	47,44	48,40	50,20	46,33	48,95	52,81	47,88
TiO_2	1,38	1,03	1,23	1,02	0,82	0,46	1,19	0,92
Al_2O_3	16,92	17,30	16,40	14,98	17,35	19,17	11,70	18,38
Fe_2O_3	3,76	3,09	0,56	0,25	2,96	2,23	1,58	1,79
FeO	10,79	9,95	10,39	11,03	8,97	7,43	8,64	8,43
MnO	0,15	0,17	0,24	0,19	0,19	0,10	0,17	0,13
MgO	7,99	7,03	6,77	7,96	9,17	5,12	8,74	8,60
CaO	9,91	11,01	11,09	9,90	11,04	12,14	10,78	10,60
Na_2O	2,21	1,66	2,38	3,44	1,64	2,55	2,64	2,43
K_2O	0,41	0,45	0,80	0,21	0,34	0,50	0,48	0,44
SO_3	0,12	0,06	0,09	0,17	0,10(5)	0,17	0,16	0,18
P_2O_5	0,46	0,22	0,33	-	0,27	0,15	0,44	0,14
CO_2	0,30	0,22	0,17	-	0,38	0,35	0,52	-
H_2O	0,16	0,08	0,16	0,23	0,10	0,01	0,10	-
П.п.п.	0,39	0,01	1,14	0,99	1,01	0,16	0,47	0,29
Сумма	100,17	100,72	99,85	100,57	100,67	99,49	100,42	100,21

П р и м е ч а н и е. Габбро-диабазы: 1 - с. Мухное, 2 - с. Томаггород, урочище Купье, 3 - с. Масевичи, урочище Гороховка, 4 - с. Александровка, 5 - с. Мочулянка, левый берег р. Виля, 6 - в 2,5 км на северо-запад от с. Карпиловка; диабазы: 7 - с. Сновидовичи, 8 - с. Алатолги (анализы 1 - 5 - по данным И. Л. Личака, 6 - 8 - по данным А. Я. Хатунцева)

до -86° , что соответствует содержанию 52 и 24 % фаялитовой составляющей (по данным И. Л. Личака).

Рудные минералы представлены магнетитом, титаномагнетитом, вльменитом, изредка сульфидами (преимущественно пиритом). Они образуют неправильные, часто скелетные выделения.

Роговая обманка и биотит являются вторичными минералами, развивающимися как продукты замещения цироксена.

Химический состав габбро-диабазов осницкого комплекса приведен в табл. 9.

Отношение FeO/MgO в оливиновых габбро-диабазов осницкого комплекса близко к единице, иногда с небольшими колебаниями в сторону увеличения MgO . По химизму оливиновые габбро-диабазы приближаются к среднему составу оливинового диабаза Дали.

Кварцевый порфирит обнажается в виде небольших глыб на правом берегу р. Бобер. Полевой шпат вкрапленников представлен плагиоклазом, состав которого колеблется от андезина (№ 40) до альбита. Обычно плагиоклаз частично соссиритизирован. Основная мелкозернистая масса кварцевого порфирита складывается микропегматитовыми сростаниями калиевого полевого шпата и кварца.

Химический состав кварцевого порфирита, по данным Л. Г. Ткачука и А. Я. Хатунцевой, следующий (в %): SiO_2 68,10; TiO_2 0,56; Al_2O_3 13,78; Fe_2O_3 1,05; FeO 5,94; MnO 0,10; MgO 1,33; CaO 3,11; Na_2O 3,39; K_2O 1,63; SO_3 0,13; P_2O_5 0,046; H_2O^+ 0,71; H_2O^- 0,18; сумма 100,06. По химическому составу он близок к среднему дациту Дали.

Кварцевый порфир встречен в обнажении Ст. Малковским (описан Л. Г. Ткачуком в 1948 г.) только у с. Боровино на правом берегу р. Рокита. Это светло-серая тонкозернистая порода с порфирowymi вкрапленниками кварца размером от 2-3 до 5-6 мм в поперечнике. Основная мелкозернистая масса состоит из полевых шпатов, кварца, биотита, мусковита, иногда серицита и редких зерен циркона. Полевые шпаты преимущественно калиевые, в подчиненном количестве находится кислый плагиоклаз типа альбит-ангитоклаза (№ 15).

Химический состав кварцевого порфира, по данным Л. Г. Ткачука, следующий (в %): SiO_2 75,14; TiO_2 0,12; Al_2O_3 12,75; Fe_2O_3 1,10; FeO 1,12; MnO 0,06; MgO 0,48; CaO 0,48; Na_2O 3,28; K_2O 4,79; P_2O_5 0,13; CO_2 0,07; H_2O^+ 0,57; H_2O^- 0,08; сумма 100,11.

По химизму кварцевый порфир с. Боровино приближается к среднему составу кварцевых порфиров Дали.

Коростенский интрузивно-метасоматический комплекс объединяет большую группу генетически связанных, близких по возрасту габбро-анортозитовых и рапакиви-гранитоидных пород.

В северо-западной части щита, южнее и юго-восточнее области развития пород осницкого комплекса, среди пород коростенского комплекса широко развиты дайковые породы, которые, по единодушному мнению большинства исследователей этого района, генетически связаны с коростенским комплексом. Формирование их приурочено к завершающему этапу становления Коростенского плутона. Дайковые породы этого участка Волны изучали В. Е. Тарасенко [69], В. И. Лучицкий [28], С. М. Рябоконь, В. И. Лебединский и др.

Развиты описываемые породы главным образом в Коростенском, Емельчинском, Городнянском, Олевском, Володарск-Валынском районах. Здесь это самые молодые образования; они секут все разновидности

кристаллических пород в виде даек мощностью от 0,5 до 15 м. Простирание даек преимущественно северо-западное, реже - субмеридиональное. Наиболее крупной является вскрытая бурением Звездаль-Залесская дайка габбро-диабазов, простирающаяся в меридиональном направлении.

Представлены дайковые породы разновидностями как основного, так и кислого ряда. Среди дайковых пород основного состава выделяются диабазы, габбро-диабазы, диабазовые порфириды (волыниты). Дайковые породы кислого состава представлены кварцевыми порфирами, микрогранитами или гранит-порфирами. Из разновидностей среднего состава присутствуют ортофирмы и порфириды.

Диабазы преобладают над остальными разновидностями. Они развиты в окрестностях сел Анжелика, Яблонец, Рудня Ивановская, г. Коростышев в виде крутопадающих даек. Диабазы представляют собой темно-серые мелкозернистые породы с офитовыми структурами. Главными породообразующими минералами их являются пироксен, плагиоклаз, рудные, иногда оливин, вторичными - амфибол, пренит, серицит.

Пироксен представлен моноклинной разновидностью типа авгита (по В.И. Лебединскому - пиконит). Он образует ксеноморфные зерна, окрашенные в буроватый цвет с сиреневым оттенком; $2V$ колеблется от $+40$ до $+50^\circ$; с $Ng = 38 - 41^\circ$; местами замещается бледно-зеленым амфиболом, реже биотитом.

Плагиоклаз слагает удлиненно-призматические кристаллы с ясно выраженным двойниковым строением. Представлен основной разновидностью типа андезита-лабрадора или лабрадора (№ 46 - 50 до № 71).

Рудные минералы представлены преимущественно ильменитом, титаномагнетитом и магнетитом, слагающими удлиненные и неправильной формы зерна, кое-где отороченные биотитом. Апатит присутствует постоянно в переменных количествах в виде короткостолбчатых и игольчатых кристалликов. Диабазы в отдельных дайках в значительной степени амфиболлизированы.

Габбро-диабазы образуют крупные дайки в окрестностях г. Житомир, в селах Рудня Ивановская, Сербы, Слободка, Городница и др. Это темно-серые крупнозернистые массивные породы. Среди них присутствуют оливиновые и безоливиновые разновидности.

Минеральный состав аналогичен составу диабазов: пироксен, плагиоклаз, оливин, рудные минералы, биотит, апатит, анортит. Структура офитовая, пойкилоофитовая с переходом к габбровой.

Пироксен представлен авгитом (по В.И. Лебединскому - пикони-

Т а б л и ц а 10. Химический состав дайковых пород основного состава, %

Компонент	1	2	3	4	5
SiO_2	49,74	52,67	47,17	49,48	52,67
TiO_2	-	3,46	1,75	2,23	3,46
Al_2O_3	14,88	13,00	15,04	12,48	13,00
Fe_2O_3	3,08	5,13	5,41	6,01	5,13
FeO	10,55	11,25	11,00	12,50	11,25
MnO	-	-	0,14	0,17	-
MgO	5,73	1,25	5,10	3,31	1,25
CaO	9,62	6,25	7,89	6,33	6,25
Na_2O	2,56	4,35	2,39	3,50	4,35
K_2O	1,34	2,32	2,35	2,18	2,32
P_2O_5	-	-	1,22	0,98	-
SO_3	-	-	0,62	-	-
CO_2	-	-	-	-	-
H_2O^+	3,10	-	0,06	0,17	0,60
H_2O^-	-	0,60	0,13	-	-
П.п.п.	-	-	-	1,36	-
Сумма	100,60	100,28	100,27	99,70	100,28

Примечание: 1 - габбро-диабаз, Восточная Волынь, с. Слободка (данные М.И. Скаговой); 2 - диабаз, с. Анжелика (данные В.Н. Чирвинского); 3 - оливиновый диабаз, с. Рудня Ивановская (бывшая Янча-Рудня) (данные Г.М. Коровиченко); 4 - оливиновый диабаз, с. Губково (данные И.Л. Личака); 5 - оливиновый диабаз, с. Красногорка (данные В.Н. Чирвинского)

том), слагающим буроватые ксеноморфные зерна; 2V от +57 до +67 °; с $Mg = 54$ °. Оливин присутствует в подчиненном количестве, обычно в виде изометричных зерен в пироксене; 2V от -69 до -70 °. Плагноклаз образует крупные призматические кристаллы, нередко с ясно выраженным зональным строением. Состав его соответствует андезит-лабрадору или лабрадору (# 45 - 70) с полисинтетическим двойникованием преимущественно по альбитовому и карлсбадскому законам.

В интерстициях часто присутствует анортотлаз, зачастую с пертитовыми вростками; иногда пертит окаймляет выделения плагноклаза.

Рудные минералы представлены ильменитом и титаномагнетитом, иногда присутствуют сульфиды (табл. 10).

Диабазовые порфириты (волыниты) также широко развиты в пре-

делах Волыни. Впервые они описаны Г.Осовским в 1871 г., давшим им название "волыниты".

Дайки волынитов известны во многих пунктах: вблизи г. Овруч, в с. Ушомир, Глумче, Бобрце, Симаковка, Васьковичи, Михайловка, Белка, Крук, Сушка, Пугачевка, Яблонец. Они секут серые житомирские граниты.

Волынит представляет собой темно-серую или светлую зеленовато-серую мелкозернистую породу со светлыми порфирированными выделениями плагноклаза, достигающими 3-4 см по длинной оси. Главными минералами основной массы волынита являются плагноклаз, пироксен, титаномagnetит, ильменит, изредка калий-натриевый полевой шпат и кварц, вторичными - амфибол и биотит; из аксессуарных присутствует апатит, иногда пирит и пирротин.

Плагноклаз порфирированных выделений в большинстве случаев замещается серпичитом и сосеритом, принадлежит к основной разновидности с колебаниями от № 41 - 48 до № 63.

Плагноклаз основной массы образует удлиненно-призматические зерна с ясно выраженным полисинтетическим двойникованием, преимущественно по альбитовому закону, кое-где наблюдается зональное строение. По составу отвечает андезину или олигоклаз-андезину.

Пироксен представлен моноклинной разновидностью типа авгита или энстатит-авгита (пиконита). Он слагает призматические и ксеноморфные зерна буроватого цвета. Местами замещается амфиболом.

Титаномagnetит и ильменит присутствуют в переменных количествах, первый - в виде неправильных зерен, второй - в виде шестоугольных выделений. Спорадически наблюдаются пирротин и пирит.

Структура волынитов порфиритовая с диабазовой или интерсертальной структурой основной массы (табл. II).

Наряду с диабазовыми порфиритами (волынитами) В.Н. Чирвинский и В.И. Лучицкий выделяют среди основных дайковых пород авгитовые порфириты, секущие красные граниты в окрестностях с. Ставки и выступавшие на дневную поверхность у с. Бараши близ левого берега р. Уж. Минеральный состав их близок к таковому диабазовых порфиритов, но отличается более кислым характером плагноклаза.

Плагноклаз представлен олигоклаз-андезином или олигоклазом, слагающим беспорядочно ориентированные, местами флюидально расположенные (с. Бараши) лейсты с двойниковым строением. Пироксен присутствует в подчиненном количестве, представлен моноклинной разновидностью типа авгита в виде мелких зерен или удлиненных кристаллов. Интерстиции заполнены слабо раскристаллизованным стеклом.

Т а б л и ц а II. Химический состав волынитов, %

Компонент	I	2	3	4
SiO_2	54,46	50,46	53,09	54,15
TiO_2	3,09	2,22	2,21	2,15
Al_2O_3	15,14	16,60	17,72	12,85
Fe_2O_3	3,40	0,96	3,27	3,86
FbO	8,25	11,18	10,24	10,10
MnO	-	0,18	0,21	сл.
MgO	2,04	4,25	1,41	2,53
CaO	5,34	6,31	6,36	9,74
Na_2O	4,36	3,66	2,12	1,39
K_2O	2,12	1,91	2,70	3,12
P_2O_5	-	0,68	-	-
SO_3	-	-	0,10	0,24
H_2O^+	-	1,68	-	-
H_2O^-	1,10	0,24	-	-
П. п. п.	-	-	1,30	0,81
Сумма	99,30	100,33	100,73	100,94

Примечание: I - с. Бобринца, урочище Ужова Гора (данные В. Н. Чирвинского); 2 - с. Михайловка (данные В. И. Лучицкого, М. И. Омеговой); 3 - с. Бобринца, урочище Ужова Гора (данные С. И. Назаревич); 4 - с. Бобринца, урочище Вилы (данные С. И. Назаревич)

Рудные минералы в переменном количестве представлены ильменитом и титаномagnetитом.

Помимо дайковых пород основного состава в области развития пород коростенского комплекса встречены дайки, сложенные кварцевыми порфирами, ортофирами, фальзитами, гранит-порфирами, вулканическим стеклом. Эти породы исследовали В. Н. Чирвинский, В. И. Лучицкий, В. И. Лебединский, С. М. Рябоконь и др.

Ортофиры выступают среди гранитов в районе сел Чмэль, Сухая Воля, Степановка, Рудовель, Крук. Это темно-серая тонкозернистая порода с порфировыми выделениями розового полевого шпата, представленного анортотклазом. Основная масса сложена тонкозернистым агрегатом анортотклаза, плагиотклаза, бледно-зеленой роговой обманки, в меньших количествах присутствует биотит и рудный минерал. Химический анализ ортофира приведен в табл. 12.

Дайковые породы наиболее кислого состава представлены фаль-

Т а б л и ц а 12. Химический состав дайковых пород, %

Компонент	1	2	3	4	5	6	7
SiO_2	59,67	64,05	75,91	70,54	72,03	72,95	74,50
TiO_2	0,89	-	-	-	0,30	0,03	0,10
Al_2O_3	18,84	16,06	16,42	17,05	14,09	13,84	14,53
Fe_2O_3	7,76	2,43	2,87	0,17	1,40	0,63	0,88
FeO	0,73	5,72	0,20	1,73	1,79	1,71	1,36
MnO	-	-	-	-	-	0,03	0,11
MgO	1,80	0,34	2,26	0,33	0,67	0,15	0,18
CaO	4,75	3,15	Следы	0,90	0,70	0,79	0,41
Na_2O	3,22	2,64	1,23	5,62	2,68	3,80	4,16
K_2O	1,24	4,63	0,81	3,56	5,99	5,25	3,67
H_2O^+	0,81	-	-	0,92	-	0,50	0,18
H_2O^-	-	0,55	-	-	0,22	0,12	0,24
Сумма	99,71	99,57	99,70	100,82	99,87	99,80	100,32

Примечание: 1 - порфирит, Восточная Воишь, с. Горбово; 2 - ортофир, с. Крук; 3 - кварцевый порфир, с. Збранск, долина Ров; 4 - кварцевый порфир, Восточная Воишь, с. Просека; 5 - биотит-амфиболовый гранит-порфир, с. Горбово; 6 - фельзит, с. Чмель; 7 - фельзит, с. Тепеницы, в выемке железной дороги. (Данные: 1, 6 - В.И. Лучицкого, 2 - В.Н. Чирвинского, 3, 5 - В.И. Лучицкого, М.И. Ожеговой, 4 - И.А. Морозевич, 7 - В.И. Лебединского).

зитами и гранит-порфирами. Обнажения фельзитов наблюдаются в селах Чмель, Полоничево.

Фельзиты - это плотные темно-серые породы афанитового сложения с немногочисленными мелкими вкраплениями кварца и полевого шпата. Полевой шпат вкрапленников представлен альбитизированным плагиоклазом (№ 3 - 10) и калиевым полевым шпатом. Основная масса сложена микрзернистым агрегатом кварца, калиевого полевого шпата и биотита.

Структура породы порфирная с микрзернистой структурой основной массы, переходящей местами в несовершенную сферолитовую, в приконтактных участках дайки - в фельзитовую. По химическому составу фельзиты аналогичны гранит-порфирам с. Горбово (табл. 12).

Гранит-порфиры встречаются в немногочисленных пунктах в виде жил, секущих граниты и породы гнейс-мигматитовой толщи. Они обнажаются в селах Горбово и Чмель. Это темно-серые с красноватым оттенком породы с вкраплениями плагиоклаза и калиевого полевого шпата размером до 6 - 8 мм, а также амфибола и агрегатов биотита; изредка присутствует кварц.

Плаггиоклаз вкрапленников значительно серпигитизирован, принадлежит олигоклазу (№ 28). Отдельные вкрапленники оказываются островками микроклин-пертита.

Кальевый полевой шпат вкрапленников представлен микроклин-пертитом.

Амфибол вкрапленников, по определению В.И. Лебединского, представлен двумя разновидностями – арфведсонитом, характерным для ралаквивы, и оме-зеленым амфиболом, близким к гастингситу.

Основная тонкозернистая масса сложена агрегатом кварца, микроклина с подчиненными выделениями альбит-олигоклаза, амфибола и биотита. В незначительном количестве встречаются апатит и магнетит. Структура основной массы микрогранитовая, участками аплитовая.

По химическому составу (см. табл. 12) гранит-порфиры с. Горбово близки к коростенским гранитам.

По мнению И.Л. Личака [26] и других исследователей, дайковые породы Волны генетически связаны с различными этапами формирования коростенского комплекса. Причем дайковые поля основного ряда одни исследователи (например, В.И. Лучицкий) относят к наиболее древним дайковым образованиям, проявившимся до внедрения коростенских гранитов, другие же приводят факты, свидетельствующие о том, что волыниты секут граниты плутона. Дайки кислого состава являются более молодыми относительно гранитов плутона.

Дайковые породы, залегающие среди осницких гранитов, петрохимически существенно отличаются от даек, связанных территориально с коростенским магматическим комплексом. Для них, как и для габбровых пород осницкого комплекса, характерна более высокая основность.

Дайковые породы коростенского комплекса характеризуются более высоким содержанием железа по отношению к магнию и кальцию, в дайках же осницкого комплекса отношение $Fe : Mg : Ca$ примерно 1:1:1. О генетическом родстве дайковых и глубинных пород Коростенского плутона свидетельствуют повышенная железистость темноцветных минералов, сравнительно низкая основность плаггиоклаза и постоянное присутствие калий-натриевого полевого шпата, а также повышенные содержания калия и титана.

Во всех разновидностях обеих групп дайковых пород северо-западной части щита спектральным анализом (по данным А.Я. Хатушцевой) установлены одинаковые элементы-примеси: $Ni, Co, Y, Cr, Zr, Cu, Ga, Ba, Sc, Y, Yb, Sr, Ba$, в единичных образцах Mo, Sr , содержания которых несколько превышают кларковые. Кроме

того, в некоторых образцах дайковых пород, секущих оснищие граниты, установлен La , не обнаруженный в дайках коростенского комплекса. Содержания всех этих элементов в основном не превышает кларковые, лишь в отдельных дайках содержания Co , Zr , Cu , Be , Sc , Y немного выше кларковых.

ЦЕНТРАЛЬНАЯ ЧАСТЬ УКРАИНСКОГО ШИТА

Позднедокембрийские дайковые породы в центральной части УЩ развиты менее, чем в северо-западной и приазовской частях. К породам этой возрастной группы относятся диабазы и оливиновые диабазы рек Ингулец и Саксагань, изотопный возраст которых, определенный калий-аргоновым методом, 1460 - 1140 млн. лет (Южно-Криворожское дайковое поле). Заметим, однако, что для оливиновых диабазов из скважины Центрального Саксаганского участка [59] изотопный калий-аргоновый возраст определен в 1600 - 1650 млн. лет. Следовательно, в пределах Криворожской зоны имела место активизация как в позднем, так и в среднем докембрии.

Единичные дайки позднего докембрия встречены в пределах Кировоградского блока, где основная масса даек формировалась в среднем докембрии. Так, дайка диабазы возрастом 1300 млн. лет вскрыта скважиной севернее г. Кировоград у с. Делековка (Верхнеингульское дайковое поле). Еще одна дайка диабазы возраста 1280 млн. лет вскрыта юго-восточнее г. Новоукраинка у с. Елизаветовка (Верхнеташлыкское дайковое поле).

Дайковые породы Криворожского района детально описал И. С. Усенко [72], который выделил среди них две группы. К первой отнесены метаморфизованные дайковые образования - амфиболитизированные диабазы (эпидиабазы), секущие в субмеридиональном направлении плагиоклазовые граниты по р. Саксагань, и мигматиты по р. Ингулец. Эти породы, по мнению И. С. Усенко, древнее пород саксаганского комплекса. Они близки к покровным метабазитам р. Саксагань, существенно отличаются от диабазов р. Базавлук и Ингуло-Ингулецкого водораздела.

Дайки эпидиабазов более развиты по р. Ингулец в районе Карачунской плотины. По р. Саксагань встречены их отдельные выходы.

Среди амфиболитизированных диабазов выделяются две разновидности. В первой амфибол представлен бледнокрасневшей роговой обманкой типа актинолита. Плагиоклаз, присутствующий в виде призматических и таблитчатых зерен размером 0,6х0,22 мм, представлен лабратором (№ 47 - 60). Он интенсивно замещается цоюзитом. Кроме биотита, хлорита и цоюзита из второстепенных минералов в заметных

Т а б л и ц а 13. Химический состав диабазов, %

Компонент	1	2	3	4	5	6
SiO_2	52,36	53,20	53,48	53,28	51,40	51,58
TiO_2	0,48	0,70	-	-	0,60	1,22
Al_2O_3	14,17	14,30	14,64	15,26	13,84	14,89
Fe_2O_3	1,69	0,73	2,53	3,04	0,76	-
FeO	7,43	7,39	6,89	11,37	10,58	9,18
MnO	0,19	-	-	-	0,24	-
MgO	8,11	9,76	7,16	4,33	6,04	7,81
CaO	8,50	8,96	9,88	8,46	0,87	10,97
Na_2O	3,78	2,60	2,93	2,68	3,98	1,84
K_2O	1,56	0,42	1,02	0,86	0,99	0,59
F	0,02	-	-	-	0,02	-
П. п. п.	2,27	2,49	1,08	1,13	2,18	2,07
Сумма	100,56	100,55	99,62	100,41	101,50	100,15

Примечание: 1 - левый склон р. Саксагань, выше пос. Соколовка; 2 - пос. Соколовка, левый склон р. Саксагань; 3 - средняя часть жмлы у с. Соколовки; 4 - левый берег р. Саксагань, выше впадения в нее балки Сухая; 5 - левый склон р. Ингулец; 6 - р. Ингулец, выше с. Карачаны (Данные: 1, 3, 4, - И.С. Усенко, 2, 5 - В.Е. Тарасенко, 6 - Л.Г. Бернадской).

количествах отмечается титанит; изредка присутствуют апатит и кварц. Структура эпидиабазов большей частью офитовая.

Амфиболизированные диабазы второй разновидности более перекристаллизованы. Амфибол в них представлен интенсивно окрашенной обыкновенной роговой обманкой; $2V$ равно -78° , с $Mg = 18^\circ$. Форма зерен коротко- и длиннопризматическая. Амфибол частично замещается биотитом и хлоритом. Плагноклаз образует таблитчатые, реже призматические зерна, местами он полностью эпидотизирован и альбитизирован. В заметных количествах присутствует кварц.

Отличительной особенностью этой разновидности является значительное количество рудного минерала и апатита. Структура породы гранобластовая, реже бластодиабазовая.

Как видно из табл. 13, химический состав амфиболизированных диабазов не стабилен. Самые большие колебания наблюдаются в содержаниях Fe_2O_3 (0,73 - 3,04 %), FeO (6,89 - 11,37 %), MgO (4,33 - 9,76 %) и CaO (0,87 - 10,97 %), что зависит от степени изменения диабазов.

Ко второй, более молодой, группе дайковых пород отнесены и оливковые диабазы, секущие в широтном направлении породы саксаганского комплекса и мигматизированные плагиоклазовые граниты, что обнаружено И.С.Усенко по р.Саксагань между салами Оболоновка и Соколовка. Установлено также, что именно эти дайковые породы, по данным изотопного калий-аргонового метода, образовались в позднем докембрии.

Оливковые диабазы обнаружены в многочисленных пунктах по рекам Саксагань и Ингулец. По р.Ингулец они секут кристаллические сланцы саксаганской свиты в виде субширотных даек мощностью от нескольких десятков сантиметров до 15 м и более. Оливковые диабазы р.Саксагань (в шахтах и обнажениях) отмечены в виде субширотных даек мощностью от 10 см до 15 м, секущих мигматиты, граниты и породы саксаганской свиты. Это в различной степени измененные темно-серые мелкозернистые образования с офитовой и пойкилоофитовой структурой.

Главными породообразующими минералами их являются плагиоклаз и пироксен, второстепенными - оливин, рудные минералы; к вторичным относятся амфибол, биотит, иддингсит, серицит, карбонат.

Плагиоклаз образует редкие крапленники, обычно с зональным строением, состав которых (по данным И.С.Усенко) от центра к периферической части зерна меняется от № 75 до № 90; в основной массе он также находится в виде идиоморфных удлиненно-призматических зерен с четко выраженным двойникованием. Состав его колеблется от № 64 до № 72.

Пироксен образует ксеноморфные буроватые зерна; представлен моноклинной разновидностью типа авгита; $2V$ от +48 до +58; $cNg = 40^\circ$.

Оливин присутствует в довольно значительных количествах (в среднем до 4%) в виде корродированных зерен, частично замещенных иддингситом.

Рудные минералы представлены магнетитом и вльменитом, образующими идиоморфные и неправильные зерна.

Данные химических анализов оливковых диабазов Криворожского района (анализы 1, 2) и аналогичных по изотопному возрасту даек оливиносодержащих диабазов Кировоградского блока (скв. 6146 и 1637) (анализы 3, 4) приведены в табл. 14.

Как видно из таблицы, оливиносодержащий диабаз с.Лелековка (скв. 6146) по химическому составу очень близок к диабазам Криворожского района (анализы 1, 2). Оливковый же диабаз с.Елизаветов-

Т а б л и ц а 14. Химический состав оливиновых диабазов, %

Компонент	1	2	3	4
SiO_2	47,74	48,55	49,28	45,43
TiO_2	0,86	0,13	1,20	3,60
Al_2O_3	16,11	13,04	15,78	16,07
Fe_2O_3	2,56	6,07	2,58	5,66
FeO	9,94	8,92	9,05	10,27
MnO	0,11	0,07	0,19	0,26
MgO	7,78	7,73	6,92	4,55
CaO	10,06	10,22	9,52	5,74
Na_2O	2,22	3,37	2,06	3,24
K_2O	0,49	0,75	0,68	1,15
B_2O_5	-	0,13	0,23	0,82
H_2O^+	1,80	0,79	0,26	0,31
H_2O^-	0,32	-	-	-
П. п. п.	-	-	2,37	2,77
SO_3	-	-	0,27	0,25
Сумма	99,99	99,77	100,34	100,12
F	-	-	0,06	0,10
CO_2 обш	-	-	0,78	0,82

Примечание: 1 - левый склон р. Саксагань между селами Оболоновка и Соколовка (данные И. С. Усенко); 2 - левый склон р. Ингулец, ниже железнодорожного моста; 3 - северо-восточнее с. Лелековка, скв. 6146, гл. 99,0 м; 4 - с. Елизаветовка, скв. 1637, гл. 67,0 м (2 - анализ В. Е. Тарасенко, 3, 4 - аналитик А. А. Стрингина).

ка (скв. 1637) несколько отличается от криворожских - главным образом более высоким содержанием Ti , Fe , K и более низким Ca и Mg .

От эпидиабазов оливиновые диабазы отличаются пониженными содержаниями SiO_2 и повышенной железистостью за счет более высокого содержания Fe_2O_3 , фиксирующегося в рудном минерале.

ПРИАЗОВСКАЯ ЧАСТЬ УКРАИНСКОГО ШИТА

Приазовская часть УЩ - область самого широкого развития дайковых образований. Дайковые породы этого района издавна привлекали внимание исследователей и были предметом изучения многих геологов. Так, с большей или меньшей степенью детальности их описывали И. А. Морозевич, Б. Ф. Мефферт, Л. Ф. Айнберг, В. И. Лучицкий и П. И. Ле-

бедев, Б.М.Куплетский, С.Г.Шавло, В.Г.Кривенко, И.С.Усенко, В.А.Слипченко, Н.В.Бутурлинов и другие.

В Приазовье, как и на других участках Ущ, дайковые породы являются самыми молодыми. Они секут образования метаморфической толщи, гранитоиды и щелочные породы. Исключения составляют кварцевые порфиры, дайки которых, обнажающиеся по р. Каратыш, вблизи Каменных Могил и с. Екатериновка, секутся розовыми гранитами соответственно каменноугольного и екатериновского типов. Оба массива гранитов приурочены к участкам максимальной густоты даек.

В ряде участков дайки наблюдаются в виде густых роев, слагающих пояса преимущественно северо-западного простирания, приуроченные к тектонически ослабленным трещиноватым зонам. Наибольшая густота даек в бассейнах рек Кальмиус, Кальчик, Каратыш (приток р. Берда) и Конка [62, 64]. Характер размещения даек свидетельствует о том, что формирование их контролировалось глубинными разломами северо-западного простирания.

Дайковые породы приазовской части щита, независимо от их состава, имеют северо-западное простирание, совпадающее с направлением наиболее развитой трещиноватости - $\angle 310 - 340^{\circ}$ (реки Берда, Каратыш, Конка). Менее развиты дайки субширотного простирания - $\angle 270 - 290^{\circ}$, что характерно преимущественно для западной части Приазовья (реки Берда, Каратыш, Конка), а также северо-восточного (реки Берда, Конка и др.), заполняющие, очевидно, поперечные трещины, оперяющие разломы северо-западного простирания.

Мощность даек Приазовья колеблется в очень широких пределах - от первых десятков сантиметров до 50 м и более, но у большинства даек мощность составляет 1 - 5 м.

Отличительная черта дайкового комплекса Приазовья - значительная пестрота состава. На этой части щита существенно преобладают дайки, сформировавшиеся в позднем докембрии. Здесь отмечены породы щелочноземельного и щелочного ряда, а также различные дайковые породы промежуточного состава.

Среди дайковых образований позднего докембрия в приазовской части щита преобладают породы диабазового ряда и кварцевые порфиры. Они развиты на обширной территории, в пределах которой выделяются два основных поля дайковых пород, связанных с активизацией приазовской части щита в позднем докембрии: Бердинско-Кальчикское, включающее бассейн рек Лозоватка, Кшанды, Обиточная, Кальчиция, Берда с притоками, Кальчик, и Кальмиусское, охватывающее бассейн р. Кальмиус с притоками.

Больше всего в Приазовье дайковых пород основного состава. Среди них по минеральному составу можно выделить несколько разновидностей: оливковые диабазы, конгидиабазы, диабазовые порфириты и обычные афировые диабазы. Наиболее распространены афировые диабазы, реже - диабазовые порфириты и оливковые диабазы.

Оливковые диабазы обнаружены в Западном Приазовье, в бассейнах рек Обиточная, Кильтичия и Конка. Они слагают дайки, секущие обычно вкост простирания породы докембрия преимущественно в субширотном направлении с отклонениями на СЗ 300 - 305 °. Мощность даек оливковых диабазов колеблется от нескольких десятков сантиметров до 40 м и более.

Главными породообразующими минералами оливковых диабазов являются плагиоклаз и пироксен, в меньших количествах постоянно присутствуют рудный минерал и оливин. Вторичные минералы представлены амфиболом, биотитом, хлоритом, пренитом, клиноцоизитом, тальком. Из аксессуарных известен апатит. Структура оливковых диабазов оцитовая, ближе к контактам переходит в субоцитовую, кое-где с элементами флюиальности.

Плагиоклаз образует идиоморфные удлиненно-призматические зерна размером от 2,15 до 2,5 мм, с ясно выраженными полисинтетическими двойниками. Состав плагиоклаза колеблется от № 50 до № 77, т.е. от лабрадора до битовнита. Как правило, более основными являются плагиоклазы микроафировых выделений, в которых содержание анортитового компонента увеличивается до 77 %. Плагиоклазы сдвойникованы преимущественно по альбитовому закону, реже по альбит-карлсбадскому и карлсбадскому. Повсеместно наблюдаются тирады.

Во многих случаях плагиоклаз оливковых диабазов в значительной степени замещен вторичными минералами. Наиболее развитый вид замещения - пренитизация; реже как продукты преобразования плагиоклаза присутствуют эпидот, карбонат, серпигит, хлорит.

Пироксен представлен моноклинной разновидностью и обычно образует гипидио- и ксеноморфные зерна размером до 2-3 мм, слабо окрашенные в буроватый цвет. Кое-где он замещается обыкновенной роговой обманкой, бурым биотитом и хлоритом. 2V пироксена варьирует от +26 до +56 °. Величина $n_g = 38 - 43$ °. Показатели преломления пироксена изменяются в незначительных пределах: $n_g = (1,720 \pm 0,002) - (1,729 \pm 0,001)$; $n_p = (1,690 \pm 0,003) - (1,6945 \pm 0,0015)$; $n_g - n_p = 0,028 - 0,029$. Плотность пироксена, выделенного из оливкового диабаза верховьев р. Обиточная,

3,417. Химический состав его следующий (в %): SiO_2 50,34; TiO_2 0,55; Al_2O_3 3,36; Fe_2O_3 1,58; FeO 11,08; MnO 0,29; MgO 15,74; CaO 15,71; Mg_2O 0,39; K_2O 0,07; Li_2O 0,11; $H_2O_{\text{кисл}}$ 0,10; п.п.п. 1,04; сумма 100,36 (аналитик С.А.Панченко). Согласно номенклатуре Поддерварта и Хесса, по отношению энстатитовой, ферросилитовой и волластонитовой молекул ($En:Fs:Wo = 45,5 : 21,9 : 32,6$) он попадает в поле авгита. Железистость его равна 34,8 %.

Помимо главных минералообразующих элементов в пироксене спектрально установлены (в %): Cr 0,1; Mi , Y и Sc по 0,03; Zr 0,003; Cu и U по 0,001. Количество оливина в породе не превышает 4-5 %. Он, как правило, наблюдается в виде трещиноватых бесцветных изометричных зерен. Размер зерен изменяется от долей миллиметра до 0,6-0,7 мм; $2V$ колеблется от -74 до -90° . Показатели преломления изменчивы: $n_g = (1,729 \pm 0,001) - (1,761 \pm 0,002)$; $n_m = 1,712 \pm 0,002$; $n_p = (1,687 \pm 0,002) - (1,7255 \pm 0,0025)$; $n_g - n_p = 0,036 - 0,042$. Железистость оливина, определенная по показателям преломления на диаграмме А.Н.Вишчелла, колеблется от ~ 29 до 42,5 %. Оливин часто замещен вторичными минералами: тремолитом, минералами группы серпентин - хлорит, тальком.

Рудный минерал в оливиновых диабазах представлен титаномagnetитом, образующим скелетные и неправильной формы зерна размером до 0,5 мм.

По данным химического анализа, состав титаномagnetита из оливинового диабаза р.Обиточная следующий (в %): TiO_2 24,59; Fe_2O_3 42,71; FeO 30,05; MnO 0,94; MgO 1,71; сумма 100,00 (аналитик А.А.Стеценко). В титаномagnetите спектрально установлен (в %): Zn 0,5; Mi и Cr по 0,02; V 0,08; Co , Zr и Cu по 0,003; Pb менее 0,001.

Индивидуализированные зерна ильменита в породе встречаются очень редко в виде тонкоигльчатых форм.

Амфиболы представлены буровато-зеленой обыкновенной роговой обманкой и актинолитом. Обыкновенная роговая обманка, как правило, развивается по моноклиному пироксену. Амфибол типа маложелезистого актинолита или тремолита, слабо окрашенный в зеленый цвет, образует гомоосевые псевдоморфозы по оливину.

Химический анализ оливиновых диабазов (табл. 15) показал, что они по составу являются наиболее основными из всех дайковых пород диабазовой формации (рис. 1).

Помимо главных породообразующих элементов, определенных хи-

Т а б л и ц а 15. Химический состав оливиновых диабазов Привозья, %

Компонент	1	2	3
SiO_2	47,14	47,32	47,19
TiO_2	0,94	1,53	1,49
Al_2O_3	16,46	15,01	16,05
Fe_2O_3	3,55	4,81	2,10
FeO	9,90	9,02	10,33
MnO	0,21	0,19	0,08
MgO	6,91	6,54	7,13
CaO	9,66	9,32	9,93
Na_2O	2,57	2,23	2,08
K_2O	1,08	1,04	0,83
P_2O_5	0,18	0,38	0,17
SO_3	0,07	0,17	0,18
$H_2O_{\text{гипр}}$	0,11	0,21	0,08
П.п.п.	1,32	2,40	1,85
CO_2	0,28	2,08	0,20
F	0,19	-	0,26
Сумма	100,57	102,25	99,95

Примечание: 1 - р.Кильтичя, с.Ревен; 2 - р.Обиточная выше ж.д. моста; 3 - р.Обиточная, выше с.Обиточное (1, 3 - аналитик С.А.Панченко, 2 - аналитик Услонцева)

мическим анализом, спектральным анализом установлены небольшие содержания Ni , Co , V , Cr , Ca , Pb , Zr , Zn , Ag , Sr , Ba , Sc , Y , Sr , Yb .

Конгадиабазы распространены в пределах Привозья довольно ограниченно. Они образуют около полутора десятков даек, обнажающихся по берегам рек Берда, Каратыш, Берестовая, Обиточная, Кильтичя, Конка, Сухие Ялы, Шванлы. Мощность их колеблется от нескольких десятков сантиметров до 30 м.

Вмещающими породами, как правило, являются мигматиты, реже - розовые граниты. Чаще всего дайки секут их вкрест простирания. Простирание даек СВ 40 - 80° и СЗ 280 - 340°.

Главными составными частями конгадиабазов являются плагиоклаз, моноклиновый и ромбический пероксен, микропегматит, рудные минералы. Из вторичных в переменных количествах присутствует амфибол, биотит, эпидот, хлорит. Акцессорные минералы представлены апатитом.



Рис. 1. Векторная диаграмма диабазов Западного Призовья:

1 - диабаз, 2 - средний диабаз, по Дали, 3 - конгидиабаз, 4 - средний конгидиабаз, по Дали, 5 - оливиновый диабаз, 6 - средний диабаз оливиновый, по Дали

Структура конгидиабазов обычно офитовая или субофитовая.

Плагиоклаз представлен удлиненно-призматическими зернами с четко выраженным двойниковым строением. Состав его колеблется от № 40 до № 78, т.е. от андезина до битовинита. В некоторых дайках плагиоклаз частично или полностью альбитизирован. В таких случаях состав его отвечает № 4 - 9. Наиболее распространено двойникование по карлсбадскому, альбит-карлсбадскому и альбитовому законам, реже - по мансбахскому и в единичных случаях - по эстеральскому и бавенскому.

Пироксен, как указывалось, представлен двумя разновидностями - моноклинной и ромбической; моноклинная существенно преобладает. Обычно он резко ксеноморфен по отношению к выделениям плагиоклаза, реже образует гшцидно- или ксеноморфные, почти бесцветные зерна;

Т а б л и ц а 16. Химический состав конгладеразов, %

Компонент	I	2	3	4
SiO_2	54,31	54,46	53,02	55,04
TiO_2	0,78	1,76	0,87	2,42
Al_2O_3	13,87	14,69	15,97	15,30
Fe_2O_3	2,22	5,28	1,88	3,27
FeO	8,23	4,45	7,32	7,89
MnO	0,17	0,15	0,24	0,15
MgO	5,81	2,17	5,74	2,72
CaO	9,66	4,07	9,45	4,27
Na_2O	2,34	4,57	2,23	3,62
K_2O	1,27	2,82	1,17	0,12
P_2O_5	0,18	1,18	0,19	0,78
SO_3	0,02	0,12	0,29	0,36
H_2O гирр	0,07	0,91	0,24	0,42
П. п. н.	1,24	2,69	1,27	3,83
CO_2	0,21	2,54	0,21	Не обн.
F	-	0,10	100,09	-
Сумма	100,38	102,36	-	100,19

П р и м е ч а н и е: I - р. Обиточная, против с. Сахно, у м. Салтыча; 2 - р. Обиточная, против с. Коза; 3 - правый берег р. Камшеваха, с. Андреевка; 4 - левый берег р. Берестовая (I - аналитик Р. Д. Левина, 2 - аналитик Усложнева, 3, 4 - аналитик С. А. Панченко)

2V колеблется от +33 до +52 °; с $n_g = 39 - 42$ °; $n_y = (1,712 \pm 0,002) - (1,720 \pm 0,002)$; $n_p = (1,6785 \pm 0,0015) - (1,685 \pm 0,005)$. По оптическим свойствам он должен быть отнесен к автиту. Продуктами преобразования моноклинового пироксена являются бледно-окрашенная роговая обманка, биотит, хлорит.

Ромбический пироксен присутствует в подчиненном количестве в виде бесцветных гипидно-, реже идиоморфных выделений, иногда с прерывистыми оторочками моноклинового пироксена. Местами частично или полностью он псевдоморфно замещается светлым зеленовато-буроватым серпентиноподобным минералом типа биотита; 2V ромбического пироксена меняется от -70 до -80 °; $n_y = 1,690 \pm 0,003$; $n_m = 1,6785 \pm 0,0015$; с $n_g = 0 - 2$ °.

Рудные минералы представлены титаномагнетитом, ильменитом, гематитом, лимонитом, пиритом, пирротинном, халькопиритом.

Характерная особенность конгидиабазов – постоянное присутствие в интрегитциях микропегматитовых выделений.

Амфибол является продуктом замещения пироксена. Представлен он обыкновенной зеленой роговой обманкой и бледно-зеленой разновидностью типа актинолита; $2V$ изменяется от -63 до -66° , $n_y = 1,726 \pm 0,003$; $n_p = 1,7065 \pm 0,0015$.

Химические анализы конгидиабазов, приведенные в табл. 16, фиксируют повышенные содержания калия, частично железа и титана, что приближает их к синхронным дайковым породам Волны аналогичного состава.

Помимо главных породообразующих элементов в конгидиабазах спектрально установлены постоянные элементы-примеси (в %): Mg 0,001–0,007; Ca – 0,001–0,006; V – 0,001–0,02; Cr – 0,001–0,03; Zr – 0,001–0,06; Cu – 0,0006–0,1; Fe – 0,001–0,005; Be 0,0003–0,0006; Sc 0,002–0,003; Y – 0,002–0,01; Sr – 0,03–0,2; Yb – 0,0003–0,0006; реже встречаются Pb 0,003–0,01; Zn 0,1–0,2; Sn 0,005–0,01; Ba 0,01; Sa 0,05–0,07.

В титаномagnetите, выделенном из конгидиабаза, кроме главных элементов, спектрально установлены (в %): Mg – 0,01; Ca – 0,001; Zr – 0,02; Zr – 0,003; Cu 0,003.

Диабазы и диабазовые порфириты в приазовской части щита среди основных пород верхнего докембрия наиболее распространены (фото I, см. вклейку). Они встречены в бассейнах всех крупных рек Приазовья – Берда, Каратыш, Обиточная, Кильгичия, Лозоватка, Ишанлы, Конка, Кальчик, Кальмиус и других, более мелких.

Диабазы секут все кристаллические породы Приазовья. Они слагают дайки мощностью 0,1 – 20 м преимущественно СЗ 286 – 340 $^\circ$; реже встречаются дайки северо-восточного, субширотного и субмеридионального простирания.

Минеральный состав диабазов довольно постоянен: главные породообразующие минералы – плагиоклаз, моноклинный пироксен и рудные минералы; с вторичными изменениями связаны биотит, хлорит, серпичит, карбонат, кварц, содержание которых прямо пропорционально степени преобразования диабазов. Из аксессуарных постоянно присутствует апатит.

Структура диабазов в основном офитовая с элементами пойкилофитовой, диабазовых порфиритов – порфировой или микрофировой с офитовой структурой основной массы.

Плагиоклаз образует удлиненно-призматические кристаллы с полисинтетическим двойникованием главным образом по альбитовому,

карлобадскому и альбит-карлобадскому законам. Состав его в афировых разновидностях колеблется от лабрадора до лабрадор-бютовинита (№ 52 - 78). Нередко плагиоклаз альбитизирован (№ I - IO). В диабазовых порфиритах он имеет более кислый состав: в основной массе - от андезина до лабрадора (№ 44 - 67) с полисинтетическим двойникованием преимущественно по альбит-карлобадскому и карлобадскому законам; во вкрапленниках представлен теми же вариациями от андезина до лабрадора (№ 37 - 70); двойникование по альбитовому, карлобадскому, бавенскому, альбит-эстерельскому и манебахскому законам. Химический анализ плагиоклаз вкрапленников из диабазового порфирита р. Каратыш следующий (в %): SiO_2 61,02; TiO_2 0,07; Al_2O_3 23,68; Fe_2O_3 0,13; FeO 0,20; MnO 0,003; MgO 0,41; CaO 6,58; Na_2O 6,58; K_2O 1,32; $H_2O_{\text{нгр}}$ 0,05; п. п. 0,35; BaO 0,04; сумма 100,433. Спектральным анализом в этом плагиоклазе установлены элементы-примеси: V 0,001; Mo 0,001; Zr 0,003; Cu 0,01; Pb 0,04; Ag 0,0003; Ga 0,003; La 0,006; Sr 0,3 (аналитик Б.В. Мирская, лаборатория ИГМ АН УССР).

Пироксен принадлежит к моноклинной разновидности преимущественно типа авгита, в отдельных дайках он приближается к титан-авгиту. Обычно образует гшпидноморфные, удлиненно-призматические зерна, слабо окрашенные в буроватый цвет; в некоторых разновидностях титан-авгит гуще окрашен в сиреневато-бурый цвет; $2V$ колеблется от +43 до +54°; $n_y = 1,718$; $n_p = 1,690$. Нередко пироксен частично или полностью замещается амфиболом, биотитом, хлоритом, карбонатом.

Рудные минералы представлены преимущественно титаномagnetитом и ильменитом, в меньших количествах присутствуют гематит, лимонит, иногда наблюдается тонкая сульфидная вкрапленность пирротина, шприта, халькопирита.

Из табл. I7 видно, что химизм диабазов несколько различен. Так, если в одной группе отношения $Fe : Mg : Ca$ приближаются к I : I : I, то в другой Fe существенно больше, чем Mg , и несколько увеличивается содержание K . Все это дает возможность предполагать генетическую разнородность пород этих групп.

Помимо главных породообразующих элементов в диабазах спектрально обнаружен постоянный ряд элементов-примесей (в %): Ni 0,001-0,01; Co 0,001-0,006; V 0,001-0,03; Cr 0,003-0,03; Zr 0,006-0,1; Cu 0,0001-0,03; Pb 0,003-0,006; Ga 0,001-0,01; Ba 0,001-0,0006; Sc 0,001-0,003; La 0,003-0,01; Y 0,001-0,006; Sr 0,03-0,007; Ba 0,01-0,3; Yb 0,003-0,0006. В отдельных дайках

Т а б л и ц а 17. Химический состав диабазов и диабазовых порфиритов, %

Компонент	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11
SiO_2	53,70	45,65	47,30	54,02	54,76	53,86	54,56	52,36	51,27	51,35	50,90
TiO_2	1,00	2,92	1,95	3,65	2,00	2,30	2,08	1,56	1,03	2,19	1,42
Al_2O_3	16,70	14,90	14,44	13,51	15,39	15,28	14,67	18,94	17,88	17,99	18,01
Fe_2O_3	3,97	7,98	10,99	9,89	4,22	7,15	4,00	4,54	4,63	3,70	3,84
FeO	5,10	7,25	5,39	5,59	7,40	4,88	7,62	5,24	6,32	7,77	8,76
MgO	4,52	6,84	5,10	2,29	2,65	2,07	2,19	1,72	2,08	2,49	2,24
MnO	0,13	0,26	0,16	0,06	0,18	0,07	0,08	0,14	0,15	0,06	0,18
CaO	7,70	7,70	7,50	6,30	4,95	4,02	4,54	6,38	6,44	5,81	4,38
Na_2O	2,18	1,98	2,46	4,64	3,97	3,84	4,45	4,00	5,11	3,98	3,78
K_2O	1,29	1,09	0,67	2,04	2,93	2,54	3,67	2,30	1,71	1,98	2,45
P_2O_5	0,17	0,20	0,34	0,16	0,30	0,35	0,85	0,88	1,12	0,33	-
SO_3	0,12	0,15	0,04	не обн.	0,11	0,07	нет	0,04	0,09	0,21	-
$H_2O_{\text{высв}}$	1,04	0,60	0,92	0,38	0,66	1,34	0,38	0,10	0,33	0,40	0,79
П. п. п.	2,21	2,80	2,92	0,14	0,82	1,91	0,88	1,25	2,09	2,40	2,94
CO_2	0,21	-	2,13	-	-	-	-	0,07	0,14	-	-
F	-	-	-	-	-	-	-	0,22	-	-	-
Сумма	100,04	100,32	102,31	100,67	100,31	99,68	99,97	99,74	100,37	100,66	99,69

П р и м е ч а н и е. Диабазы: 1 - р.Каратыш; 2 - правый берег р.Сухая Конка, балка Волчьа; 3 - левый берег р.Конка, 4 - балка Андреев Яр; 5 - балка Бельманка; 6 - р.Сухие Ялы, балка Восточная; 7 - р.Каратыш, ниже балки Каменная; диабазовые порфириты: 8 - биотитизированные, р.Каратыш; 9 - р.Каратыш; 10 - р.Берда, с.Захарьевка; 11 - р.Берда, в 600 м выше устья р.Каратик (данные И.С.Усенко) (1 - аналитик Б.В.Мирская, 2, 8 - аналитик С.А.Панченко, 3 - аналитик А.А.Стеценко, 4, 5 - 7, 10 - данные В.А.Слишченко, 9 - аналитик Р.Д.Левина)

отмечены 5γ 0,001-0,01 (р. Обиточная); 7γ 0,03-0,1 (реки Сухая Конка и Каратыш).

Минеральный состав диабазов приазовской части щита неоднороден. Наибольшую основность имеет оливиновые диабазы.

Кварцевые порфиры широко распространены в пределах приазовской части щита. Они локализуются преимущественно в бассейнах рек Каратыш, Кальчик и Кальмыс (Бердинско-Кальчикское и Кальмысское дайковые поля). По р. Каратыш дайки кварцевых порфиров сконцентрированы вблизи гранитного массива Каменные Могилы. Кварцевые порфиры р. Кальчик приурочены к Екатерининскому гранитному массиву. В обоих районах они секутся жильной фашией гранитов. На периферических частях гранитных массивов встречаются ксенолиты кварцевых порфиров, что свидетельствует о более раннем формировании даек.

Кварцевые порфиры слагают многочисленные дайки северо-западного простирания ($290 - 330^\circ$), мощность их 0,8 - 28 м. Это буровато-розовые, плотные, тонкозернистые породы с порфировой структурой. Порфировые выделения сложены кварцем и розовым полевым шпатом. По структурным особенностям и количеству вкрапленников среди них выделяются фельзиты, фельзит-порфиры и кварцевые порфиры.

Минеральный состав кварцевых порфиров довольно однообразен. Различия выражаются главным образом в степени их раскристаллизации и структурных особенностях основной тонкозернистой массы. Эта масса неоднородна по структуре - в ней сочетаются элементы сферолитовой, микрогранитовой, микропегматитовой, микрофельзитовой и такситовой структур.

Главными породообразующими минералами являются полевые шпаты, кварц, биотит; в подчиненных количествах отмечены амфибол, рудные, апатит, флюорит, циркон; из вторичных наблюдаются хлорит, серицит, карбонат, эпидот.

Полевощатовые вкрапленники представлены плагиоклазом и ортоклазом. Плагиоклаз вкрапленников образует эдиоморфные и частично корродированные зерна размером 2 - 10 мм, представлен андезитом и олигоклаз-андезитом ($\# 32 - 48$), sdвойникованными по альбитовому, карлсбадскому и периклиновому законам. Плагиоклаз основной массы сложен альбитом и андезитом, образующими мелкие удлиненные и неправильные зерна, sdвойникованные по карлсбадскому, альбит-карлсбадскому и эстеральскому законам.

Калиевый полевой шпат во вкрапленниках находится в подчиненном количестве. В основной тонкозернистой массе ортоклаз образует мелкие, неправильной формы зерна в микропегматитовом сростании с

Т а б л и ц а 18. Химический состав кварцевых порфиров, %

Компонент	1	2	3	4	5	6	7
SiO_2	64,57	72,33	71,47	68,08	72,09	67,33	69,82
TiO_2	0,83	0,31	0,37	0,58	0,37	0,41	0,25
Al_2O_3	13,13	12,23	12,36	13,09	11,88	13,26	12,79
Fe_2O_3	2,98	1,94	2,08	3,43	1,21	1,49	1,16
FeO	5,02	2,38	3,16	3,06	2,88	4,91	3,66
MnO	0,08	0,02	0,06	0,05	0,54	0,06	0,04
MgO	0,49	0,36	0,54	0,54	0,03	1,26	1,19
CaO	2,62	1,02	0,84	1,76	1,40	2,03	1,40
Na_2O	2,90	2,92	2,88	2,65	2,36	2,22	2,70
K_2O	4,33	5,52	4,99	5,46	5,14	5,20	5,27
P_2O_5	0,22	0,17	0,19	0,20	0,11	0,15	0,23
SO_3	0,11	0,03	0,02	0,02	0,13	0,05	0,05
$H_2O_{\text{гипс}}$	0,20	0,22	0,17	0,33	0,26	0,12	0,04
П.п.п.	1,37	0,85	1,11	1,06	0,98	1,18	0,91
CO_2	0,38	0,21	0,24	0,06	0,14	0,07	0,32
F	0,62	0,03	0,07	0,04	-	-	-
Сумма	99,69	100,52	100,51	100,38	99,62	99,74	99,83
						<u>0,02</u>	<u>0,02</u>
						99,72	99,81

Примечание: 1 - р.Каратыш, правый берег балки Воляная; 2, 4 - р.Каратыш, выше с.Украинка; 3 - р.Каратыш, ниже с.Каменные Могилы; 5 - 7 - р.Каратыш.

Анализ выполнен в лаборатории ИГФМ АН УССР: 1 - С.А.Панченко, 2 - 7 - аналитик Б.В.Мирская

кварцем. В оферолитовых выделениях он присутствует в виде тонких радиально-лучистых сростаний с кварцем.

Кварц - главная составная часть и вкрапленников, и основной массы. Вкрапленники его образуют идиоморфные и сплавленные зерна.

Биотит присутствует в основной тонкозернистой массе в виде мелких темно-зеленых и бурых листочков.

Рудные минералы представлены мелкими идиоморфными и неправильными зернами частично мартитизированного магнетита и титаномагнетита, игольчатыми и микрокитовыми выделениями ильменита, пылеватыми включениями пирротина. Из аксессуарных присутствуют апатит, циркон, флюорит.

Химический состав кварцевых порфиров не стабилен (табл. 18). Наиболее непостоянны содержания SiO_2 (64,57 - 72,33 %), Fe_2O_3

Т а б л и ц а 19. Изотопный возраст даек Приазовья

Место взятия образца	Порода	К, %	$^{40}\text{Ar} \cdot 10^{-7}$ г/г	Возраст, млн. лет
Р. Кальчик, балка Безмяянка	Диабаз	2,00	1,940	1070
Р. Конка, ниже с. Тисый Гай	"	1,61	0,587	468
Р. Обиточная (верховье), 300 м выше с. Обиточное	Диабаз олеитовый (частично пренитизированный)	0,65	0,584	510
Р. Обиточная, с. Кова	Конгидиабаз	2,90	1,513	646
		-	1,691	700
Р. Каратыч, ниже с. Кашенные Могилы	Кварцевый порфир, контакт	4,40	3,720	1000
То же	Кварцевый порфир средняя часть дайки	4,28	4,183	1070
" "	Кварцевый порфир, контакт с гранитным прожилком	3,30	3,222	1060
Р. Кальчик, балка Грузовая	Кварцевый порфир	4,40	4,218	1060
Р. Кальчик, балка Вали-Таран	" "	4,16	3,951	1040
			3,999	1070
Р. Кальчик, балка Грузовая	Ортофир	4,70	4,300	1000
			4,396	1030
Р. Сухие Яны, выше с. Новопокровка	Конгидиабаз	4,50	4,592	1100
			4,556	1100
С. Карпиловка (ИГН АН УССР)	Габбро-диабаз	0,56	0,534	1070
С. Борованно (А. Я. Хатунцева)	Кварцевый порфир	4,71	4,735	1100
С. Обертасово (Н. К. Коваленко, А. Дурацкий)	Дайковая порода	0,85	0,76	1000
Юго-западная окраина с. Подконовка (Среднее Побужье), окв. 16 629, (А. Я. Кавевский, Г. У. Дмитриев)	Диабаз	-	-	1000
		-	-	1100

(I,16 - 3,43 %), FeO (2,33 - 5,02 %), MgO (0,03 - 1,26 %) и CaO (0,84 - 2,62 %) что обусловлено различным количеством темноцветных минералов в основной массе породы.

В кварцевых порфирах спектрально обнаружен ряд элементов-примесей (в %): *Ni* 0,001-0,002; *V* 0,001-0,003; *Cr* 0,001-0,003; *Zr* 0,01-0,1; *Nb* 0,006-0,02; *Cu* 0,0002-0,002 (иногда 0,1-0,2); *Pb* 0,003-0,01; *Sn* 0,001-0,003 (иногда 0,01); *Ga* 0,001-0,008; *Se* 0,0003-0,0006; *La* 0,003-0,01; *Y* 0,003-0,02; *Br* 0,03-0,06; *Ba* 0,01-0,2 (реже 0,6); *Yb* 0,0003-0,001; в единичных образцах встречены *Ag* 0,0003-0,0004; *Zn* 0,03-0,1.

Территориальная сопряженность даек кварцевых порфиров с массивами молодых гранитов, сходство их химических составов, постоянное наличие в тех и других флюорита, а также близкий возраст свидетельствуют в пользу их генетического родства.

К позднему докембрию тоже должны быть отнесены развитые в Восточном Приазовье дайковые породы щелочного ряда - дайковые нефелиновые сиениты, а также микроордмаркиты, мончикиты, камштониты, сальвсбергиты, тингуаниты, микрофойиты, микролаурдалиты. Они обнажаются по рекам Кальчик, Кальмиус в пределах Бердинско-Кальчицкого и Кальмиусского дайковых полей.

По данным Н.А.Елисеева, В.Г.Кушева и Д.П.Виноградова, для дайковых пород лампрофирового ряда, развитых в Восточном Приазовье, калий-аргоновым методом установлен изотопный возраст (1200 - 1500) ± 300 млн.лет. Возраст лампрофиров р.Кальмиус оказался равным 1230 - 1240 млн.лет, а кварц-порфиров балки Вали-Тарама - 1450 - 1500 млн. (табл. 19).

ДАЙКОВЫЕ ПОРОДЫ ПОЗДНЕГО ДОКЕМБРИЯ

Н.П.Семеновко установил, что складчатые формации позднего докембрия возрастом 1100 - 550 млн. лет обрамляют Ущ с запада и юга, образуя Галицкий складчатый пояс. Отложения этого возраста залегают в фундаменте Карпат и Крыма. Времени раховского цикла Галицкой складчатости соответствуют проявления трилового вулканизма возрастом 630 - 550 млн.лет в области западного обрамления Ущ и ДДВ.

Дайковые породы позднепротерозойского возраста на территории Ущ пока известны в немногочисленных пунктах (см. табл. 19). Отнесение их к этому периоду базируется только на данных определений изотопного возраста калий-аргоновым методом. Наибольшее количество

изотопных дат, укладывающихся в рамки позднего докембрия, получено для дайковых пород Приазовской части щита. Участок их развития выделен в Кальчикско-Обиточненское дайковое поле.

Более молодой возраст определен для диабазов р.Кальчик (1070 млн.лет), для ортофира балки Грузская по р.Кальчик (1000, 1030 млн.лет), для кварцевых порфиров р.Кальчик (балка Грузская - 1060 млн.лет, балка Вали-Тарама - 1040, 1070 млн.). Такие же цифры получены для кварцевых порфиров р.Каратыш ниже с.Каменные Могилы, дайка которых сечется жильей розового гранита, очевидно, каменноугольного типа. Возраст кварцевых порфиров здесь определен в 1000, 1070 млн. лет, для секущего их гранита - 1150 млн.

Изотопный возраст 1070 - 1100 млн. лет определен для единичных даек диабазов и кварцевых порфиров крайней северо-западной части щита, где предположительно выделено позднедокембрийское Клевосовское дайковое поле.

Проблематичное Южно-Бутское дайковое поле выделено на участке среднего течения р.Ю.Бут. Здесь бурением у с.Полуховка вскрыта дайка диабазов, изотопный возраст которого установлен в 1100 млн.лет (А.Я.Каневский, Г.Х.Дмитров). Интересно, что на этом же участке для амфиболитов (по роговой обманке) получено несколько изотопных определений в 1100 млн.лет (данные А.Я.Древина - для амфиболитов с.Могильное, скв. 12 086; данные А.Б.Фомина - для амфиболитов массива Демов Яр, скв. 10 334).

Среди диабазов Приазовья встречены породы, возраст которых, установленный калий-аргоновым методом, моложе 950 млн.лет. Так, для оливиновых диабазов верховья р.Обиточная определен возраст 940 млн.лет. Близкий возраст имеют диабазы из дайки, секущей граниты анадольского типа в Каранском карьере - 980 ± 40 млн.лет.

Возраст конгидиабазов из окрестностей с.Коза по р.Обиточная, определенный этим же методом, 646, 700 млн.лет. Самый молодой возраст диабазов, обнажающихся ниже с.Тихий Гай по р.Конка, 468, 510 млн.лет.

Имеющийся материал пока недостаточен для выделения этих пород в самостоятельную группу, однако на основании его можно предположить, что на территории Ущ дайковые породы такого возраста не единичны.

Данные определения возраста пород позволяют предположить, что некоторая часть дайковых пород Ущ могла появиться в позднедокембрийское время. По локализации даек I - 12 определенных участках щита можно условно выделить три предполагаемых поля развития

дайковых пород позднего докембрия: Кальчикско-Обиточненское, Пино-Бугское, Клесовское. Вполне естественно допустить, что Ущ мог реагировать на тектоническое движение Галицийской складчатости, четко проявившейся в структурах обрамления щита образованием разломов; последние сопровождалась формированием даек.

Большинство определений возраста дайковых пород, приведенных в табл. 19, укладывается в рамки раннегалицийской (черноморской) фазы (1100 - 700 млн.лет); единичные данные соответствуют позднегалицийской (раховской) фазе (700 - 550 млн.лет) Галицийской складчатости, либо каледонского орогенеза. Так, диабазы р.Конка у с.Тихий Гай возрастом 468, 510 млн. лет должны быть связаны с верхним кембрием или даже ордовиком, но если учесть возможную ошибку опыта, то их можно синхронизировать с породами трапшовой формации юго-западного склона Ущ, Припятского вала и ДДВ, т.е. отнести к раховской фазе Галицийской складчатости.

ПАЛЕОЗОЙСКИЕ ДАЙКОВЫЕ ПОРОДЫ

Породы фанерозойских платформенных вулканических формаций наиболее развиты в структурах обрамления Ущ и незначительно - на участках щита, примыкающих к этим структурам.

С позднепалеозойским этапом декратонизации платформенного режима Ущ сопряжено появление дайковых пород, генетически связанных с герцинскими магматическими формациями, проявившимися в северном и восточном обрамлении щита - в ДДВ, зоне сочленения щита с Донбассом и в Донбассе. Дайковые породы этого периода развиты главным образом в приазовской части щита. Помимо Приазовья, в пределах щита магматические породы этого возраста известны пока только в одном пункте - в окрестностях с.Ровное вблизи г.Новоукраинка.

Дайковые породы позднепалеозойского возраста в Приазовье развиты преимущественно в бассейнах рек Конка, Каратыш, в Покрово-Киреевской структуре, по рекам Мокрая Волноваха, Кальчик, Еланчик и др. Представлены они производными нормального субщелочного и щелочного рядов, различного состава лампрофирами, андезитами.

Генетическое родство этих пород с герцинскими магматическими формациями Донбасса и ДДВ подтверждается как петрохимическими особенностями, так и определениями изотопного возраста. Например, получены такие сходные данные: 376 - 180 млн.лет для дайковых пород Приазовья и 390 - 180 млн.лет для эффузивных пород зоны сочленения щита с Донбассом, ДДВ и собственно Донбасса.

Из табл. 20 видно, что диапазон колебаний определений изотопного возраста дайковых и эффузивных образований Приазовья и зоны сочленения его с Донбассом соответствует интервалу от девона до ранней ври. Самые большие цифры получены для эффузивных пород щелочно-базальтоидной формации Покрово-Киреевской структуры и андезитов р.Каратыш (Западное Приазовье) - 390 - 350 млн.лет. Они полностью укладываются в границы девона (405 - 350 млн.лет). Часть же излившихся и дайковых пород Покрово-Киреевской структуры по возрасту соответствует карбону (340 - 285 млн.лет).

Таким образом, возраст производных щелочно-базальтоидной формации из зоны сочленения приазовской части шита с Донбассом колеблется от 390 до 285 млн.лет, т.е. охватывает полностью девонское и карбоновое время.

Наибольшее количество определений укладывается в интервал 285 - 230 млн.лет, который соответствует пермокому времени. В этот отрезок попадает изотопный возраст щелочных дайковых пород Восточного Приазовья и части лампрофиров р.Конка. Возраст же части лампрофиров, монцонит-порфиров р.Конка и некоторых андезитов из Покрово-Киреевского участка определен в 230 - 180 млн.лет., т.е. укладывается в границы мезозойских периодов: триас - ранняя ври.

Лампрофиры р.Конка относятся к диоритовой группе и представлены несколькими разновидностями. Пироксенсодержащие типа однитов, как правило, моложе амфиболовых разновидностей промежуточного типа между спессартитом и вогезитом. Для пироксеновых разновидностей определен возраст 180, 195, 200 млн.лет, для амфиболовых 236, 260 млн.

Изотопный возраст амфиболовых лампрофиров балка Гусарка (правый приток р.Конка) определяется также по амфиболу. Как видно из табл. 20, возраст, определенный по амфиболу, моложе возраста, определенного по породе (соответственно 200 и 236 млн.лет).

В бассейне р.Конка встречаются лампрофиры и промежуточного состава: биотит-амфиболовые - типа, переходного от спессартита к керсантиту (изотопный возраст 237, 270, 280 млн.лет), а также пироксен-амфиболовые, переходные от однитов к спессартитам (изотопный возраст 210 млн.лет).

Более молодой возраст пироксеновых лампрофиров по сравнению с другими разновидностями подтверждается и геологическими данными. Так, на левом берегу балки Драгуновская (правый приток р.Конка) против северной окраины с.Верхнедрагуновское дайка амфиболовых лампрофиров сечется дайкой пироксенсодержащих разновидностей.

Т а б л и ц а 20. Источный возраст палеозойских даек

Место взятия образца	Порода	К, %	$^{40}\text{Ar} \cdot 10^{-7}$ г/г	Возраст, млн. лет
<u>Западное Приазовье</u>				
Р. Каратыш	Роговая обманка из андезита	0,40	0,105	340 _± 40
Там же	То же	0,52	0,178	430
" "	Андезит	1,30	0,356	376
" "	"	1,15	0,20	270
		-	0,15	224
Р. Конка (И. Д. Царовский)	Шонкситовый монцонит	3,78	0,765	276
		-	0,828	296
Там же	Шонкситовый монцонит (монцонит-порфир)	3,40	0,48	220
Р. Конка	То же	3,40	0,569	230
"		-	0,551	225
"	Лампрофир	3,56	0,733	280
"	"	-	0,73	270
"	"	4,10	0,712	237
Р. Конка, балка Гусарка	Лампрофир	4,30	0,729	235
		-	0,729	235
Там же	Роговая обманка из лампрофира	1,24	0,160	200
" "	Лампрофир	4,23	0,80	260
Р. Конка, выше с. Конские Раздоры	"	3,80	0,587	210
Р. Конка, выше с. Драгунское	"	2,82	0,391	195
Там же	"	2,35	0,285	180
		-	0,356	200

247*

286*

227*

275*

190*

Восточное Приазовье

Э.Покрово-Киреево, скв. 518, г.л. 108,5 м (В.И.Гоньшакова)	Слюдяной шикрит	0,96	0,282	390
Там же, скв. 136, г.л. 76,5 м	Лимбургит	1,74	0,502	384
" " скв. 176, г.л. 164 м	Авгитит щелочной	1,14	0,328	382
Р.Кальмиус, с.Раздольное (В.И.Гоньшакова)	Базальт	2,6	0,697	358
С.Новотроицкое, скв. I, г.л. 589,3 м (В.И.Гоньшакова)	Щелочный базальт	1,75	0,463	356
Там же, скв. I, г.л. 782,3 м	" "	1,56	0,384	334
Покрово-Киреевская структура (Л.В.Комлев)	Кварцевый порфир	-	-	290 \pm 45
Там же (И.Д.Царовский)	Стекловатая порода типа шикунита	4,34	1,121	340
Покрово-Киреевская структура (Л.В.Комлев)	Андезит	-	-	220 \pm 30
С.Покрово-Киреево (В.И.Скажин- ский)	Лампрофир	3,50	0,730	260
Там же	Фонолит	4,50	0,847	250
" "	Андезит	3,80	0,655	240
		2,16	0,285	180
Покрово-Киреевская структура (Л.В.Комлев)	Дайковый эгириновый сjenит	-	-	280 \pm 45
Там же	Альбитофир	-	-	260 \pm 40
" "		-	-	285 \pm 40
	Ортофир	-	-	230 \pm 35
Р.Еланчик (Л.В.Комлев)	Дайковый эгириновый порфир (грорудит)	-	-	280 \pm 45
Балка Каменка (ниже с.Октябрьское (И.Д.Царовский)	Дайка грорудита	4,377	0,851	276
С.Кумачево скв. 187, г.л. 85,0 м (И.Д.Царовский)	Малыньит-эвйт	8,40	1,84	297 \pm 20

Место зал. образца	Порода	K, %	$^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ T/T	Возраст, млн. лет
С. Кучуново, 103, скв. 146 (И. Д. Царовский)	Минералит	5,25	1,130	270
Там же, скв. 9, пл. 85,0 м	"	5,28	1,213	289
<u>Средняя часть Украинского щита</u>				
С. Ромашов, скв. 1800, пл. 96,0 м	Минералит	5,40	1,151 1,146	305 289
Там же, скв. 1800, пл. 90,75	Высок из минералит	4,05	1,263	406
Там же, скв. 1667	То же	5,70	1,139	273
" " скв. 1883	Минералит	6,50	1,300	273
		4,92	0,932	260

* Средние значения.

Помимо лампрофиров в бассейне р. Конка встречены другие разновидности молодых дайковых пород. Это так называемые монционит-порфиры, или шонкинитовые монциониты, вскрытые карьером против с. Драгунское. Изотопный возраст их определен в 220, 285, 230 млн. лет, а по данным И. Д. Царовского [76], - в 276, 296 млн. Все породы генетически связаны, и область их развития может быть выделена в Конкское дайковое поле. Для андезитов, обнажающихся по р. Каратыш, установлен возраст по породе 224, 270, 376 млн. лет, а по роговой обманке 340 \pm 40 млн. лет, т. е. несколько древнее. Аналогичные определения получены и для андезитов Донбасса - изотопный возраст, определенный по амфиболу, древнее (320 млн. лет), чем возраст по породе (200, 210, 230 млн. лет). Это явление, очевидно, можно объяснить тем, что андезиты являются продуктом кристаллизации гибридной магмы, и амфибол в них может быть реликтовым минералом, сохранившим аргон ассимилированных ею пород (в частности, амфиболитов, встречаемых в виде ксенолитов в андезитах).

Приазовские дайковые андезиты и лампрофиров диорит-

того ряда р.Конка одновозрастны и генетически связаны с породами дацит-андезитовой формации Донбасса изотопного возраста 180 - 238 млн.лет, которые секут среднекаменноугольные отложения. Очевидно, образование пород этой формации синхронно горообразовательным движениям герцинской складчатости, приведшим к началу формирования складчатых структур Донбасса.

Палеозойские магматические породы щелочного ряда широко развиты в пределах Покрово-Киреевской структуры (Восточное Приазовье). Они представлены дайками габродитов, эгириновых сиенитов, малиньитами, фенитами, возраст которых колеблется от 250 до 297 млн. лет (данные И.Д.Царовского, В.И.Скаржинского и Л.В.Комлева).

Наиболее древний возраст (по данным И.Д.Царовского) получен для стекловатой породы типа шкелунита - 340 млн.лет. Близкие значения получены для основных эффузивных пород щелочно-базальтоидной формации зоны сочленения приазовской части щита с Донбассом: для базальта с.Раздольное (р.Кальмиус) 378 млн. и для щелочного базальта с.Новотроицкое (скв. I, гл. 589,30 м) 356 млн.лет.

Определения возраста дайковых и эффузивных пород приазовской части щита калий-аргоновым методом показывают, что формирование этих пород связано с двумя фазами герцинского тектогенеза. С первой, сопряженной во времени с периодом наибольших опусканий в области Днепровско-Донецкого авлакогена и собственно Донбасса, связано проявление девонской вулканической щелочно-базальтоидной формации в области сочленения приазовской части щита с Донбассом и Днепровско-Донецким авлакогеном. Со второй связано становление пород дацит-андезитовой, или трахиандезитовой, формации Донбасса, зоны сочленения его с Ущ и приазовской части щита. Появление их связано с периодом замыкания Днепровско-Донецкого авлакогена. Изотопный возраст пород, которые секут среднекаменноугольные отложения, колеблется от 180 до 200 млн.лет. В эти же рамки укладывается возраст дайковых андезитов, лампрофиров, мондонит-порфиров Приазовья, а также дайковых разновидностей щелочного и нормального ряда Покрово-Киреевской структуры.

Магматические породы герцинского этапа платформенной активизации, аналогичные по возрасту лампрофирам р.Конка, помимо Приазовья, встречены пока еще в одном пункте Ущ, в его средней части. Здесь у с. Ровное (вблизи г.Новоукраинка) среди гранитоидов кировоградско-житомирского комплекса обнаружены одиночные лампрофиры (мнетты), слагающие интрузивное тело предположительно штокообразной формы с маломощными апофизами, а также дайку мощностью до 120 м; все они

приурочены к пересечению Ровненской и Ворошиловградской зон разломов.

Для минетты из дайки (скв. I800) по биотиту установлен изотопный возраст 406 млн. лет, по породе - 305 и 289 млн. лет. Для минетты из штока возраст датирован в 273 млн. лет по биотиту и по породе (скв. I667), а также 260 млн. лет - по породе (скв. I883). Определения изотопного возраста минетты укладываются в основном в интервал перми, частично захватывая поздний карбон.

Структура минетты порфировая с голокристаллической или аллотриоморфнозернистой основной массой. Вкрапленники представлены преимущественно биотитом, редко амфиболом и пироксеном. Основная масса кварц-полевошпатового состава (калиевого полевого шпата до 80 %, плагиоклаза до 10, кварца до 2 - 10) с незначительным количеством биотита (3 - 5 %) и амфибола (до 1 %).

Биотиту вкрапленников обычно присуще зональное строение, обусловленное увеличением железистости от центра к периферии. Часто биотит замещается зеленым хлоритом.

Судя по результатам химических анализов (табл. 21), биотит из штока менее железистый, чем биотит из дайки, что подтверждается показателями преломления; n_m для биотита из штока $1,620 \pm 0,001$, для биотита из дайки $1,561 \pm 0,002$.

Из элементов-примесей в биотите спектральным анализом в незначительных количествах установлены *Mi, Ca, V, Cr, Cu, Ba, Be, Sr, Y, Yb, Ba*.

Пироксен представлен моноклинной разностью. Образует бледно-зеленые призматические зерна размером 0,3 - 2,7 мм по длинной оси, нередко корродированные карбонатом и хлоритом; $n_z = 1,712 \pm 0,002$, $n_p = 1,684 \pm 0,002$; плотность 3,249. Химический анализ пироксена приведен в табл. 21.

Амфибол вкрапленников - обыкновенная роговая обманка. По нему повсеместно развиваются псевдоморфозы хлорита и карбоната.

Калиевый полевой шпат - главный минерал основной массы породы. Он образует агрегаты зерен неправильной формы, нередко зерна таблитчатые, призматические и лейстовидные размером до 0,08 мм. По отношению K_2O/Na_2O калиевый полевой шпат массивных разновидностей существенно калиевый ($K_2O/Na_2O = 9,8$), а калиевый полевой шпат трахитовых разновидностей - калий-натриевый ($K_2O/Na_2O = 2,9$).

Плагиоклаз основной массы представлен мелкими таблитчатыми зернами альбита. Кварц выполняет межзерновые пространства.

Апатит присутствует в значительных количествах. Химически-

Т а б л и ц а 21. Химический состав шотита и пироксена из минетты, %

Компонент	1	2	3	4
SiO_2	37,73	37,66	34,80	62,03
TiO_2	3,21	3,21	2,36	0,18
Al_2O_3	15,42	15,02	15,98	1,86
Fe_2O_3	2,10	1,93	4,44	2,17
FeO	8,90	9,05	10,00	5,60
MnO	0,07	0,07	0,14	0,24
MgO	20,15	19,87	19,40	14,81
CaO	0,14	0,25	0,14	22,00
Na_2O	0,80	0,80	0,40	0,60
K_2O	8,00	7,70	4,84	0,10
F	0,60	0,50	0,38	
$H_2O_{гипр}$	0,20	0,71	0,20	Не обн.
П.п.п.	3,17	3,36	6,84	0,61
Сумма	100,49	100,13	99,92	100,20

Примечание: 1 - 3 - шотит, 4 - пироксен; 1 - с.Ровное, скв. 1667, гл. 62,0 м; 2 - там же, гл. 91,2 м; 3 - там же, скв. 1800, гл. 90,75 м; 4 - там же, скв. 1883, гл. 106,0 м. АНАЛИТИК Б.В.Мирская

ми анализами в нем установлены редкие земли: в трахитовых разностях до 0,27 %, в массивных до 0,96. В последних отмечается присутствие (в %): *La* 12,6; *Ce* 38,2; *Pr* 5,2; *Nd* 22,0; *Sm* 3,4; (*Gd+Eu*) 5,6; сумма *TR(I)* 13,0.

Из рудных минералов присутствуют магнетит, вильменит, сульфиды. Спектральный анализ магнетита и вильменита показал несколько повышенные содержания *Zr* и *Nb* (соответственно 0,06 и 0,02 %).

Среди сульфидов преобладают пирит и халькопирит, но, очевидно, есть и сульфиды кобальта, поскольку спектральный анализ выделенных из минетт сульфидов показал наличие (помимо 1-2 % меди) заметного количества кобальта - от 0,2 - до 1 %. Из акцессорных минералов в минеттах установлены циркон, рутил, апатит, титанит, гранат, корунд, аватас, монацит.

По химическому составу минетты массивной и трахитовой разностей мало отличаются друг от друга (табл. 22).

Кроме главных породообразующих элементов в минеттах Ровненского участка спектрально установлен ряд элементов-примесей (в %):

Т а б л и ц а 22. Химический состав минетты, %

Компонент	1	2
SiO_2	60,19	61,91
TiO_2	1,04	0,90
Al_2O_3	14,77	11,81
Fe_2O_3	2,28	2,31
FeO	3,52	3,30
MnO	0,03	0,04
MgO	2,73	4,79
CaO	3,67	1,37
Na_2O	2,16	0,36
K_2O	6,18	6,40
SO_3	0,07	0,59
P_2O_5	0,80	0,58
F	0,13	0,185
CO_2 обш	0,43	0,15
H_2O	0,12	1,51
И. п. п.	2,06	0,11
Сумма	100,17	100,316

Примечание:
1 - с. Ровное, скв. 1800, гл. 96,0 м; 2 - там же, скв. 1667, гл. 91,2 м. Аналитик А.А. Стрыгина

Дайковые породы позднепалеозойского возраста локализованы в трех участках, которые можно выделить как дайковые поля - Волновхское, Кальмиус-Еланчикское и Конкское. Представлены дайковые породы этих полей производными щелочноземельного, субщелочного и щелочного ряда: пикрит-базальтами, базальтовыми порфиритами, андезит-базальтами, андезитами, трахандезитами, трахидацитами, различного состава лампрофирами - мончикитами, камптонитами, спессартитами, однититами, грорудитами, вогевитами и т.д.

Дайковые породы Волновхского и Кальмиус-Еланчикского полей, приуроченные к зоне сочленения УЩ с Донбассом, генетически связаны с герцинскими вулканическими формациями Донбасса и ДДВ. Так, дайки пикрит-базальтов, базальтовых порфиритов и лампрофиров синхронны и родственны девонским эффузивным образованиям щелочно-базальтоидной формации р. Мокрая Волноваха и Покрово-Киреевской структуры. Дайки же андезитов, трахандезитов, трахидацитов генетически

Mg - 0,0003-0,01 (редко 0,1);
 Co - 0,0001-0,05; V - 0,001-0,01 (иногда 0,04); Cr - 0,001-0,02 (иногда 0,04); Mn - 0,1001-0,0006 (в зоне брекчии иногда 0,006);
 Zr - 0,008-0,003 (реже 0,05); Cu - 0,003-0,1-0,5 (в единичных пробах больше 1); Pb - 0,0003-0,002 (редко 0,02-0,03); Zn - 0,01-0,03;
 Sc - 0,0003-0,003; Ba 0,01-0,8; в единичных пробах обнаружены Ag - 0,00001-0,002; Bi - 0,0006-0,003 и Sr - 0,0001, а также Ni , Ga , La , Y , Yb , Li , Be .

Пробирным анализом в некоторых пробах обнаружено золото. Основными носителями As , Cu , Ni , Co , Pb , Ag и Zn , несомненно, являются сульфиды, что подтверждается их спектральным анализом.

Слюдяные лампрофиры Ровненского участка относятся к той же группе сиенит-трахитов, что и палеозойские лампрофиры Конкского дайкового поля (Привозье).

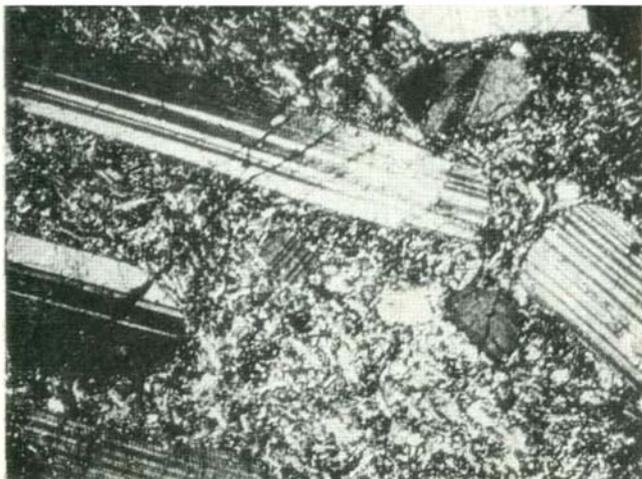


Фото 1. Диабазовый порфирит, р. Каратыш. Ник. X,
ув. 25



Фото 2. Лампрофир амфиболовый, р. Кальчик. Ник. II,
ув. 75

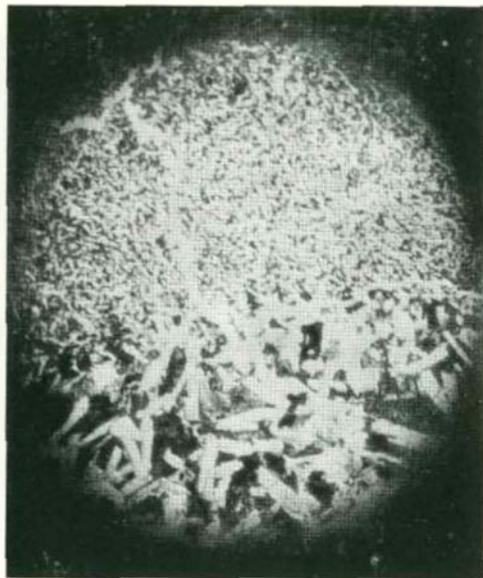


Фото 3. Контакт жилы долерит-базальта в покровном базальте венда. Припятский вал.

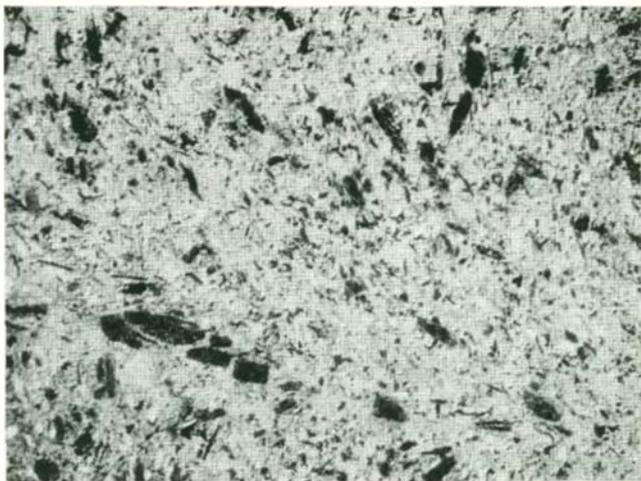


Фото 4. Делленит (дацит-липарит). Западный склон УЩ, с. Клинины, гл. 487,5 м. Ник. X, ув. 25



Фото 5. Позднепалеозойский щелочной мончикит. Припятский вал, зона Кухотско-Вольского разлома. Ник. X, ув. 40

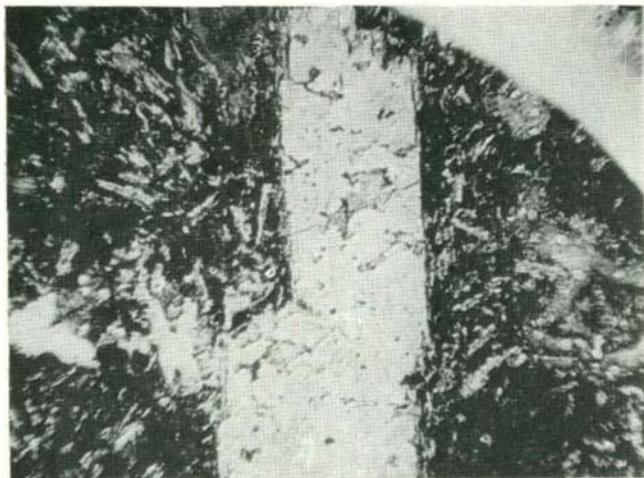


Фото 6. Позднепалеозойский щелочной базальтоид возрастом 305 млн. лет. Там же.



Фото 7. Обломок перидотита в брекчии. Состав: оливин, пироксен и магнетит. С. Покрово-Киреево, скв. 77, гл. 228,9 м. Ник. ||, ув. 42

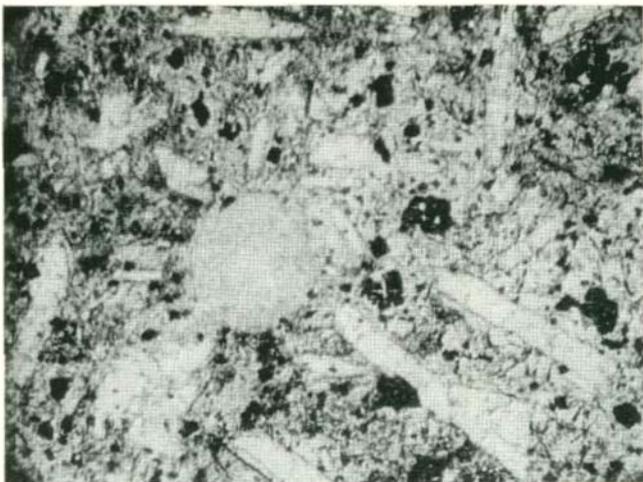


Фото 8. Авгитит с лейцитом, С. Покрово-Киреево, скв. 73, гл. 228,0 м. Ник. ||, ув. 42.



Фото 9. Нефелиновый сиенит. С. Покрово-Киреево, скв. 173, гл. 215,0 м. Ник. ||, ув. 20

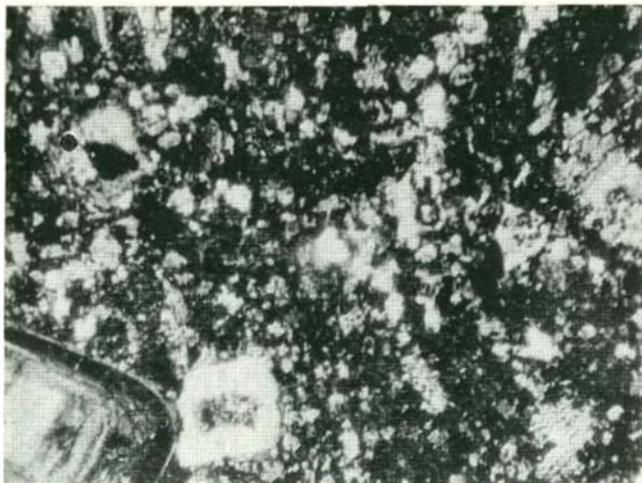


Фото 10. Трахидацил. С. Новотроицкое, скв. 4, гл. 174,0 м. Ник. X, ув. 42

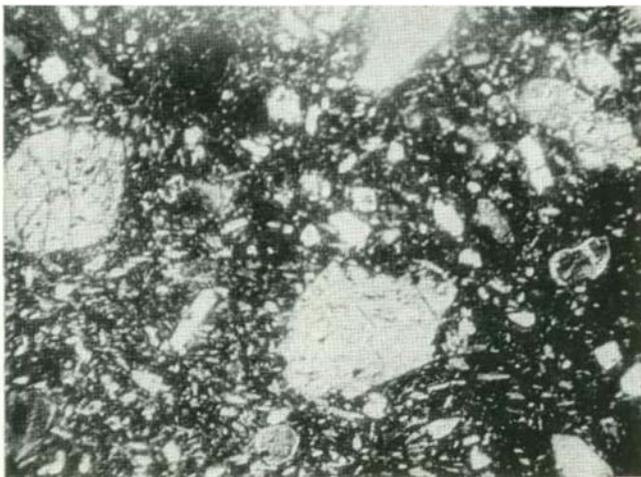


Фото 11. Лимбургит ДДВ, скв. Седневская-310. Ник. \times ,
ув. 12

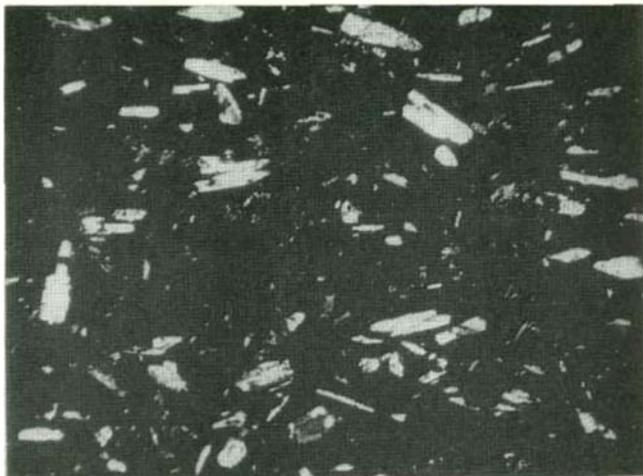


Фото 12. Августит с линофировой микроструктурой. ДДВ,
скв. Кинашевская-1. Ник. \times , ув. 8



Фото 13. Пикрит-порфирит. ДДВ, скв. Седневская-310.
Ник. X, ув. 20

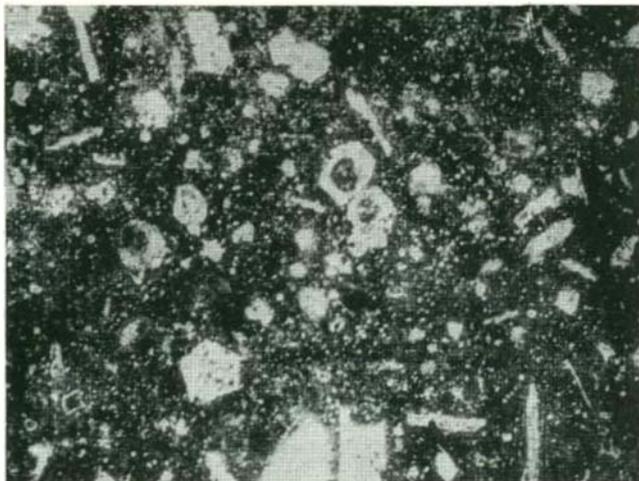


Фото 14. Меланеферинит. ДДВ, скв. Миргородская-238.
Ник. II, ув. 40

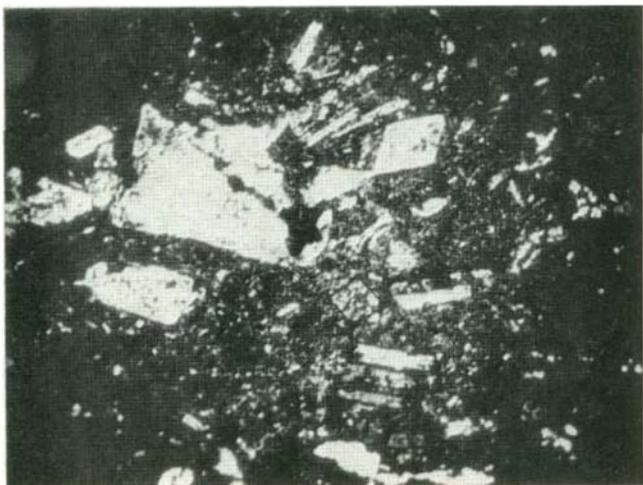


Фото 15. Ультракалиевый кварцевый трахит ($K_2O = 10,70\%$). Западное Причерноморье. Ув. 21

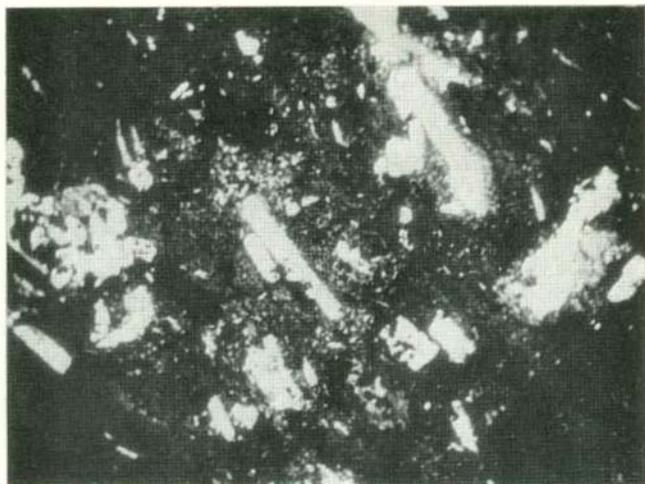


Фото 16. Ультракалиевый трахит ($K_2O = 11,60\%$). Западное Причерноморье. Ув. 21

связаны с аналогичными породами дацит-андезитовой формации Донбасса, секущими среднекаменноугольные отложения, синхронны им и должны рассматриваться как дайковая фацция той же формации.

Среди позднепалеозойских дайковых пород Конкского дайкового поля встречены лампрофиры диоритовой и сyenитовой групп, представленные несколькими разновидностями: единитами, керсантитами и породами промежуточного между спессартитом и вогезитом, спессартитом и керсантитом, единитом и спессартитом состава. В этом же поле помимо лампрофиров размещается штокообразное тело субщелочных пород типа монционит-порфиров, или шонкинитовых монционитов; они также палеозойского возраста.

Лампрофиры обычно слагают дайки преимущественно северо-западного простирания. Мощность их колеблется от 0,25 до 3 м (фото 2). Микроскопически все лампрофиры р.Конки представляют собой темно-серые порфирового сложения породы, отличающиеся друг от друга составом вкрапленников темноцветных минералов. Из-за характерной порфировой структуры некоторые исследователи называли их порфиритами. Вкрапленники принадлежат различным темноцветным минералам - пироксену, амфиболу, биотиту.

Основная масса имеет обычно тонкозернистое или афанитовое сложение, чаще с пилотакситовой и микролитовой структурой. Главными минералами основной массы являются полевые шпаты, представленные преимущественно плагноклазом, реже калиевым полевым шпатом и теми же минералами, которые находятся и во вкрапленниках - темноцветными, отсутствующими в различных комбинациях и соотношениях. Кроме того, в небольших количествах наблюдаются кварц, рудные минералы и апатит.

Пироксен вкрапленников представлен моноклинной разновидностью, образует короткостолбчатые кристаллы размером до 2 мм; $n_1 = 1,716 \pm 0,002$; $n_p = 1,685 \pm 0,005$; $2V = +46^\circ$; плотность 3,354. Химический состав его (аналитик А.А.Стеценко) следующий (в %): SiO_2 51,26; TiO_2 0,21; Al_2O_3 2,80; Fe_2O_3 2,20; F_2O 5,62; MnO 0,18; MgO 16,01; CaO 20,57; Na_2O 0,38; K_2O 0,06; P_2O_5 0,11; $H_2O_{\text{в/р}}$ 0,09; п.п.п. 0,82; сумма 100,31. Судя по оптическим свойствам и химическому составу, пироксен представлен авгитом.

Амфибол вкрапленников сложен обыкновенной зеленой роговой обманкой, размер до 4 мм по длинной оси. В некоторых выделениях наблюдается двойниковое строение; $2V$ изменяется от -68 до -73° ; $n_M = 18-19^\circ$; $n_g = (1,6765 \pm 0,0025) - (1,685 \pm 0,005)$; $n_p = (1,658 \pm 0,001) - (1,667 \pm 0,002)$; плотность 3,20. Химический

Таблица 23. Углеродный состав лампрофиров, %

Компонент	1	2	3	4	5	6	7	8	9
SiO_2	50,32	53,82	51,22	51,59	54,39	63,33	65,86	61,37	59,28
TiO_2	0,89	0,61	0,62	0,78	0,77	0,50	0,33	0,45	0,46
Al_2O_3	13,37	12,38	13,01	12,42	16,42	15,60	15,70	16,36	16,95
Fe_2O_3	6,96	7,16	5,89	8,25	7,37	2,58	2,82	3,31	2,63
FeO	4,52	2,75	5,03	3,44	2,15	1,82	1,29	2,44	2,23
MnO	0,26	0,12	0,13	0,19	0,17	0,16	0,07	0,17	0,07
MgO	6,96	4,88	6,90	6,31	3,23	1,00	1,61	1,50	3,80
CaO	7,07	6,22	7,14	6,50	2,97	2,20	2,03	2,80	6,37
Na_2O	2,59	1,72	3,61	3,80	6,00	4,65	3,93	4,60	3,56
K_2O	3,16	5,20	2,90	2,40	3,08	4,73	4,12	4,03	1,29
P_2O_5	0,32	0,67	0,40	0,54	0,60	0,22	0,25	0,31	0,31
SO_3	0,24	0,21	0,18	0,05	0,21	0,02	0,24	0,43	0,77
$H_2O_{\text{гирр}}$	0,45	0,95	0,64	1,25	0,88	0,37	0,33	0,47	1,95
П.п.п.	2,64	2,88	2,66	2,34	1,83	1,15	1,31	0,49	0,04
CO_2	0,71	2,3	0,07	0,02	0,07	0,14	0,18	0,10	0,07
F	-	-	-	-	0,16	-	-	-	-
Сумма	100,46	100,87	100,40	101,88	100,23	99,76	100,07	99,83	99,76

Примечание: 1 - лампрофир пироксеновый, левый берег р.Конка, выше с.Драгунское; 2 - то же, левый берег балки Драгунская, против северной окраины с.Драгунское; 3 - лампрофир амфибол-пироксеновый, р.Конка, против с.Образцовое; 4 - лампрофир амфибол-биотит-пироксеновый, р.Конка, левобережная балка выше с.Конские Раздоры; 5 - лампрофир амфиболовый, р.Конка, левый берег балки выше с.Конские Раздоры; 6 - то же, р.Конка, левый берег балки Драгунская, против северной окраины с.Верхнедрагунское; 7 - лампрофир биотит-амфиболовый, левый берег р.Конка; 8 - лампрофир амфиболовый, р.Конка, правый берег балки Гусарка; 9 - андезит амфиболовый, р.Каратыш (1, 5, 7, 8 - аналитик С.А.Панченко; 2, 4 - аналитик Услонцева; 3, 6 - аналитик Р.Д.Левина; 9 - аналитик Б.В.Мирская)

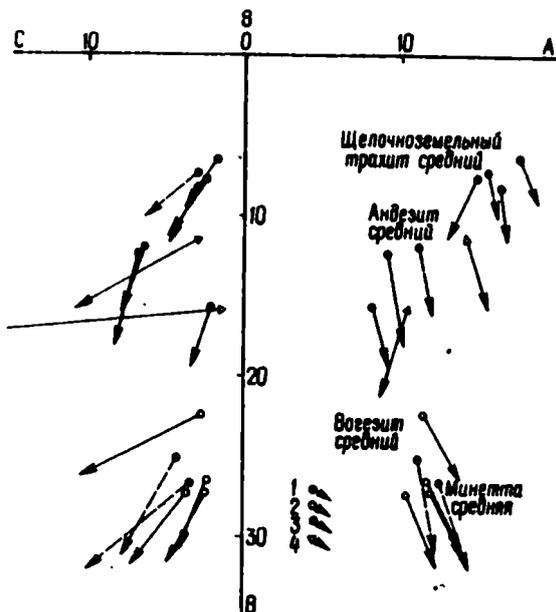


Рис. 2. Векторная диаграмма палеозойских дайковых пород:

1 - лампрофиты амфиболовые, р.Конка, 2 - лампрофиты пироксеновые, р.Конка, 3 - андезит, р.Карейш, 4 - минетта, с.Равное

состав амфибола (аналитик А.А.Стеценко) следующий (в %): SiO_2 43,19; TiO_2 1,54; Al_2O_3 11,46; Fe_2O_3 4,77; FeO 8,18; MnO 0,31; MgO 14,83; CaO 11,41; Mg_2SiO_4 1,68; K_2O 1,18; P_2O_5 0,23; $N_2O_{сир}$ 0,09; п.д.п. 1,37; сумма - 100,24.

Бiotит вкрапленников образует идиоморфные пластинки размером до 2 мм, светло-бурого или зеленовато-бурого цвета, $n_g = n_p = 1,624 \pm 0,001$. В большинстве случаев он в определенной степени хлоритизирован.

Среди лампрофитов отчетливо выделяются две разновидности.

Главные различия их заключаются в содержаниях SiO_2 (53,82 - 65,86 %), Al_2O_3 (13,37 - 16,36 %); Fe_2O_3 (8,25 - 3,31 %); FeO (5,03 - 2,44 %); MgO (6,96 - 1,61 %); CaO (7,14 - 2,80 %) (рис. 2, табл. 23).

К первой группе относятся лампрофиты, в которых вкрапленники представлены преимущественно пироксеном. Вторую группу составляют лампрофиты с преобладающими амфиболовыми вкрапленниками.

Общая железистость амфиболовых разновидностей заметно выше.

Спектральным анализом в лампрофирах р.Конка установлен ряд элементов-примесей (в %): Ni 0,001-0,01; Co 0,001-0,004; V 0,003-0,03; Cr 0,003-0,02; Zr 0,001-0,03; Cu 0,0003-0,0006; Pb 0,003-0,006; Ga 0,001-0,003 (иногда 0,02); Y 0,003; Sr 0,03-0,2; Ba 0,06-0,3; Yb 0,0003. В единичных образцах встречены Zn до 0,1 % (балка Гусаржа); Sn 0,005; Be 0,0003; Sc 0,003. Незначительные превышения по сравнению с кларковыми установлены для V, Zr, Pb, Sn, Sc, Ba. Спектральный анализ выделенных из этих пород минералов (титаномagnetита, пироксена, роговой обманки) показал, что в титаномagnetите кроме главных элементов присутствуют Ni, Co, Cr, Cu, Pb, Zn, Ga, Yb, причем содержание Cr достигает 0,4-0,6 %; Zn 0,3; остальных элементов - незначительное количество. В амфиболе обнаружены несколько повышенные содержания Sc (0,01-0,02) и Ba (0,15 %); содержания остальных элементов (Ni, Co, V, Zr, Cu, Ga, Be, Sr) не превышают кларковых. В пироксенах зафиксированы повышенные содержания Cr (0,1 %), Sc (0,01 %) и незначительные - Ni, Co, V, Zr, Cu. Из приведенных данных видно, что основными накопителями полезных компонентов являются рудные минералы, а в отдельных случаях - пироксены.

Дайки андезитов наиболее распространены в Восточном Приазовье в зоне сочленения Ущ с Донбассом. Данные об условиях залегания их, петрографическом составе и характеристика фанерозойских вулканических пород Донбасса приводятся Н.В.Бутурикиным в соответствующем разделе этой книги.

В Западном Приазовье дайки андезитов развиты ограниченно. Они встречаются здесь по р.Картыш, где предположительно залегают в виде тала штокообразной формы.

Андезиты представляют собой тонкозернистую породу с порфировой структурой. Структура основной массы полнокристаллическая микрозернистая. Состав основной массы полевшпатовый, с небольшим количеством кварца. Вкрапленники представлены плагноклазом и роговой обманкой и распределены в породе неравномерно. Размер вкрапленников роговой обманки колеблется от долей до 4 мм по длинной оси, плагноклаза - 0,3 до 1 мм по длине.

Роговая обманка зеленовато-бурого цвета. Некоторые зерна sdвойникованы, часто наблюдается зональное строение; $2V = -73^\circ$, угол $\sigma\mu\gamma = 18^\circ$; $n_\gamma = 1,698$, $n_\rho = 1,6765 \pm 0,0025$. Химический состав роговой обманки (лаборатория ИГЧМ АН УССР, аналитик А.А.Степенко) следующий (в %): SiO_2 43,12; TiO_2 1,82; Al_2O_3

CaO 13,36; Fe_2O_3 4,77; FeO 8,18; MnO 0,26; MgO 13,44;
 CaO 11,41; Na_2O 1,72; K_2O 0,48; P_2O_5 0,20; $\text{H}_2\text{O}_{\text{кри}}$
 0,10; п.п.п. 1,08; сумма 99,94; плотность 3,206. Общая желези-
 стость 35 %.

Плаггиоклаз вкрапленников представлен лабрадором № 55 - 64, двойникованным по альбитовому и карлсбадскому законам, хорошо выражено зональное строение. Во многих зернах плаггиоклаз в той или иной степени замещен цеолитами, хлоритом и серпичитом.

Рудные минералы (2 %) представлены ильменитом, магнетитом, лимонитом, пирротинном. Как аксессуарный появляется апатит.

В верховьях р. Конка ограниченно развиты субвулканические породы, по минеральному составу занимающие промежуточное место между монцонитами и шонкинитами. Их изучали ряд исследователей и описали под различными названиями. И.А. Морозевич и В.Г. Кривенко отнесли их к диабазам, В.А. Слипченко назвал их монцонитовыми порфиритами, И.Д. Царовский - шонкинитовыми монцонитами, Л.Д. Дрьев - монцонит-шонкинитами.

Обнажаются эти породы в балке Гнилая у с. Драгунское в виде небольших глыб, прослеживающихся в направлении СВ 75 - 80° в виде полосы шириной до 30 - 35 м. Они вскрыты также карьером против восточной окраины с. Драгунское.

Предполагается, что монцонит-порфиры образуют здесь небольшие штокообразные тела, секущиеся двумя дайками кварцсодержащих микромонцонитов. Залегают тела монцонит-порфиров среди мигматитов и глиноземистых гнейсов с простиранием СВ 40°.

Монцонит-порфиры представляют собой темно-зерные тонкозернистые породы с вкрапленниками пироксена; структура основной массы монцонитовая.

Порфировые выделения представлены главным образом пироксеном, реже оливином, иногда калиевым полевым шпатом.

Пироксен вкрапленников сложен двумя разновидностями - моноклинной и ромбической; первая преобладает. Моноклинный пироксен образует слабо окрашенные в зеленоватый цвет призматические зерна размером от десятых долей до 2-3 мм, часто с микропюккитовыми вростками лейст плаггиоклаза. Обычным является двойниковое и зональное строение вкрапленников. Для моноклинного пироксена характерны такие параметры: $n_y = 1,714$; $n_z = 1,685 \pm 0,005$; $n_x - n_z = 0,029$; $2V$ колеблется от +45 до +56°; $\alpha_M = 40 - 45^\circ$. По оптическим данным, моноклинный пироксен с равным правом можно отнести и к авгитам, и к пироксенам группы диопсид-геденбергита.

Ромбический пироксен присутствует в виде короткопризматических и гипидноморфных зерен, обычно переполненных рудным минералом, представленным магнетитовым мирмецитом. Он слабо плеохроирует от бесцветного по n_y до бледно-розового по n_p ; $2V$ колеблется от -58 до -71° ; $n_y = 1,720 \pm 0,002$; $n_p = 1,702 \pm 0,003$; $n_y - n_p = 0,018$. Показатели преломления соответствуют гиперстену с 45 % $FeSiO_3$.

Оливин встречается в виде редких изометрических зерен размером до 1-2 мм. Продукты замещения его представлены серпентином, иддингситом, хлоритом. Обычно оливин окаймлен реакционными оторочками, состоящими из агрегатных скоплений зерен ромбического пироксена; $2V$ колеблется от -84 до -88° , $n_y = 1,702 \pm 0,001$; $n_p = 1,660 \pm 0,001$; $n_y - n_p = 0,042$. Судя по оптическим свойствам, оливин представлен магниальной разновидностью с содержанием фаялита 13 - 15 %.

Биотит приурочен преимущественно к выделениям гиперстена и рудного минерала; окрашен он в красновато-бурый цвет с резким плеохроизмом от желтого до красновато-бурого; $n_m = 1,647 \pm 0,001$.

Рудные минералы представлены титаномагнетитом, магнетитом (?) халькопиритом, пирротитом. Титаномагнетит образует изометричные зерна с ясно выраженными структурами распада. Магнетит (?) в индивидуализированном виде встречен в виде мирмецитовых выделений в гиперстене, что детально описано в статьях Л.Д. Дрьева.

Халькопирит и пирротит находятся в виде включений в нерудных минералах.

Основная ткань породы сложена полевыми шпатами, представленными плагиоклазом и анортоклазом, которые присутствуют примерно в равных количествах. Взаиморасположение их обусловило типично мозаичную структуру.

Анортоклас отмечается в виде ксеноморфных выделений. Отдельные зерна его пертитизированы; $2V$ колеблется от -42 до -47° ; $n_y = 1,529$; $n_p = 1,522$; $n_y - n_p = 0,007$. По оптическим данным (по диаграмме Д.С. Белякина) его можно отнести к существенно кальцевому анортоклазу с содержанием около 50 % альбитовой составляющей.

Плагиоклас образует удлинненно-призматические зерна размером до 0,2-0,3 мм по длинной оси, двойникованные по карлсбадскому, альбит-карлсбадскому, альбитовому, альбит-эстерельскому и периклиновому законам; в отдельных зернах ясно видна зональность. Состав его колеблется от № 35 до № 56.

Т а б л и ц а 24. Химический состав шонкинитовых монзонит-порфиров, %

Компонент	1	2	3	4	5	6	7	8
SiO_2	54,88	50,84	55,02	53,92	56,28	54,91	56,12	48,66
TiO_2	0,72	1,04	0,57	0,60	0,88	0,54	1,10	0,97
Al_2O_3	12,86	13,59	13,91	13,52	12,27	10,68	16,96	12,36
Fe_2O_3	2,85	6,45	3,80	2,48	6,68	8,26	2,93	3,08
FeO	7,11	5,75	6,18	5,10	4,92	3,59	4,01	5,86
MnO	0,13	0,15	0,07	-	0,15	1,40	0,16	0,13
MgO	5,99	6,77	6,48	7,24	5,75	5,87	3,27	8,09
CaO	6,90	8,54	6,57	8,30	6,85	7,35	6,50	10,46
Na_2O	2,37	2,87	2,62	2,68	1,73	2,63	3,67	2,71
K_2O	4,37	2,96	3,71	3,87	2,64	4,68	3,76	5,15
P_2O_5	0,60	0,46	0,46	0,38	0,36	0,48	0,47	1,07
SO_3	0,04	Следы	Нет	0,39	Нет	-	-	-
$H_2O_{\text{св}}$	0,05	0,23	0,08	0,90	0,38	0,15	1,05	1,46
П. п. п.	0,57	0,37	0,50	-	1,45	0,24	-	-
CO_2	0,21	-	-	-	-	-	-	-
F	0,17	-	0,016	-	-	-	-	-
Сумма	99,75	100,02	99,97	100,08	99,96	100,39	100,00	100,00

П р и м е ч а н и е. Шонкинитовые монзонит-порфиры: 1 - р. Конка, карьер против с. Драгунское; 2 - балка Гнилая, южная окрестность с. Драгунское; 3 - там же, карьер против с. Драгунское; 4 - Семеновский карьер; монзонит-шонкинитовые порфиры; 5 - с. Драгунское; 6 - с. Вольное; 7 - средний монзонит; 8 - средний шонкинит (1 - аналитик С.А. Папченко, 2, 3 - аналитик А.А. Стеценко, 4 - данные В.Г. Кривенко, 5, 6 - данные Л.Д. Орлова; 7, 8 - по Дали)

Из акцессорных минералов постоянно присутствует апатит.

Таким образом, по минеральному составу описанные породы представляют собой разновидность, промежуточную между монцонитом и шонкинитом, поскольку содержат значительное количество плагиоклаза, не характерного для шонкинитов. Следовательно, эти породы должны быть названы монцонит-порфирами.

По данным химического анализа (табл. 24) также видно, что состав породы в общем укладывается в границы, характерные для монцонитов, но несколько отличается от среднего монцонита Дали большим содержанием Fe , Mg , Ca , меньшим содержанием щелочей и глинозема. Общая железистость шонкинитовых монцонит-порфиров постоянна - 36,4 - 54,55 %.

Помимо главных породообразующих элементов в монцонит-порфирах р.Конка спектральным анализом установлены незначительные примеси Ni , Co , V , Zr , Pb , Sn , Ga , Be , Sc , Y , Vb , а также Cu и Sr в количествах, значительно превышающих кларковые.

Несмотря на некоторые отличия в минеральном составе, монцонит-порфиры р.Конка и Донбасса имеют очень близкий химический состав, свидетельствующий о генетическом родстве этих пород. Одновозрастность монцонит-порфиров р.Конка и Донбасса подтверждается данными изотопного возраста, определенного калий-аргоновым методом, и геологическим положением.

Так, для монцонит-порфиров р.Конка установлен возраст 220 - 230 млн.лет (по данным И.Д.Царовского - 276 - 296 млн.лет). Предполагается, что внедрение монцонит-порфиров Донбасса происходило в конце пермского - начале триасового периода и приурочено к пфальтской фазе варисского орогенеза, с которой связано формирование основных складчатых структур Донбасса.

* * *

*

Вулканические процессы, приведшие к появлению дайковых и вулканических формаций, играют значительную роль в истории формирования платформенных структур Украины. Проявления вулканизма на Ущ связаны с периодическим нарушением кратонного режима платформы и приурочены к определенным этапам ее активизации.

Наиболее древняя дайковая диабазовая формация бассейна р.Базавлук возрастом 2700 - 2560 млн. лет завершает архейский этап развития Ущ и связана с магматизмом начальной фазы консолидации древнейшей Днепровской платформы (Базавлукское дайковое поле). Среди

диабазов этой формации четко выделяются метаморфизованные и свежие. Часть дайковых пород бассейна р.Базавлук возрастом 2440 - 2280 млн.лет предположительно можно связать с оживлением разломов в раннем протерозое.

Появление даек в этом районе возрастом 2270 млн.лет и моложе, по-видимому, приурочено к завершающему этапу магматической деятельности раннего протерозоя и связано с началом стабилизации Днепровско-Западно-Приазовской платформы.

Стабилизация Ущ, за исключением крайней северо-западной части, завершилась к концу раннего протерозоя. Таким образом, в среднем протерозое (1700 - 1500 млн.лет) Ущ полностью консолидировался и представлял собой платформу.

К среднему протерозою, с которым связаны проявления магматизма под влиянием волынского орогенеза, относится формирование в южном обрамлении Корсунь-Новомиргородского плутона дайковых пород диабазовой формации возрастом 1800 - 1600 млн. лет (Ингульское дайковое поле). Эти дайки синхронны породам коростенского комплекса и, очевидно, приурочены к разломам, возникшим в период внедрения интрузивных пород Корсунь-Новомиргородского плутона. Представлены дайковые породы преимущественно оливиновыми диабазами, реже диабазовыми порфиритами, диабазами и лампрофирами.

Дайковые образования аналогичного возраста встречены бурением в Приднепровье (Восточно-Кременчугское дайковое поле), где они представлены оливиновыми конгидиабазами.

Дайковые породы позднего протерозоя формировались в конце овручско-волынской эпохи. С этим этапом связано появление наиболее многочисленной группы даек, изотопный возраст которых укладывается в интервал 1550 - 1200 млн.лет. Они развиты на большой территории и в отличие от более древних дайковых образований характеризуются пестрым петрографическим составом. Дайковые породы этого возраста наиболее распространены в Приазовской (Берднско-Кальчикское и Кальмусское дайковые поля) и северо-западной (Северо-Западное дайковое поле) частях Ущ и в меньших масштабах - в средней его части (Верхнетапликское, Верхнеингульское, Южно-Криворожское дайковые поля). Состав их колеблется от оливиновых диабазов до кварцевых порфиров. Их можно выделить в две формации - диабазовую и ортофир-кварцпорфировую.

Рифейские разломы и вулканические проявления, отвечавшие времени ранне- и позднегалицийской складчатости, развиты преимущественно в структурах обрамления щита. Дайковые же образования возрастом

1100 - 550 млн. лет пока обнаружены в немногочисленных пунктах Ущ. Наибольшее количество изотопных определений возраста, укладывающихся в рамки рифея, получено для дайковых пород приазовской части щита, где они слагают Кальчикско-Обиточненское дайковое поле, а также для дайковых пород в пределах Кировоградского блока. Единичные дайки диабазов и кварцевых порфиров северо-западной части щита, для которых установлен изотопный возраст 1070 - 1100 млн. лет, предположительно объединены в Клесовское дайковое поле. Проблема-тичное Пино-Бугское дайковое поле выделено в среднем течении р. П. Буг. Здесь бурением вскрыта дайка диабазы; изотопный возраст ее 1100 млн. лет.

Большинство изотопных определений дайковых пород рифейского возраста соответствует времени черноморской фазы (1100 - 700 млн. лет) Галицийской складчатости. Единичные определения возраста диабазов Приазовья (468, 510 млн. лет) можно отнести к раховской фазе той же складчатости и предположительно синхронизировать с породами волынской трапповой формации.

С позднепалеозойским временем сопряжено появление дайковых образований возрастом 390 - 180 млн. лет, генетически связанных с герцинскими вулканическими формациями, развитыми в ДПВ и зоне сочленения щита с Донбассом. Дайковые породы этого этапа наиболее распространены в приазовской части щита, в бассейне р. Конка. Здесь они слагают Конкское дайковое поле, а также отмечены по р. Каратыш, в пределах Покрово-Киреевской структуры, по рекам Мокрая Волноваха, Кальчик и Еланчик (Кальмиус-Еланчикское дайковое поле). В средней части щита дайки позднепалеозойского времени вскрыты в пределах Кировоградского блока, вблизи г. Новоукраинка (Ровненское дайковое поле). Представлены они производными как нормального, так и субщелочного рядов (различного состава лампрофиры, андезиты).

С доскладчатой фазой герцинского тектогенеза, сопряженной во времени с периодом наибольших опусканий в области Днепровско-Донецкого авлакогена и собственно Донбасса, связано появление в этих структурах и в зоне сочленения щита с Донбассом девонской щелочно-базальтоидной формации. На щите проявление вулканизма этого возраста зафиксировано только в краевой восточной части в пределах Волновахского дайкового поля.

К более поздней, орогенной, фазе герцинского тектогенеза приурочено становление пород андезитовой формации Донбасса, зоны сочленения его с Ущ и приазовской частью щита. Образование их

связано с периодом замещения Днепровско-Донецкого авлакогена. Изотопный возраст пород, секущих среднекаменноугольные отложения Донбасса, колеблется от 180 до 280 млн. лет. В этот же возрастной интервал попадают дайковые андезиты, лампрофиры и понкинитовые монзонит-порфиры Привозья, а также лампрофиры средней части УЩ, формировавшиеся в период активизации этих участков щита под влиянием герцинского орогеназа. Более молодые дайки в пределах УЩ не установлены.

Изучение дайковых пород УЩ показало, что они имеют очень разнообразный петрографический и химический состав. Пестрота состава увеличивается от древних дайковых комплексов к более молодым. Так, если в раннем протерозое выделяются только разновидности диабазов, то уже в позднем протерозое состав даек колеблется от кварцевых порфиров до оливковых диабазов.

Для дайковых пород различного возраста характерны также отличия в химическом составе породобразующих минералов. Пироксены, хотя и представлены преимущественно авгитами, все же отличаются как железистостью, так и содержанием элементов-примесей. Наиболее высокая железистость (30 - 46 %) установлена для пироксенов из оливковых диабазов бассейна р. Ингул, которые формировались в среднем протерозое и, очевидно, генетически связаны с коростенским комплексом. Менее железисты (22 - 29 %) пироксены из диабазов р. Базавлук. Самую низкую железистость (19 - 23 %) имеют пироксены из молодых дайковых пород УЩ - палеозойских лампрофиров.

Установлена специализация в накоплении элементов-примесей различными минералами дайковых образований. Концентраторами Mg , Ca , Cr , Sc , Y являются пироксены и железистые рудные минералы (титаномагнетит и магнетит), причем в рудных минералах диабазов среднего протерозоя больше Mg и Cr , а в пироксенах Sc и Y . В диабазах Базавлукского дайкового поля Mg , Cr и Sc концентрируются в пироксенах. Наиболее высокие содержания V и Zn зафиксированы в магнетитах, Zr - в клиннитах; Yb обнаружен только в пироксенах. Плагноклаз аккумулирует Ba , Mn , Rb , K , Ca , Sr , La .

Несмотря на изучение петрографических и геофизических особенностей дайковых пород УЩ, роль их как носителей или аккумуляторов рудных компонентов не ясна, хотя в некоторых случаях в них отмечаются повышенные содержания Cu , Pb , Zn , Ni .

Дайковые поля зачастую контролируют размещение руд, поэтому значение их как носителей оруденения или как структурного фактора, определяющего размещение рудной минерализации велико.

В пределах Припятского вала и западного склона Ущ вулканогенные, субвулканические и субинтрузивные тела внедрялись (заливались) в позднем протерозое (рифее, венде), а в жильной фации - в раннем и позднем палеозое и мезозое.

УСЛОВИЯ ЗАЛЕГАНИЯ ВУЛКАНОГЕННЫХ И СУБВУЛКАНИЧЕСКИХ
ОБРАЗОВАНИЙ ПРИПЯТСКОГО ВАЛА И СМЕЖНЫХ ТЕРРИТОРИЙ

Стратиграфическое положение эффузивных, субвулканических и субинтрузивных тел региона в большинстве случаев установлено достаточно точно: они приурочены к рифейским, вендским и палеозойским образованиям. Однако и в настоящее время нет единого мнения относительно возраста и условий залегания пород многих разрезов (Горынская, Дубровицкая, Рафаловская, Старочарторийская, Кухотско-Вольская, Хотешовская, Ратновская, Медненская, Любомльская, Берестечковская площади).

Не менее сложны взаимоотношения магматических образований среднерифейской вулканоплутонической формации и древних (допалесских) осадочно-терригенных пород.

В пределах Припятской геохимической провинции в верхнем рифее можно выделить несколько типов разрезов: 1) в строении которых участвуют только песчаники полесской серии, а силы субвулканических пород отсутствуют. Это разрезы бассейнов рек Виляя и Цветоха (верховья бассейна р. Горынь), Дубровицкий, Клевовский и Томашгородский (в низовьях междуречья Случь - Горынь), Хотиславский на западном окончании Припятского вала; 2) сложенные песчаниками полесской серии с залегающими в них одним или двумя субинтрузивными телами, обычно представленными габбро-диабазами, разделенными аргиллитами; они отмечены в Гута-Степанском, Владимирецком, Рафаловском, Перекальском, Хотешов - Камень-Каширском, Овадновском, Владимир-Волыньском и других районах; 3) в которых, кроме терригенных присутствуют карбонатные породы, сопровождавшиеся внедрением не только трапзов, но и щелочных базальтоидов. Ори-

гивальными являются разрезы, в которых габбро-диабазы участвуют в составе брекчий.

ВЕРХНЕРИФЕЙСКИЕ ОБРАЗОВАНИЯ

Рассмотрим Гута-Степанский разрез. Он находится на западном склоне Ущ. Характеризуется тем, что полесская серия содержит не только рифейские субинтрузивные габбро-диабазы, но и более поздние (позднепалеозойские) субвулканические тела щелочных базальтоидов (скв. 1 и 2). Последние пересекают субинтрузию габбро-диабазов и свидетельствуют о повторных тектонических подвижках вдоль шва Горьковского глубинного разлома. В скв. 2 снизу вверх вскрываются (в м):

94,8-92,4 - песчаники серые гидрослюдистые полесской серии
92,4-91,4 - габбро-диабазы темно-серые, трещиноватые
91,4-87,2 - жила щелочного лампрофира (бурый мончикит) в ошле
87,2-55,8 - габбро-диабазы темно-серые, трещиноватые
55,8-40,5 - песчаники серые полесской серии
40,5-5,0 - мел песчий туронского яруса Верхнего мела

Размеры субинтрузий, по-видимому, незначительные, так как уже на некотором удалении от нее (скв. 139) в интервале 90,7 - 130,0 м отмечаются только песчаники полесской серии.

Сарненский разрез. В нем преобладают серые кварц-полевошпатовые горизонтально- и косослоистые песчаники полесской серии с прослойками коричневых аргиллитов (1 - 3 мм). Мощность 100,0 м. Около с.Щецевичи (скв. 127, инт. 33,0 - 180,0 м) песчаники непосредственно залегают на кристаллическом фундаменте. На Сарненском водозаборе в скв. 5-г снизу вверх вскрываются (в м):

85,0-40,0 - песчаники кварц-полевошпатовые, бурые, кверху серые
40,0-15,0 - песчий мел верхнего мела, перекрытый четвертичными породами

Вулканических тел в полесской серии нет.

Дубровицкий разрез. Верхнерифейские образования представлены только песчаниками полесской серии, которые через прослой конгломератов (скв. 354, инт. 199,9-200,9 м) сменяются геттисодержащими бурными грубозернистыми песчаниками (средний рифей ?); последние на глубине 217,4 м залегают на шенитах фундамента. Суммарная мощность древних песчаников (инт. 70,1 - 217,4 м) 146,3 м; субвулканических пород в песчаниках полесской серии нет.

Верхнерифейские образования вдоль западного склона протягиваются к северному оклоу Ущ, где выполняются Клевосский и Томашгородский грабены. На Клевосском водозаборе полесская серия перекрыта туронским ярусом верхнего мела. Субинтрузивных тел нет!

Томашгородский разрез. Отложения верхнего рифея в нем представлены песчаниками полесской серии, которые по крутому сбросу контактируют с гранитоидами Ущ. В полесской серии выделяются пять литологических разновидностей. В нижней части толща (скв. 259, гл. 284,0 м) отмечены полуокатанные обломки 2x3 см песчаников и аргиллитов, угловатая галька сидерита и кварца (1,5x2,0 см). Преобладают светло-серые кварц-полевошпатовые песчаники (гл. 182,0 м), иногда каолинизированные (гл. 121,6 м) и гидрослюдистые (скв. 262, гл. 39,7 и скв. 263, гл. 71,3 м) с углами падения 3 - 5° к вертикальной оси зерна. Прослой бурых аргиллитов развиты в скв. 266 на гл. 218,5 м. Субвулканических тел не обнаружено. Непосредственно под полесской серией (скв. 263, гл. 139,2 м) подсечены основные породы, однако они не похожи на силлы габбро-диабазов. Структурные условия их залегания также различные - они размещаются в гранитоидах Ущ.

Владимирецкий разрез. Расположен на юго-западном окончании Дубровицкого поднятия и осложняется разломом. На участке Островцы снизу вверх вскрываются (в м):

- 200,0-193,1 - песчаники кварц-полевошпатовые, полесская серия
 193,1-136,2 - силлы темно-серых габбро-диабазов мощностью 56,9 м
 136,2-136,1 - маломощная жила (0,1 м) светло-коричневых щелочных базальтоидов; аналогичные есть на гл. 268,0 м в с. Перекалье
 136,1-96,6 - рифейские песчаники кирпично-красные, на контакте с субинтрузивной залежью габбро-диабазов бурые
 96,6-21,7 - отложения мела; мергель и песчаники верхнего мела

За пределами участка фундамент вскрыт на глубине 419,0 м в скв. 162.

На Владимирецком участке в два этапа внедрялась магма: на более раннем (поздний рифей) - субинтрузивные траппы (габбро-диабазы), а на позднем (в позднем палеозое) - щелочные базальтоиды в субвулканической фации.

На Ковотопском участке прослеживается значительное погружение поверхности кристаллического фундамента, в связи с чем подошва полесской серии отмечена на глубине 610,0 м (скв. 110). Толща представлена кирпично-красными и серыми песчаниками, в кровле ее залегает субинтрузивная залежь долерит-базальтов (39,0 м); она перекрыта отложениями верхнего мела. Время внедрения субинтрузивной залежи остается пока не выясненным: возможно, она связана с вендскими (волинскими) расколами земной коры. Правда, полученные определения возраста 720 млн. лет (лаборатория ИГиМ АН УССР) скорее всего свидетельствуют о рифейском времени образования. К за-

паду от с.Кочетоп в с.Полища (скв. 131) песчанки полесской серии вскрываются с гл. 119,0 м под волинской серией.

Рафаловский разрез. Он находится в бассейне р.Стырь, образования верхнего рифея представлены песчанками полесской серии (скв. 158, гл. 279,0 м), содержащими силлы габбро-диабазов (гл. 337,8 м). В скв. 270 снизу вверх отмечены (в м):

- 614,0-590,3 - песчанки полесской серии
- 590,3-493,5 - габбро-диабазы (силлы в песчанках)
- 498,5-385,0 - песчанки полесской серии с прослойками туффитов (?)
- 385,0-371,5 - гравелиты, песчанки горбашовской свиты
- 371,5- 91,8 - базальты волинской серии, перекрытые отложениями верхнего мела

Перекальский разрез. Он приурочен к Стырь-Стоходскому междуречью, которое является естественной границей западного склона Ущ с Припятским валом. Расположен на грабенообразном окончании Кухотско-Вольского разлома широтного простирания. В разрезе отмечены субинтрузивные, эффузивные и субвулканические породы (скв. 954):

- 464,0-348,0 - песчанки кирпично-красные полесской серии
- 348,0-296,0 - габбро-диабазы темно-серые, брекчированные, мощностью 52 м
- 296,2-272,9 - песчанки светло-розовые среднезернистые, горбашовские
- 272,0-268,0 - субвулканическая дайка светло-коричнево-желтых нефелиновых фенитов (4,9 м). Такие же породы отмечаются в с.Островцы Владимирского участка (скв. 2-г, инт. 136,1-136,2 м)
- 268,0-221,9 - светло-серые песчанки и аргиллиты горбашовской свиты
- 221,9-127,1 - туфы базальтовые, базальты, включения красной лавы
- 123,1- 91,8 - базальты с жилами серо-зеленоватых щелочных базальтоидов (гл. 122,7; 81,9; 79,0; 68,3 м)
- 54,0 - мергель верхнего мела; с гл. 15,6 м - третичные отложения

Между селами Перекалье и Кухотская Воля в скв. 78 Г.П.Шраменко и Т.А.Кленова в 1955 г. снизу вверх вскрыли (в м):

- 152,0-109,5 - силлы темно-серых габбро-диабазов мощностью 43 - 50 м
- 109,5- 98,50- песчанки полесской серии
- 98,5- 0,00- отложения верхнего мела, третичные и четвертичные образования

По-видимому, этот силл погружается на восток, где вскрывается скв. 954 в пределах вулканно-тектонической депрессии. Впервые субинтрузивное тело в этом районе проследил в 1964 г. В.И.Клушин методом магниторазведки.

Кухотско-Вольский разрез располагается в центральной части Припятского вала и приурочен ближе к западной части междуречья Стырь - Стоход. образования полесской серии верхнего рифея залегают

на отдельных блоках сильно раздробленного кристаллического фундамента с перепадами глубин 400 - 800 м и более. Следует напомнить, что еще до постановки здесь глубокого бурения. Н.П.Семенов, В.И.Клушин, Н.А.Савченко в 1968 г. выдвинули идею о существовании в Стырском грабене крупного уступа по кровле фундамента с наклонным и опущенным западным крылом вдоль Большеобзырского глубинного разлома. Неровность поверхности кристаллического основания очень сказывается и на строении полесской серии. Песчаники полесской серии разбиты на отдельные блоки, иногда эти блоки стоят "на головах", входя в состав брекчии. В лежащем боку зоны брекчирования полесские песчаники меньше или совсем не нарушены (скв. 4167 и др.). Самое раннее описание брекчированных пород проведено Г.П.Шраменко в с.Кухотская Воля из скв. 67, пробуренной в 1955 г. Залежей габбро-диабазов здесь не оказалось. В брекчии отмечены обломки песчаников полесской серии, алевролитов, разновозрастных доломитов, известняков и субвулканических и глубинных магматических пород щелочно-ультрасосновой - щелочно-базальтоидной формации.

На основании полевого материала Г.П.Шраменко в 1955 г., Г.А.Уженковым в 1961 г. и ревизионного изучения керна Н.А.Савченко в 1964 г. и др. описал разрез скв. 67 (снизу вверх, в м):

- 260,7-225,0 - песчаники полесской серии светло-коричневые с "лепешками" глинистых катунов
- 225,0-171,5 - брекчия из обломков (3x5 см) песчаников и алевролитов
- 171,5-167,8 - брекчия из красно-бурых аргиллитов, известняков
- 167,8-152,0 - брекчия светло-розовых песчаников и красно-бурых аргиллитов полесской серии, а также тонкозернистого песчаника
- 152,0-137,8 - брекчия из пестроцветных кварцевых песчаников, обломков известняка, мергеля и окатанных зерен кварца
- 137,8-133,5 - брекчия из пестроцветных песчаников полесской серии, светло-коричневых косослоистых ($\angle 45^\circ$) глинистых мергелей, слабо реагирующих с HCl ; на гл.127,4 м - красно-бурая брекчия, в глинистую массу которой включены обломки светло-коричневых кварц-полевошпатовых песчаников (2x8 мм), угловатых обломков серых тонкозернистых мергелей (1,5x2,0 см), обломков пепельно- и голубовато-серых, сильно разложившихся глубинных магматических пород с гранатом и ильменитом (обломки кимберлита 1x1 см) и обломков мончикита и латита; частые включения окатанного и угловатого водяно-прозрачного и дымчатого кварца, а также розового, лилового и оранжево-красного граната (пирона) и ильменита. Встречаются минерал травянисто-зеленого цвета
- 127,4-116,8 - светло-серые "сахаровидные" известняки, местами пятнистые, мягкие (ондурийские); обломки 6,5x17,0 см
- 116,8-113,0 - светло-коричневые, оливной текстуры, плотные доломиты (рифеские ?); 4x5 см (гл. 113,0 м). Иалом раковистый. Они похожи на доломиты участка Хотешов на

- Припятском валу (скв. 6-сп, инт. 433,9 - 431,7 м), где залегают среди песчаников верхнего рифея серые доломиты глинистые, силиурийские (?).
 I13,0-III,0 - брекчия зеленовато-серых известняков и мергелей;
 III,0-102,3 - обломки субвулканических пород. Выше (инт. 102,3 - 0,0 м) - породы мезо-кайнозоя

Кухотско-Вальский разрез дополнительно вскрыт в 70 - 80-х годах новыми многочисленными скважинами, пробуренными Волынской ГРП, Ровенской ГРЭ, по Севуркргеология МГ УССР. Здесь толща песчаников полесской серии и вулканические тела, в том числе палеозойские породы, интенсивно брекчированы, имеют следы тектонических перемещений. По новым материалам Б.Я.Воловник и др. [11] в составе брекчии присутствуют голубовато-серые щелочно-ультраосновные породы, с пироповым гранатом, пикрокльменитом, хромшпинелидом. Кроме того, отмечаются обломки трапш.

В скв. 4167, пройденной в с.Кухотская Воля в 80-х годах, Н.А.Савченко закартировал следующий разрез (снизу вверх, в м):

- 310,0-290,4 - песчаники кирпично-красные полесской серии, монолитные, иногда трещиноватые или перемятые (1-2 м)
 290,4-271,8 - брекчия из обломков светло-коричневых песчаников, трахитов (трахи-долеритов ?), сиренево-серых щелочных базальтоидов, сцементированных кварц-глинистым материалом
 271,8-220,5 - брекчия из терригенно-карбонатного и вулканогенного материала: светло-коричневые песчаники и коричневые алевро-аргиллиты полесской серии (гл. 232,1 м); благодаря тектонике, пласты оказались задранными вверх под $\angle 75^\circ$ к вертикальной оси керна; черные песчаники кварцевые (гл. 233,3 м); в полесской серии таких песчаников нет; они похожи на карбоновые песчаники Львовско-Волынского каменноугольного бассейна; не исключено, что они значительно древнее полесской серии; серые порфириновые трахидолериты ? (гл. 229,0 и 271,3 м); мандельштейны; туфиты. На гл. 229,0 м трахидолериты пересекаются под $\angle 45^\circ$ прожилком 0,7 см черного вулканита
 220,5-165,0 - брекчия из обломков светло-серых и пятнистых песчаников, грязво-бурых доломитов, темно-серых щелочных базальтоидов с порфиробластами калишпата (нефелина ?), тингуаитов (гл. 201,5 м), сиреневых вулканитов (гл. 193,0 м), очень похожих на девонские вулканогенные образования Лоевской седловины Припятской впадины и ДДВ. На гл. 192,0 м сиреневого цвета вулканит эруптивной брекчии цементирует обломок (2 - 4 см) розового доломита.

По всему интервалу отмечаются зеркала скольжения, свидетельствующие о вертикальных и горизонтальных перемещениях. В инт. 194,0-195,0 м пролежены серые, рыхлые пески (песчанники) с исключением (по предварительным данным) черных желваков - кремней. Последние обычно характерны для песков сеноманского яруса верхнего мела.

Если находки подтверждаются и по другим скважинам, то можно утверждать, что в зоне Кухотско-Вольского разлома существовали мезозойские (послесеноманские) тектонические движения (амплитудой 0,5 км).

По генезису брекчия вторичная, переотложенная. В скв. 4167 обломков кристаллических пород фундамента не обнаружено.

- 165,0-169,0 - пачка (0,5 м) перемятых светло-коричневых осадочных пород. В ее основании - коричневая глина трения по верхнепалеозойским (?) вулканитам (гл. 63,7 м). Выше - карбонатная брекчия доломитов, причем в ней отмечаются монолитные блоки до 0,3 м (гл. 160,8 м)
- 162,5-169,0 - контакт между известково-доломитовой брекчией (внизу) и кирпично-красными песчаниками полесской серии (вверху). В 3,5-метровой зоне контакта есть перемятые участки мощностью 0,1 м, в которых присутствуют угловатые обломки тех же доломитов
- 159,0- 68,00- песчаники полесской серии кирпично-красные, иногда с прослойками серых песчаников и коричневых аргиллитов. Толща частично разбита сетью трещин, иногда перемятая (I - 3 м), однако имеет вид монолита
- 68,00- 0,00- пески альбского яруса нижнего мела, глауконитовые пески палеогена и четвертичные образования, включая почвенный слой

За пределами зоны Кухотско-Вольского разлома отложения полесской серии (например, в скв. 690) залегают на коре выветривания (696,0 м) светло-серых биотитовых гранитов, а перекрыты они (гл. 83,0 м) песком и мергелем верхнего мела. Субинтрузивных тел в разрезе скв. 690 нет.

Лобненский разрез. Располагается к западу от с. Кухотская Воля. В скв. 827 снизу вверх наблюдается переслаивание субинтрузивных пород основного состава с субвулканическими телами щелочно-ультраосновного - щелочно-базальтоидного состава. Вулканиты залегают в толще песчаников полесской серии.

- 287,0-252,1 - отложения верхнего рифея, песчаники полесской серии бурого цвета
- 252,1-251,9 - пикритовые габбро-диабазы темно-серые мощностью 0,2 м
- 251,85-251,30 - щелочно-ультраосновная порода (выщелоченный серпентинизированный кимберлит?) светло-желтовато-зеленоватого цвета
- 251,30-237,0 - силт (гл. 245,5 м) темно-серых вязких пикритовых габбро-диабазов (114,3 м). На гл. 249,7 м с ними в контакте бурные пикритовые габбро-диабазы
- 237,0-231,0 - песчаники полесской серии, на контакте - гидрослюдистые
- 231,0-200,0 - отложения венда, волынская серия, горбатовская свита: гравелитистые песчаники с галькой до 1 см в порочнике (гл. 229,0 м)
- 200,0-45,00 - берестовицкая свита: бурные туфы базальтовые, псефитовые; поток базальтов 39,5 м (с включением бурой окисленной лавы)
- 45,0- 0,00 - верхнемеловые, третичные и четвертичные отложения.

Любешовский разрез. Он находится между бассейнами рек Стоход на востоке и Припять на северо-западе и севере. Характеризуется общей приподнятостью кристаллического фундамента. В с. Радовель на правом берегу р. Припять (скв. I4-г) мощность отложений полесской серии 302,0 м, причем силы габбро-диабазов не установлены. Снизу вверх вскрываются (в м):

476,3-72,4 - песчаники полесской серии с прослоями аргиллитов
72,4-0,00- образования верхнего мела и кайнозоя

В большинстве точек вскрываются отложения волынской серии венда. К западу от с. Выдерта происходит наращивание палеозойских отложений, в том числе и силурийских известняков, среди которых залегают палеозойские ортофиры и сладистые ортофирные туффиты возрастом 390 млн. лет.

К северу от г. Любешов на левом берегу р. Припять мощность полесской серии незначительна, так как в структурном отношении она приурочена к Пинской (Полесской) седловине. Субинтрузивных тел нет.

Хотешов-Камень-Каширский разрез. Расположен в бассейне р. Турья (приурочен к приподнятой части кристаллического фундамента). Здесь вскрывается 250 м песчаников полесской серии, среди которых присутствуют пачки карбонатных и две залежи вулканических пород. В скв. 6-сп сил габбро-диабазов сопровождается субвулканическим телом щелочных базальтоидов, которые разделены между собой пачкой песчаников и доломитов верхнего рифея. В с. Мостище снизу вверх прослежены (в м):

519,0-498,0 - гравелитистые кварцевые песчаники полесской серии
498,0-419,8 - бурые аргиллиты, кирпично-красные песчаники
419,8-337,6 - силы темно-серых габбро-диабазов (82,2)
337,6-333,5 - пятнистые песчаники, жила серых с белыми пятнами щелочных базальтоидов мощностью 4,1 м
333,5-331,0 - светло-коричневые доломиты, известняки и кластобрекчия этих же пород с жилой коричнево-бурых фельзитов

Выше напластовываются конгломераты (2 м), гравелиты и песчаники (15,1 м) горбашовской свиты волынской серии венда. В связи с оригинальностью разреза рифейские образования на Хотешов - Камень-Каширском участке Припятского вала предложено выделить в самостоятельную "хотешовскую свиту". Выделение в стратотипической местности новой осадочно-карбонатной толщи с вулканиитами, позволяет с большей долей достоверности определять время проявления щелочного и ультраосновного вулканизма и внедрения эруптивных брахчий на Припятском валу.

Максимальная глубина залегания подошвы полесской серии на

участке - 702,0 м (скв. 5-сп). Ниже, по-видимому, залегают древние кварцевые (со слюдой) породы осадочного чехла.

Ратновский разрез. Приурочен к одноименному горсту, южное крыло которого оборвано субширотным Южно-Припятским разломом. Мощность песчаников без субинтрузивной залежи минимальна (42,1 м). В пачке аркозовых разностей мощность песчаников 19,5 м, а мелкозернистых 22,4. Как отмечали в 1952 г. П.Л.Шульга, а также Г.Х.Дикенштейн, в скв. 310 (за 1947 г.) на глубине 209,2 м выдвигается пачка гравелитов (0,5 м), которая залегают на гнейсах фундамента. Однако в скв. 25, пройденной трестом Киевгеология в 1962 г. в с.Горнижки (к северо-западу от скв. 310), песчаников нет, и белый пясчиль мел туронского яруса верхнего мела залегают (на глубине 162,8 м) непосредственно на коре выветривания биотит-роговообманковых гнейсов. Фундамент разбит на блоки с перепадом глубин до 50,0 м, что было зафиксировано Я.С.Сапуляком методом электроразведки. Н.А.Коряк и О.Г.Яненко выявили здесь узкую аномалию (6x12 км) северо-восточного простирания. По данным бурения А.Е.Бирюлева, в фундаменте не отмечается ни даек, ни обрывков вулканических пород. Известны лишь жилы розовых амплитовидных гранитов, возраст которых по данным Н.А.Савченко, 1050 млн.лет (лаборатория ИГФМ АН УССР).

В юго-восточном крыле горста (скв. 14, инт. 166,4 - 199 м) наблюдается полесская серия песчаников (32,6 м), а слиты габродиабазов отсутствуют. На юго-западном борту полесская серия не вскрыта, однако отмечается (скв. 17, с.Конобель) очень крутое ($\angle 45^\circ$) залегание вулканогенных пород воынской серии венда. Полесская серия погружается на юг, где она обрывается Южно-Припятским глубинным разломом с амплитудой до 1000 м.

Хотиславский разрез. Располагается он к северо-западу от г.Ратно, между Ратновским и Крымненским поднятиями фундамента. Характеризуется полным отсутствием субинтрузивных залежей в рифейских образованиях. В с.Хотислав (скв. 18) снизу вверх обнажаются породы (в м):

- 461,3-408,6 - песчаники кварц-полевошатовые (в инт. 432,3 - 408,6 - на карбонатном цементе, крепкие) кирпично-красные, полесская серия
- 408,6-221,4 - такие же песчаники, перекрытые отложениями мезозоя.

Изотопный возраст детритусового циркона из этой толщи, определенный свинцовым методом (ИГФМ АН УССР), 1600 млн.лет. Выше, в инт. 221,4-211,3 м, - пески глауконитовые верхнего мела. В песке содержится пирит и галька (размером 7x8 см) рудных кварцитов со слюдой.

В промежутке между с.Хотислав (СССР) и г.Влодава (ПНР) в так называемом Домачевском грабене полесские песчаники и рифейские субинтрузивные тела не изучены. К юго-западу от с.Хотислав, в сторону с.Пища, до глубины 247,0 м прослеживаются породы, находящиеся не ниже уровня волынской серии. По данным В.И.Клушина, кристаллический фундамент находится на глубине 515,5 м. В направлении г.Радеж и Домачево (Брестская обл.) вулканогенная толща волынской серии погружается вместе с перекрывающей ее валдайской. По-видимому, вместе с ними погружается и полесская серия. Правда, при прослеживании на север полесская серия (линская свита балорусской серии, по А.С.Махначу) в восточной части Брестской впадины (окв.6-к с.Гирск, район г.Кобрин) мощностью 202,0 м перекрывает фундамент, а в западной - выклинивается, и на кристаллическое основание налегают гравелиты и базальты вильчанской серии венда.

Вижница-Лукувский (Славатычский) разрез. Находится он на западном окончании Припятского вала, к западу от бассейна р.Зап.Буг, в юго-восточной части ПНР. Аналогами полесской серии (66,6 м) является разнозернистые песчаники, вскрытые на глубине 1811,1 м окв. ИГ-1 (с.Каплоносы); тут они залегают на кристаллическом основании, а перекрываются 372-метровой пачкой эффузивных пород венда. Если полесская и волынская серии размыты, то на фундамент (с.Лукув) прямо ложатся осадки карбона. К северу от Славатычского горста в Подляской впадине (западное продолжение Брестской впадины) полесская серия не установлена. В разрезе Мельник фундамент находится на глубине 1611,0 м, причем перекрыт он конийскими диабазами, а еще выше - эффузивами волынской серии венда. Образований верхнего рифея нет и в Надбужской впадине, расположенной вдоль границы ПНР и СССР, при этом неизвестно отлагались они там или нет, так как в 1964 г. Е.Зноско отметил, что эта структура с юга и севера ограничена субширотными девонско-карбонными разломами. Несмотря на то что в большинстве случаев на Вижница-Лукувском поднятии аналогов полесской серии с вулканитами нет, Т.Немчицка в 1962 г. писала, что они здесь были, однако в результате поднятия территории в пре породы рифея оказались полностью смыты, о чем свидетельствуют обломки древних рифейских (эокембрийских) песчаников в осадках догтера.

Интересно было бы проследить распространение полесского комплекса с субинтрузивными телами в латеральном направлении, за пределами западного окончания Припятского вала. К сожалению, для этого имеется слишком мало данных. Так, только в юго-восточ-

ной части Польши есть одна уникальная скв. Лопенник ИГ-1, пройденная на погруженных склонах Вижниця-Лукувского поднятия и вскрытая на глубине 5567,5 м платформенные базальты волинской серии венда. Ниже - разрез не пройден бурением. Таким образом, пока остается загадочным положение полесской серии, однако не исключается ее продолжения к Свентокшинским горам, а затем фашвального замещения ее метаморфическими образованиями рифея Польского Предкарпатья. К последним, по мнению Н.П.Семеновко и С.Седлецкого, относятся метаморфизованные аспидные сланцы и вулканиты в районах гг.Краков, Ржешотар, Нечайны. Для них установлен рифейский возраст (500 - 800 млн.лет). Согласно структурным построениям, выполненным И.И.Чебаненко в 1972 г., рифейские и древнпалеозойские серии Келецко-Сандомирского края закономерно продолжаютя в восточном направлении, вначале глубоко погружаясь, а затем вновь поднимаясь в пределах Львовского палеозойского прогиба.

За пределами южного крыла Припятского вала на территории рифейского Предгалицийского прогиба (или же наложенного Львовского палеозойского прогиба) полесская серия имеет полный разрез, что позволило В.А.Котыку и др. выделить в ее составе три свиты: луцкую, гороховскую, бродовскую и отнести субинтрузивные залежи габбро-диабазов к кровле луцкой. При этом предполагается, что юнее г.Перемышляны полесская серия не распространялась. Кровля полесской серии в с.Овадно залегает на 1000 м ниже, чем на Припятском валу. Еще юнее, в гг. Владимир-Волинский, Горохов, Берестечко, Новый Витков, эта разница достигает 3000 - 4000 м.

Овадновский разрез. Он располагается в пределах так называемого Буцки-Ковельского поднятия фундамента меридионального направления, ограниченного на севере Южно-Припятским широтным глубинным разломом. Скв. Овадно-1, расположенной в 16 км на северо-запад от г.Владимир-Волинский, пройдены (в м):

- 2067,0 -2017,0 - породы кристаллического фундамента
- 2017,0 -1512,0 - нижняя пачка песчаников полесской серии
- 1512,0 -1384,0 - силл габбро-диабазов (нижняя залежь, 128,0 м)
- 1384,0 -1358,0 - песчаники, аргиллиты (26 м) полесской серии
- 1358,0 -1337,0 - поздний силл субвулканических пород (верхняя залежь, 21 м)
- 1337,0 -1175,0 - песчаники, аргиллиты (162,0 м) полесской серии
- 1175,0 -1146,0 - венд, гравелиты, песчаники (29,0 м) горбашовской свиты
- 1146,0 - 676,00 - венд, берестовецкая свита волинской серии, базальты
- 676,00- 0,00 - песчаники, алевролиты венда (валдай) и отложения фанерозоя.

В разрезе Радовичи-2, смежном с Овадновским, вскрываются (в м):
 1291,0 - кристаллический фундамент, ортогнейсы серые

- 1291,0 - 1087,8 - песчаники полесской серии (203,2 м)
 1087,8 - 1050,8 - субинтрузивная залежь траптов (37,0 м)
 1050,8 - 861,40 - песчаники кирпично-красные полесской серии
 (189,4 м)
 861,4 - 639,6 - габбро-диабазы (верхняя залежь) мощностью
 221,8 м
 639,6 - 546,8 - песчаники полесской серии (93,2 м), выше - отло-
 жения венда, фанерозоя.

Овадно-Радовичский участок совпадает с Ковельским валообраз-
 ным поднятием (Турийским валом) меридионального простирания, вы-
 деленного в 1964 г. А.В.Хижняковым в структуре кристаллического
 фундамента. По данным сейсмических исследований в 1970 г. А.В.Че-
 кунова и др. и в 1966 г. М.С.Яриша и др., методом КМПВ, а также
 параметрического бурения (В.Д.Скордули, С.П.Витрик, В.А.Котык,
 И.И.Кык, В.М.Марковский, С.А.Маковский, В.В.Кузовенко, Н.И.Пар-
 хомец и др.) удалось определить степень погружения восточного
 крыла вала на 500 - 600 м к востоку (по отношению к изогипсе -
 1500 м Овадновского и - 1400 м Буцинского максимумов), т.е. до
 глубин 2000 - 2200 м. Это смещение связывается с северным оконча-
 нием субмеридионального Радеховско-Рогатинского глубинного разло-
 ма. Наоборот, к западу от Ковельского (Буцин-Овадновского) подня-
 тия располагается Щацко-Любомльская зона понижения фундамента
 (по М.С.Яришу, 1972) или Любомль-Брестская (Тераспольская) прираз-
 ломная зона (по Н.А.Савченко, 1970) с глубиной залегания фундамен-
 та около 2000 м. Так, скв. 2944 в с. Бережпы (к западу от г.Лю-
 бомль Волынской обл.) в забое (1038,0 - 1210,0 м) вскрыла лишь
 эффузивно-туфогенную толщу волынской серии венда. Что же касает-
 ся нижезалегающих песчаников полесской серии, то они (если вообще
 они здесь есть) могут быть встречены на глубинах свыше 1500 м.

С указанной приразломной зоной сопряжен Домачевский грабен
 Припятского вала. По аэромагнитным данным А.В.Тесленко, В.В.Не-
 чаева и др., вдоль западного крыла Ковельского поднятия так назы-
 ваемый Поступельский разлом субмеридионального направления (на
 севере) заходит на территорию Припятского вала, между Хоташовским
 и Ратновским горстами. С зоной этого разлома совпадает Поступель-
 ский грабен, в пределах которого располагается Бродовская, Ратн-
 шанская и Сирченская тектоно-вулканические депрессии, или воронки
 взрыва. Таким образом, зона сочленения субмеридионального Буцин-
 Овадновского и субширотного Припятского валов представляет собой
 сложный тектонический узел, геологическое формирование которого
 сопровождалось специфическими условиями развития магматизма и ме-
 таллогении.

Владимир-Волынский разрез. Он совпадает с зоной одноименного разлома и характеризуется разновозрастностью вулканических тел, а также наличием в нижней части полесской серии экзотической глыбы гранитоидов; геологическая интерпретация этой глыбы остается пока неоднозначной. Мощность песчаников полесской серии 800,0 м, из них 190,0 м приходится на вулканические породы. В окв. I снизу вверх прослежены (в м):

- 3977,0-3915,0 - кварц-биотитовые гнейсы фундамента
- 3915,0-3520,0 - рифейские песчаники с прослоями гранитов (гл. 3587 м) и флишодных алевро-песчаников фиолетового цвета. В интервале 3646,1-3641,4 м среди полесских песчаников залегает биотитовый светло-розовый гранит; контактового воздействия на толщу он не оказывает. По данным Н.И.Пархомец, это гранитный валун размером IxI м; по данным Н.А.Савченко - тектонический клин пород фундамента (гл. 3642,1 м)
- 3520,0-3468,9 - габбро-диабазы темно-серые (5I,1 м) с пироксеном
- 3468,9-3439,5 - песчаники кварцевые светло-серые; керн неполный
- 3439,5-3379,1 - габбро-диабазы пикритовые, темно-серые; керн не поднят
- 3379,1-3376,1 - рифейские песчаники кварцевые, светло-коричневые
- 3376,1-3374,7 - габбро-диабазы темно-серые (с плагиоклазом размером 0,4x0,8 см)
- 3374,7-3110,0 - рифейские песчаники кирпично-красные; на глубинах 3374,5 и 3372,4 м - бурые туффпесчаники (аналог пород участка Хотешов)
- 3110,0-3070,0 - отложения венда; горбашовская свита; в инт. 3070,0 3057,8 м нет керна
- 3070,0-2979,0 - серые щелочные базальтоиды (79,8 м)
- 2979,0-2772,0 - бурые туфы щелочных базальтоидов с пемзой (206,0 м)
- 2772,0-2664,0 - слюдистые алевро-песчаники, валдайская серия
- 2664,0 и выше - отложения палеозоя, перекрытые образованиями мезокайнозоя

Литовехский разрез. Он расположен к юго-западу от г.Владимир-Волынский, где под километровой толщей фанерозоя снизу вверх вскрываются (в м);

- 4164,2-4062,2 - песчаники, аргиллиты, полесская серия
- 4062,2-4058,0 - силлы габбро-диабазов мощностью 46,0 м
- 4058,0-4011,5 - песчаники, висячем боку силлы частично измененные
- 4011,5-3615,4 - отложения венда, волынская серия: песчаники горбашовской свиты, траппы эффузивные волынской серии (базальты пересекаются кладами щелочных базальтоидов на гл. 3850,0; 3820,0; 3816,5; 3770,0 м)
- 3615,4-3554,3 - валдайская серия, алевро-песчаники; выше - отложения фанерозоя

Гороховский разрез. Находится он к восток - юго-востоку от с.Литовех, в прогнутой части рифейского Предгаллицийского прогиба (Львовская впадина):

- 3477,0-3450,0 - гранитоиды фундамента (возраст 1393 млн.лет, по Г.Х.Челдземову)
- 3450,0-2997,0 - отложения рифей, кирпично-красные песчаники полесской серии
- 2997,0-2980,0 - габбро-диабазы (710 млн.лет, по Л.Г.Бернадской, и 1041 млн.лет, по Г.Х.Челдземову, О.В.Цьонь)
- 2980,0-2963,0 - коричневые алевро-песчаники ("хотешовского" типа)
- 2963,0-2951,0 - габбро-диабазы (760 млн.лет, по Л.Г.Ткачуку, и 1061 млн.лет, по Г.Х.Челдземову и О.В.Цьонь)
- 2951,0-2676,0 - рифей, песчаники (возраст полевого штата 770 млн.лет, по Н.А.Савченко и Б.Б.Зайдис), гл. 2827,0 м
- 2676,0-2272,7 - отложения венда: песчаники горбашовской и эффузивы (базальты и их туфы) берестовейской свит, последние пересекаются субвулканическими дайками и жилами щелочных базальтоидов возрастом 220 млн.лет
- 2272,0-2066,8 - артылиты, алевролиты валдайской серии, выше - отложения фанероза.

Берестечковский разрез. Он расположен к юго-востоку от г.Горохов (в м):

- 3100,0-3098,0 - серые гранито-гнейсы фундамента
- 3098,0-2290,0 - граниты? аллитонные (древние кварцит-песчаники)
- 2290,0-2654,0 - песчаники и гравелиты (внизу) полесской серии
- 2654,0-2653,9 - габбро-диабаз (5 см с гл. 2654,0 м)
- 2653,9-2488,0 - песчаники, на гл. 2601,2 м - туфопесчаник, полесская серия
- 2488,0-2480,0 - габбро-диабазы, в зальбандах рассланцованные
- 2480,0-2267,0 - полесская серия: коричнево-красные и серые песчаники; на гл. 2475,0 м - плотная слабо метаморфизованная осадочная порода "хотешовского" типа; на гл. 2278,0 м - песчаники туфогенные (?)
- 2267,0-1820,0 - венд, волынская серия (по каротажу): базальты щелочные располагаются в инт. 2229,0-2075,0 м; их пересекает (?) в инт. 2075,0-2053,7 м пикритовые порфириты и меймечиты; выше - базальтоиды
- 1820,0-1568,0 - слюдистые алевро-песчаники валдайской серии, выше - отложения фанероза с залежью эпидейрититов в аспидных сланцах силура

Луцкий разрез. Находится на резком изгибе изогипсом 2000 м по поверхности фундамента западного склона Ущ:

- 2441,8-2404,0 - темно-серые граниты фундамента
- 2404,0-1932,0 - отложения верхнего рифей, кирпично-красные песчаники (872,0 м)
- 1932,0-1922,0 - свит габбро-диабазов (по каротажу)
- 1922,0-1532,0 - песчаники бурые, пятнистые полесской серии
- 1532,0-1185,0 - отложения венда, песчаники (по каротажу) и базальты волынской серии
- 1185,0-960,0 - валдайская серия (по каротажу), выше - отложения фанероза с залежью ортофириновых тел в известняках верхнего силура

Пелчанский разрез. Расположен он к юго-востоку от г.Луцк; в нем вскрыты (в м):

- 2145,0-2074,0 - кристаллические сланцы, инъецированные гранитами
- 2074,0-1591,1 - песчаники полесской серии (625 м), на гл.1660,0 м -

алевро-песчаники "хотешовского" типа бурше с фиолетовым оттенком

- 1591,1-1546,5 - силл, обломки трапшов подняты с гл. 1591,0 и 1546,0 м
1546,5-1449,0 - песчаники полесской серии
1449,0-1157,0 - отложения венда, волынская серия, горбашовская (песчаники ?) и берестовецкая (базальты и их туфы; на гл. 1202,0 м - щелочные базальтоиды) свиты,
1157,0- 950,0 - валдайская серия, выше - отложения фанерозоя

Нововитковский разрез. Расположен он к западу от скв. Берестечко. Снизу вверх вскрываются (в м):

- 4042,0-3978,0 - бурше и серые песчаники полесской серии; в инт. 3993,8-3962,2 м керн не поднят; силл не установлен. По Н.В.Веретенникову, бурше осадочные породы - это тиллиты, аналоги вильчанской серии Белоруссии
3978,0-3546,0 - отложения венда, волынская серия: песчаники горбашовской и базальты с туфами берестовецкой свит
3546,0-3378,0 - песчаники валдайской серии, выше - отложения фанерозоя

Бродовский разрез. Он находится на широте г. Львов к востоку от скв. Нововитков-1; в нем снизу вверх вскрываются (в м):

- 2574,0-2560,0 - отложения верхнего рифея, песчаники грубо- и мелкозернистые (гороховская и бродовская свиты, по В.А.Котыку и др.); трапшов нет
2660,0-2218,0 - отложения венда, волынская серия: песчаники горбашовской и базальты с туфами берестовецкой свит; на гл. 2230,2 м - серый щелочной базальтоид
2218,0-2018,0 - слюдистые алевролиты и туфопесчаники валдайской серии

Кременецкий разрез. Расположен на западном склоне Ущ. В нем снизу вверх вскрываются (в м):

- 1360,2-1323,4 - биотитовые сланцы и мигматиты фундамента
1323,4-1046,2 - песчаники полесской серии; данных о положении силла габбро-диабазов нет (из инт. 1077,4 - 1049,9 м керн не поднят)
1046,2- 872,00- волынская серия: песчаники горбашовской и аффуэвы (базальты и их туфы) берестовецкой свит
872,00-585,00- алевролиты и песчаники валдайской серии, выше - отложения фанерозоя

Заложский разрез. Располагается он на западном склоне Ущ и снизу вверх в нем вскрываются (в м):

- 1858,0-1675,5 - биотитовые сланцы и граниты фундамента
1675,5-1660,0 - обломки песчаников (?) полесской серии
1660,0-1493,2 - отложения венда, песчаники, базальты, туфолава волынской серии
1493,2-1344,0 - алевролиты валдайской серии, выше - отложения фанерозоя

К северу от Припятского вала (на территории Белорусии) широко распространена полесская серия, в которой, по данным А.С.Махна-

ча и др. [44], субинтрузивных залежей нет. В пределах левобережной части бассейна р. Припять отмечаются несколько стратотипов разрезов.

Пинский разрез верхнедокембрийских образований. Прослеживается он на Полесской (Пинской) седловине; в г. Пинск в нем обнаруживаются (снизу вверх, в м):

- 457,3 - гранодиориты кристаллического фундамента, абсолютный возраст 1600-1700 млн. лет /50/
- 457,3-391,0 - белорусская (полесская) серия, пинская свита: песчаники
- 391,0-158,0 - алевролиты и песчаники гравийные (в подошве пачки)
- 158,0- 81,00- песчаники крупнозернистые и алевролиты

Субинтрузивные тела не обнаружены. В с. Плотница (к северу от г. Пинск) на песчаниках пинской свиты залегают туфы венда.

Аналогичные образования белорусской серии прослежены в разрезах Иваново, Козики, Озерница и др. В селах Мотале и Достоево выше песчаников пинской свиты залегают слои гравия (3-4 см) из окатанной гальки кварца. В скв. Лучки в песчаниках (инт. 539,15 - 127,65 м) находятся обломки кварцевых порфиров, поступавших за счет разрушения интрузии в фундаменте. В Белоруссии установлены доломиты (30 - 80 м), которые отнесены к лапчской свите верхнего рифея.

Старобинский разрез. Приурочен он к северо-западному опущенному блоку Припятской впадины. Снизу вверх в скв. Старобин-1Р вскрываются (в м):

- 1658,7 - кристаллический фундамент Припятской впадины
 - 1658,7-1346,0 - отложения рифея, песчаники
 - 1346,0-1326,0 - тиллиты вильчанской серии
 - 1326,0-1195,0 - волынская серия: гравелиты горбашовской и туффи-ты ратайчицкой свит (гл. 950,0 м)
 - 950,0- 0,00 - отложения палеозоя (среднего девона), мезо-кайнозоя
- Субинтрузивные тела в песчаниках рифея не встречены.

Оршанский разрез. В скв. Орша-2 снизу вверх вскрыты (в м):

- 1417,5-1410,0 - древняя кора выветривания (2,1 м) на фундаменте
- 1410,0-1375,5 - песчаная толща с щебеночной брекчией и гравелитами
- 1375,5- 757,00- белорусская (полесская) серия. В.Я. Бессонова выделяет руднянскую свиту песчаников и алевролитов и оршанскую свиту гравелитов и песчаников, а А.С. Махнач о соавторами (1976 г.) рассматривают рогачевскую серию как базальный горизонт пинской свиты
- 757,0- 572,0 - венд, тиллиты вильчанской и туффи-ты волынской серии
- 572,0- 538,0 - алевро-песчаники валдайской серии, выше - отложения фанерозоя. Субинтрузивных тел нет. Однако Е.П. Брунс (1957 г.) сообщила о находке обломка вулканита в песчаниках белорусской серии г. Орша

Руднянский разрез. В нем наиболее полно вскрыты рифейские отложения в западной части Восточно-Европейской платформы (скв. Рудня-опорная в Смоленской обл. на северо-западном окончании Оршанской впадины и переходе последней в юго-западное крыло Московской синеклизы). Снизу вверх вскрываются (в м):

- 1883,5-1862,0 - амфиболиты кристаллического фундамента
1862,0-1842,0 - гравелиты бурые из слабоокатанных зерен кварца, кафельного полевого шпата. А.С.Махнач и др. В 1976 г. их отнесли к шеровичской серии нижнего рифея
1842,0-1617,0 - кварцит-песчаники розовые, бурые, пятнистые; они похожи на овручские кварциты, однако меньше перекристаллизованы

А.С.Махнач [45] сопоставляет их с кремово-розовыми песчаниками (с обломками кварцевых порфиров), вскрытых в г.Бобруйск. Предполагается, что кварцевые порфиры гг.Бобруйск и Глуск одновременно с нижнеоршаньковской подсвитой эффузивов овручской серии УЦ.

- 1617,0-1607,5 - красно-бурая железная порода на кварц-апатитовом цементе
1607,5- 720,00- белорусская (полесская) серия, песчаники и гравелит-песчаники пинской свиты (303,0 м),верху сменяющиеся красно-бурными с пятнами каолина кварцевыми песчаниками сс.Богушевск, Рудня, г.Орша.

По данным А.С.Махнач, полесская серия Волны по объему соответствует только пинской свите белорусской серии и, таким образом, аналогов оршанской свиты в разрезах Украины может и не быть.

Среди пород шеровичской, белорусской серий и лапичской свиты рифея в с. Рудня вулканыты не обнаружены. Возможно, они отсутствуют вследствие того, что в момент формирования Оршанского прогиба разломы северо-восточного простирания были закрыты, и поэтому поступление основной магмы было затруднено.

Документация разреза Рудня-опорная проведена Н.А.Савченко в г.Минске по керну, представленному В.И.Шкуратовым.

Каплоносский разрез. Он расположен на западном окончании Припятского вала к западу от г.Ратно. В структурном отношении (по данным К.Лендзен, Е.Зноско и др.) на территории ПНР приурочен к южному борту Славатычского горста. В скв. Каплоносы-ИГ снизу вверх залегают (в м):

- 1890,0-1877,1 - гранитоиды и амфиболиты фундамента
1877,1-1811,1 - отложения рифея, песчаники полесской серии; сллы субинтрузивных тел не установлены
1811,1-1117,0 - отложения венда, эффузивы славатычской и аргилииты валдайской серий

Еще выше залегают осадки среднего и верхнего палеозоя, включающие вулканические образования, что свидетельствует о происшедшей здесь тектоно-магматической активизации. Каплонсы - единственный разрез на Вижница-Лукувском (Славатичском) поднятии западного окончания Припятского вала, вскрывший отложения полесской серии верхнего рифея. В других точках (г.г. Вижница, Лукув, Радзынь) на кристаллический фундамент наслаиваются отложения венда и палеозоя. От наиболее высокого положения в г.Вижница поверхность фундамента понижается на север в Подляскую впадину (1746,0 м в г.Мельник), на юго-запад (1669,0 м в г.Радзынь), юг (1877,0 м в г.Каплонсах) и еще южнее - в районе г.Красныстав, (по-видимому, не менее 6-7 км).

Анализ фактического геологического материала показывает, что верхнерифейские отложения полесской серии распространены на довольно обширной территории: от западной кромки Ущ (г.г.Слаута, Сарны) до левобережной части бассейна р.Зап.Буг на западе; от широты г.г.Кременец и Перемышляны на юге и до бассейна р.Припять на севере и далее на территории Белоруссии и РСФСР вплоть до северного окончания Восточно-Европейской платформы. К югу от г.Перемышляны образования полесской серии, по мнению В.А.Котыка, выклиниваются, а на Подолии присутствие их в разрезах проблематично. Следы вулканизма этого времени могли сохраниться в виде нектвов в фундаменте Ущ в междуречье Дж.Буг (верхове) - Днестр.

ВЕНДСКИЕ ОБРАЗОВАНИЯ¹

Вендские осадочно-терригенные и осадочно-вулканогенные образования (в объеме вильчанской, волынской и валдайской серий) широко распространены на юго-западной окраине Восточно-Европейской платформы (Молдавское и Украинское Преднепровье, юго-западный склон Ущ - в пределах Подолии, западный склон - в пределах Волыни, рифейский Предгалльский прогиб, Припятский вал, Славатичский горст, Припятская, Брестская и Подлясская впадины). В пределах Припятской геохимической провинции на Украине выделяются две серии: волынская и валдайская, а в Белоруссии - к вильчанская.

Вендские вулканогенные образования здесь не составляют сплош-

¹ Исчерпывающие данные по стратиграфии осадочных вендских образований см. в монографии В.А.Великанова, Е.А.Асеевой и М.А.Федонкина "Венд Украины" (Киев: Наукова думка, 1983)

ного базальтового покрова (как, например, в Тунгусской синеклизе на Сибирской платформе, в Индостане, Карру), а развиты на изолированных участках. Тем не менее вдоль западного склона Ущ (в пределах Ровенской обл.) отражается главное (директивное) северо-западное направление в развитии эффузивно-пирокластической толщи волинской серии, что объясняется приуроченностью этой полосы к Изяслав-Ровно-Рафаловка-Перекалье-Любешовскому глубинному разлому того же направления. Об этом писали в 1924, 1933 гг. Ст.Малковский, в 1939 г. - Я.Самсонович, в 1952 г. П.Л.Шульга, в 1964 г. В.И.Клушин, в 1950 г. В.С.Перельштейн, 1955 г. Н.Е.Стрелкова и Г.П.Шраменко, в 1956 г. О.В.Крашенинникова, в 1957 г. Е.П.Брунс, в 1959, 1962 г. З.Г.Ушакова, в 1964 г. Н.П.Семененко, в 1958 г. Л.Г.Бернадская, в 1959 г. В.Г.Бондарчук, в 1958 г. А.С.Махнач, в 1960 г. Е.К.Лазаренко и др., в 1964 г. А.Е.Бирдлев, В.С.Анисимов, Г.А.Уженков, в 1966, 1969 гг. Н.А.Савченко и многие другие. На схемах Б.Я.Воловник, К.Э.Якобсона за 1972 и 1981 гг., Б.И.Власова за 1971 г. и В.С.Зайка-Новацкого за 1972 г. преобладающим направлением размещения верхнедокембрийских пород (включая эффузивную толщу) считается северо-восточное, связанное с поперечным Оршанско-Волинским прогибом (аалакогеном).

Ниже приводится описание геологических условий залегания вулканогенных пород по таким участкам: 1) Каменка - Городок-Подволочиск, 2) Изяслав - Берестовец - Рафаловка - Перекалье, 3) Любешов - Малорита (Бродятин) - Конобель (Ратно) - Хотешов - Камень-Каширский, 4) Любомль - Медное - Брест, 5) Берестечко - Горохов - Луцк, 6) Серхов - Перекалье, 7) Лукув - Мельник - Вижица. Это в общем плане совпадает со структурными элементами региона и его тектоническими единицами. Вулканогенная толща волинской серии известна также в среднем течении бассейна р.Припять (район г.Сталин), однако ее структурное положение остается пока не выясненным, поскольку нет надежных данных для отнесения ее к северному склону Ущ, либо к Припятскому прогибу (грабену).

В различных тектонических зонах мощность трапхов и секущих их щелочно-ультрасосновых - щелочно-базальтоидных пород (включая кимберлитоподобные породы и эруптивные брекчии) различна. Установлена также различная степень оруденения и вторичных метасоматических изменений.

Траппы юго-западного, западного и северо-западного склонов Ущ. На склонах Ущ (Винницкая, Хмельницкая, Тернопольская и Ровенская обл.) развиты породы как трапповой (эффузивной и субинтрузив-

ной) формации, так и щелочно-ультрасосновой - щелочно-базальтоидной. В составе траптовой формации выделяются эффузивная и субинтрузивная фации.

По геологическим условиям залегания породы эффузивной фации (базальты и их туфы) образуют изолированные пласты и потоки или протягиваются в виде полосы северо-западного простирания, а дайки и силлы субинтрузивных пород (долерит-базальты), вероятно, пересекают толщу в узлах сопряжения разновозрастных разломов. Эта полоса располагается в волынской части западного склона Ущ, т.е. с северной стороны субширотной Шепетовско-Староконстантиновско-Збаражской зоны глубинных разломов древнего заложения; причем к югу от нее трапты известны только на отдельных изолированных участках.

Условия залегания пород эффузивной фации. Базальты и их туфы прослеживаются сначала узкой полосой (1 - 3 км) вдоль погруженной части западного склона Ущ по линии Изяслав - Тучин - Берестовец - Ст.Чарторийск - Рафаловка - Перекалье - Любешов (ширина 5 - 10 и более км) и далее на Пляскую седловину (ближе к Бресткой впадине) в Белоруссии. Их почти повсеместно подстилают гравелиты и песчаники горбашовской свиты. Площадь их развития составляет свыше 7800 км². На юго-западном склоне Ущ трапты отмечаются на участках Подволочиск, Городок, Гусятин, Бучач, а еще южнее - в с.Каменка и Сороки. К северо-западному склону Ущ приурочен только один участок - Сталинский (в Белоруссии). Как уже отмечалось, здесь развиты туфы базальтовые.

В составе пород эффузивной фации выделяются два горизонта: туфогенный и эффузивный. Геологическое положение туфогенного горизонта различное. В одних случаях он подстилает эффузивы и перемежается с траптами, в других - перекрывает их. Не исключено, что туфы разновозрастны. Наблюдаются колебания как в мощности горизонтов, так и в глубинах их залегания (от 1 - 5 до 50 - 100 и 500 м). В пределах погруженной части склона Ущ и перехода его в Предгалицкий прогиб эти глубины измеряются тысячами метров, однако их мощность сохраняется и колеблется незначительно: десятка, первые сотни метров. Максимальная мощность (0,5 км) вулканогенной толщи отмечена в с.Конобаль (г.Ратно). Следует заметить, что этот участок уже относится к южному борту Припятского вала. На различных участках западного склона Ущ одновременно присутствуют либо туфогенный и эффузивный горизонты, либо только один из них.

На юго-западном склоне Ущ ("Стратиграфия УРСР. Рифей - Венд", 1971) вулканогенные породы вскрываются в селах Каменка, Бронница

(скв. 504), Голошница (скв. 86, 96, 97), Сороки (скв. 55, 69), Михайловка (скв. I259I, I2592). По данным П.Л. Букатчука за 1965 г. в Молдавском Приднестровье разновозрастные эффузивы образуют дугообразную полосу шириной 4 - 7 км и длиной 100 км от с. Бронница Винницкой обл. до с. Флора Одесской обл. на юго-востоке. В с. Каменка Т.Ф. Евсеев впервые под гравелитами могилевской свиты (сери) вскрыл туфы базальтовые (II,0 м), ниже которых (до забоя) залегают диабазы (I2,0 м). В скв. 96 с. Голошница пройдены (в м): I29,5-I17,8 - гравелиты (грушкинская свита, по данным В.С. Зайка-Новацкого), залегающие на кристаллическом фундаменте
 I17,8-85,0 - диабазы каменной свиты
 85,0-42,5 - гравелиты и песчаники могилевской свиты

В скв. 504 с. Бронница снизу вверх вскрываются (в м):

240,2 - кристаллический фундамент
 240,2-215,0 - диабазы каменной свиты
 215,0-191,7 - песчаники и алевролиты могилевской свиты

В скв. 55 с. Сороки вскрываются снизу вверх (в м):

304,7 - грушкинская свита (?), гравелиты
 307,7-288,0 - диабазы (мощность 16,7 м), каменная свита
 288,0-238,4 - гравелиты и песчаники могилевской свиты

В скв. 69 г. Сороки (задокументированной нами в 1963 г.) снизу вверх вскрываются (в м):

295,0 - кристаллический фундамент (включая кальцифиры)
 295,0-293,0 - гравелиты и песчаники, залегающие на гранитоидах
 293,0-272,0 - диабазы каменной свиты
 272,0-239,6 - конгломераты, ольчедаевская свита

Около г. Городок в междуречье Збруч - Смотрич (левые притоки р. Днестр) в скв. II674 снизу вверх залегают (по Н.А. Савченко) (в м):

450,0-440,8 - пегматоидные гранитоиды фундамента
 440,8-438,0 - туфы бурные, древние (остаток вулканоплутонической формации), по внешнему виду похожие на мигматиты (гл. 438,9 м). Аналогичные породы есть на Дубровицком участке (СЗ склон УШ)
 438,0-407,8 - гравелиты темно-бурные с крупной галечкой кварца и гранатом (гл. 437,0; 432,5; 420,1 и 418,0 м)
 407,8-382,0 - базальты афанитовые с сульфидами (гл. 395,2 м)
 382,0-377,5 - песчаники с обломками разбивавшихся траппов
 377,5-367,8 - базальты миндалекаменные и туфобрекчия (верхний поток)
 367,8-315,1 - алевро-песчаники слоистые валдайской серии, выше - отложения палеозоя

В скв. II673 г. Гусятин (данные автора) снизу вверх вскрываются (в м):

670,8-648,2 - базальты комковатые волынской серии

648,2-632,0 - гравелиты с примазками рудных, залегают на траппах
632,0-403,4 - алевро-песчаники, гравелиты, выше - отложения палеозоя

В скв. 16944 с. Клинины Тернопольской обл. (данные автора) снизу вверх вскрываются эффузивные траппы и секущие жилы или дайки дацитов (в м):

588,0-586,0 - гнейсы кристаллического фундамента
586,0-510,0 - туфы базальтовые бурые, нижняя пачка
510,0-494,0 - песчаники аркозовые коричнево-серые
494,0-487,0 - базальты, пересекаемые в инт. 492,8-487,6 м дайкой дацита (дөлленита), гл. 487,5 м
487,5 - аргиллиты (с галькой базальтов) валдайской серии

В г. Подволочиск скв. 16947 вскрыт оригинальный разрез.

Здесь А.М. Ханисенко впервые проследил контакт между покровными базальтами волинской серии и субинтрузивной долерит-базальтов. По Н.А. Савченко, в разрезе снизу вверх (в м) залегают:

848,0-807,7 - субинтрузивные долерит-базальты темно-серые (30,3 м)
807,7-805,3 - конгломерат из гальки траппов, кварца (Г - 3, до 8 см)
805,3-732,8 - туфы базальтовые псефитовые, туфолава светло-коричневая
732,8-660,0 - базальты афанитовые, иногда мидалекаменные, темно-серые
660,0-653,0 - гравелиты так называемого ольчедаевского горизонта

На западном склоне Ущ в бассейне р. Горынь в окрестностях г. Изяслав в скв. 86 под зеленовато-серыми аргиллитами снизу вверх вскрываются (в м):

134,2- 97,7 - туффиты псаммитовые
97,7- 39,6 - трахитовые туффиты пелитовые
36,6- 39,1 - галька эффузивных пород, алевро-песчаники

Там же в верховьях р. Горынь в скв. 122 (с. Острог) снизу вверх (м) по данным О.В. Крашенинниковой (за 1956 г.) отмечаются:

175,1-138,9 - туфопесчаники с галькой трахитов волинской серии
138,9- 23,00- аргиллиты и песчаники с пиритом валдайской серии

В связи со сложной тектоникой района с. Острог разрез скв. 122 не увязан с расположенными в окрестностях в 5 - 10 км к западу древними песчаниками с гранатом и алмазом из-за редкой сети буровых скважин (Межиричь - Стойло, Разваж, Новомалин и др.).

Эффузивы Горыньградского участка (в среднем течении бассейна р. Горынь) представлены светло-серыми трахидолеритами и бурными туфами (скв. 76, г. Горыньград-Второй):

172,0-157,0 - светло-серые трахидолериты с гнездами опала и алунита
157,0-153,0 - трахидолерит возрастом 290 млн. лет
153,0-129,0 - песчаники и алевролиты валдайской серии.

В скв. 52 в Горныграде—Втором под мергелями киевского яруса и песчани мелом туронского в инт. 75,0 - 80,0 м трестом Львовнефтегазразведка МГ СССР вскрыта голубовато—серая глина (возможно, образовавшаяся по вулканической щелочно—ультраосновной породе).

На Тучинском участке в с.Скоморохи Ровенской обл. развиты только туфы. Мощность туфогенного горизонта в скв. I и 2 с.Микулин 34,0 и 65,0 м. Он перекрыт четвертичными суглинками и сеноманскими породами. Туфогенные образования подстилаются гравелитами горбачовской свиты. Аналогичные условия залегания в разрезах скважин сел Белая Криница, Котов, Дроздов, Дмитриевка, Бабин, Бугрин; максимальная мощность туфов II4,0 м в скв. 3 (с.Гысвинка), а самое близкое их залегание к дневной поверхности в скв. II с. Речица (9,0 м), скв. 25 и 36 сел Дроздов и Дорогобуж (10,0 м), а также в скв.29 г.Бабин (33,0 м).К западу от этого участка в связи с погружением западного склона Ущ увеличиваются и глубины залегания туфогенного горизонта: 191,1 м в г.Ровно и 127,0 в с.Скоморохи. Еще западнее, в с.Городище на глубине 181,0 м уже встречаются осадочные образования гдовского горизонта валдайской серии. В районе г.Александрия эффузивы вскрывались на глубине 47,0 м, а в с.Савичи - на глубине 155,0. На участке Костополь эффузивы известны в карьерах Берестовец и Янова Долина, где их впервые в 1862 г. исследовал и описал А.К.Тшешцкий, в 1867 г. - В.Блюмель и в 1887 г. - А.П.Карпинский. Долерит—базальты ("столбы") карьеров Берестовец и Янова Долина, безусловно, относятся к субинтрузивной фации. В их кровле сохранились остатки потоков светло-серых базальтов с шаровой отдельностью и карбонатными пленками.

В скв. II3 с. Берестовец вскрыты отложения волынской серии (снизу вверх, в м):

172,8- 13,1 - туфы пелитовые и псаммитовые (забой)
13,10- 4,00- базальты, выше - современные отложения

В бассейне р.Стырь (при переходе погруженного западного склона Ущ к Стырокому грабену, с которым совпадает зона сочленения склона щита с Припятским валом в Стырь—Стоходском междуречье) наблюдается частая перемежаемость лавового и туфогенного материала. Проявляется брекчированность траппов. Кроме того, присутствуют жилы щелочно—ультраосновных - щелочно—базальтоидных пород.

В скв. 54 Старый Чарторийск снизу вверх вскрываются (в м):

284,4-249,3 - туфобрекчия и туфы базальтовые
249,3-220,0 - базальт черного и коричневого цвета
220,0-217,3 - туфы и туфобрекчия базальтовые, пересекаемые (?)

двумя жилками черных базальтов мелкозернистых
(0,10 м)

- 217,3-197,3 - базальт черный
- 197,3-197,0 - туф базальтовый бурый
- 197,0-185,0 - базальт миנדалекаменный черный
- 185,0-184,5 - туф базальтовый аргиллитовый
- 184,5-164,0 - базальт афанитовый черный
- 164,0-157,1 - туф базальтовый псаммитовый, зеленоватого оттенка
- 157,1-157,0 - долерит-базальт черный
- 157,0-156,5 - секущая жила серого щелочного базальтоида (гл. 156,0 м) с 15 % фельдшпатовцов
- 156,5-156,0 - туф базальтовый псаммитовый, зеленоватого оттенка
- 156,0-146,0 - брекчия вулканическая
- 146,0-139,8 - туф базальтовый палитовый, бурый
- 139,8- 94,0 - базальт черный с цеолитами и лаво-брекчия

В скв. 270 около с. Старый Чарторийск (бассейна р. Стырь) снизу вверх обнаружены (в м):

- 388,9-372,0 - гравелиты горбашовской свиты (залегает на полесской серии)
- 374,0-371,5 - туфопесчаники бурые
- 371,5-370,0 - серые щелочные базальтоиды 1,5 м (гл. 370 м)
- 370,0-242,6 - бурые туфы базальтовые, туффиты (27,4 м)
- 242,6-180,6 - базальты (51,9 м)
- 180,6-178,6 - туфы базальтовые и туфобрекчии (2,0 м)
- 178,6-147,4 - базальты (31,2 м)
- 147,4-137,2 - мандельштейн (с миנדалинами 0,1-1,0 мм) темно-бурый с сиреневым оттенком, брекчированный. Брекчия опесочена светло-серым адунитом или фарфоровидным серпидитом ? (гл. 97,0 м)
- 137,2- 91,1 - базальты берестовецкой свиты волинской серии
В средней части потока по трещинам - выцветы красной самородной меди

Выше кровли трапшов залегает галечные алевропалиты, в которых установлен оцветло-розовый пироп, по-видимому, образованный за счет разрушения и перемыва эруптивных брекчий.

В скв. 134 (Рафаловский участок) под отложениями мезо-кайнозоя вскрыты (в м):

- 235,5-228,6 - песчаники горбашовской свиты (?)
- 228,6-216,7 - щелочные базальтоиды (светло-коричневые лейцитовые тефриты, лейцититы, гл. 218,8 м)
- 216,0-107,0 - темно-серые базальты афанитовые: на гл. 109,5 м - окварцованные, на гл. 159,7 и 178,5 м - серые тефриты
- 107,0-106,0 - трахибазальты, импрегнированные палагонитом
- 106,0- 98,0 - темно-серые базальты афанитовые
- 98,0- 27,7 - серые трахибазальты (гл. 88,7 м), туффиты

В скв. 159 с. Макичи под писчим мелом снизу вверх вскрыты (в м):

- 241,4-161,9 - туфы базальтовые, бурые, псаммитовые, с туффитами (гл. 200 м)
- 161,9- 39,3 - базальты афанитовые темно-серые волинской серии
- 39,3- 31,1 - лава брекчированная.

- Скв. IГ7 на Рафаловском участке снизу вверх пройдены (в м):
- 161,0-159,0 - горбашовская свита (?), песчаники (забой)
 - 159,0-150,0 - щелочные базальтоиды (серые лейцитовые тефриты, лейцититы и прожилки кальцита, гл. 158,0 м)
 - 150,0- 80,60- туфы бурые псаммитовые и пелитовые
 - 80,6- 20,40- базальты, выше - отложения валдайской серии и фа-нерозоя

В скв. I437 юго-западнее с.Колки (правый берег р.Старь) снизу вверх вскрыты (в м):

- 683,0-(забой) - базальты темно-серые, по вертикальной трещине интрузивно прорваны жидкой (5 см) красно-бурых лацитов
- 683,0-681,5 - базальты темно-серые, прорваны под < 85 ° темно-бурыми интрузивными риодацитами. В залябандах видна контактная закалка вмещающих пород в виде осветленной полоски, 0,5 см (гл. 681,7)
- 681,5-676,0 - траппы темно-серые (долерит-базальты с включением 1-2 мм черного анализима?). Они разбиты вертикальными трещинами под > 80 °, выполненными жидкой черной (1 см), кислой, с кварцем породы (риодацит), которая, в свою очередь, пересекается прожилком кварца (гл. 680,0 м). Выше толща траппов - отложения фаерозоя, на гл. 611,0 м - гравелиты

В скв. I438 в районе с.Колки снизу вверх вскрыта вулканогенная толща (забой на гл. 533,0 м), которая во многих интервалах пересекается породами основного, щелочного и кислого составов; есть брекчия:

- 533,0-530,5 - туфы псаммитовые коричнево-бурые; на гл. 530,5 м - серые с коричневым оттенком трахитоидные лейцититы (?), расланцованные по вертикальной (к осц зерна) тектонической зоне, в которую затерты серые щелочно-базальтоидные туфы (тефриты), а на них наложен бурый кварц - глинистый гравелит-песчанистый цемент. Возможно, горбашовской свиты (обр. 2850 - лейцитит)
- 530,0-524,0 - коричнево-бурые и кирпично-красные перекатанные осадочные породы с включением гнезд 1,0х3,0 см риодацитов (?) салатового цвета; на гл. 528,2 м - серые трахитоидные лейцититы с прожилками кальцита по вертикальным трещинам
- 524,0-520,0 - сложнопостроенная осадочно-терригенная брекчия: серые гравелит-песчаники (гл. 520,5 м), песчаники кирпично-красного оттенка с включением окатанного обломка щелочного базальтоида (гл. 520,0 м), а также обломок серого известняка (гл. 520,0 м); песчаники кирпично-красные с включением полускатанных обломков щелочных базальтоидов (возможно, глина верхнерифейских песчаников среди брекчированных пород)
- 520,0-426,0 - туфы бурые и туфо-конгломераты с лепиллами 1,0х1,5 см; туфы, скорее всего, щелочных базальтоидов (а не базальтовне)
- 426,0-424,0 - среди темно-коричневых туфов залегают тела, их форму не удалось определить в керне: жилы, дайки, "отторженцы" белых трахитов (гл. 424,0 м); на глубине 425,7 м - контакт розово-светло-серого лейци-

- того же тефрита с коричнево-бурым окварцованным гра-валит-песчаником горбашовской свиты ?
- 424,0-315,0 - базальты волынской серии афанитовые (гл. 315,0 м), темно-бурые, комковатые (гл. 339,0 м), пересекаются вертикальными жилками (0,5 см) серого кварцевого дацита; на глубине 342,5 м в афанитовых базальтах находится битум (?); покров базальтов пересекается более поздними телами черных с зеленоватым оттенком щелочных базальтоидов (гл. 332,7 м); на глубине 362,5 м - контакт темно-серого и темно-бурого базальта, причем в первом отмечаются включения (0,5x1,0 см) мягкой, черной породы; иногда базальты окварцованы в виде гнезд размером 1,0x1,0 см (гл. 397,7 м)
- 315,0-285,0 - базальты афанитовые темно-серые, насыщенные секущими жилками темно-серых среднезернистых габбро-дацитов мощностью 1,2 - 3,0 см (гл. 287,0 м), темно-серых, мягких, кислых пород (риодацитов) 0,5 - 1,5 см (гл. 286,0 м). На глубине 285,0 м - вертикальный прожилок (0,3 см) темно-серый с синеватым оттенком яшмовидной породы, в осевой части которой наблюдается нитевидный прожилок кварца; верхняя часть потока базальтов нарушена
- 285,0-236,5 - базальты секутся прожилками щелочных габброидов (гл. 284,0 м); на глубине 279,2 м - контакт темно-серой (с кварцем и кластогенными обломками серого опала) основной породы и темно-серого базальта. Вулканист с опаловидным кремнеземом имеет сходство с таким же (скв. I, гл. 3592,1 м, Литовех), вскрытым к югу от Припятского вала
- 284,0-266,0 - темно-зеленые базальты, прорванные также жилками: черного щелочного базальтоида окремненного (гл. 266,5 м) под $\angle 85 - 90^\circ$; мощность прожилка 1,0 см; на глубине 266,0 м - прожилок (0,3 см) светло-зеленой обеленной и окремненной (серпидит ?) породы в мягком, рассыпающемся на щебенку темно-сером базальте под $\angle 45^\circ$ к вертикальной оси керна; на глубине 272,5 м - миндалекаменная эффузивная порода (мандельштейн); контактирующая с базальтами
- 266,0-231,5 - базальты, выше в кнт. 235,5 - 231,5 м - алевриты бурые, перекрытые "синими глинами" нижнего кембрия и мезо-кайнозоя

В южном направлении происходит резкое погружение траппов, что вызвано разломной тектоникой. Так, между г.Колки (на севере) и г.Луцк (на юге) на расстоянии 50 км кровля вулканогенной толщи волынской серии с 231,5 м погружается до 1180,0 в г.Луцк (или до 1157,0 м в с.Палче), т.е. амплитуда вертикального перемещения достигает почти 1 км (950 м), что объясняется прохождением здесь Днино-Припятского разлома широтного простирания.

В нижнем течении р.Горынь (северо-западный склон Ущ) в раз-^арезах вскрыты вулканогенные породы волынской серии, которые непосредственно перекрыты отложениями живецкого яруса среднего девона. Контакт (в плане) разновозрастных образований проходит

между скв. 3Е (девон, гл. 301,0 м) и скв. 45 (волинская серия, гл. 131,0 м) в районе г. Столин в Белоруссии (правобережная часть р. Припять). Такого взаимоотношения эффузивно-пирокластической толщи венда и среднего девона в других местах нигде не наблюдается.

В скв. 53 с. Остров в районе г. Столин мощность отложений волинской серии 153,7 м; снизу вверх здесь вскрываются (в м):
312,7-187,0 - туф базальтовый, псаммитовый, серый волинской серии
187,0-159,0 - туффиты аргиллитовые коричневые
159,0- 58,00- отложения среднего девона, песчаники, гломиты, аргиллиты, выше - отложения мела

Скв. 1509 (на стыке северо-западного склона Ущ и Пинской седловины) пройдены (в м):

230,0-206,6 - отложения рифея; песчаники красно-бурые полесской серии
206,6-108,5 - отложения венда, волинская серия: песчаники и аргиллиты горбашовской и бурые туфы берестовецкой свит, в кровле - туффиты серо-зеленоватые

А.Г.Ролик, проводивший в 1966 г. бурение, не выделял горбашовскую свиту, хотя в инт. 206,6 - 183,0 м - это типичные базальные слои венда.

На большинстве участков северного склона Ущ волинская серия выпадает из разрезов. Это можно проследить в скв. 1508, в которой под киевским ярусом палеогена с глубины 47,0 м пройдено 188,4 м песчаников полесской серии и на глубине 235,4 м встречен кристаллический фундамент. В Томашгородском грабене, расположенном в пределах северо-западной части Ущ, вулканогенные образования волинской серии венда также не встречены, о чем писали Н.А.Савченко, В.Ф.Луныко, В.Ф.Лабунный, С.И.Харьков, Ю.А.Буров в 1976 г. Во множестве других скважин (273, 266, 275, 265, 269, 147, 106, 263, 262, 117, 105, 116, 259, 1503 и 3240), расположенных в непосредственной близости от крутого (75 - 90 °) северного борта Ущ, отложений волинской серии не обнаружено. Нет их и в центральной, наиболее погруженной части Томашгородского грабена (скв. 256, 3233, 3234, 3278). Вулканогенных пород волинской серии нет также в Клесовском грабене.

К югу от Шепетовско-Ст. Конастантиново-Збравского разлома, на запад - юго-западном склоне щита, породы волинской серии вскрыты в с. Бучач (на р.Стрыпа). Здесь они залегают на кристаллическом фундаменте. Скв. Бучач-1 снизу вверх пройдены (в м):

2028,0 - биотитовые граниты фундамента (1180 млн.лет, по данным Н.А.Савченко); отложения полесской серии здесь выпадают из разреза

- 2028,0-2007,4 - отложения венда, волынская серия: конгломераты мелкогалечные темно-серые и бурые с пачками гравелитов (Горбашовская свита)
- 2007,4-1982,0 - базальты (по А.В.Хижнякову и С.П.Витрику, 1964) залегают на 6 м коры выветривания гранитов, берестовицкая свита
- 1982,0-1728,0 - алавро-песчаники (220 м), валдайская серия, выше отложения фанерозоя

В скв. Хмелевка-I в том же районе в междуречье Серет - Стрыпа прослежены (в м):

- 1752,0-1751,0 - граниты биотитовые фундамента (1271 млн.лет, по определению О.В.Цюнь)
- 1751,0-1514,0 - базальты и их туфы, волынская серия; в инт.1588,0 - 1583,0 м - светло-серые щелочные базальтоиды
- 1514,0-1290,0 - валдайская серия (224,0 м), выше - образования кембрия, силура, девона

Скв. Завадовка-I расположена около г.Монастыриска Тернопольской обл., на водоразделе рек Стрыпа и Золотая Липа. Здесь относительно приподнятый кристаллический фундамент западного склона Ущ далеко выдвинут в широтном направлении - до бассейна р.Золотая Липа, а затем глубины его залегания нарастают и около с.Шевченко-во (район г.Долина) скв. Луги-I вскрыто только одних мезо-кайнозойских пород 7000 м.

- 2461,0-2418,0 - серые граниты биотитовые (1584 млн.лет, по определению Г.Х.Чеджемова и О.В.Цюнь). На глубине 2460,0 м в с.Завадовка вскрыты серые кварциты
- 2418,0-2080,0 - венд, верхняя часть валдайской серии (314,0 м)

В скв. 12592 на левом берегу р.Днистр около с.Михайловка Ямпольского района Винницкой обл. (юго-западный склон Ущ) снизу вверх вскрыты (в м):

- 92,0-91,5 - кора выветривания кристаллического фундамента
- 91,5-58,0 - отложения венда; волынская серия, каменная свита: черные диабазы
- 58,0-10,3 - гравелиты, песчаники, аргиллиты, выше - четвертичные отложения

Там же в с.Михайловка в скв. 12591 в 1966 г. Н.А.Савченко обнаружил гарцбургиты. Отложения волынской серии подстилаются (?) темно-серыми гарцбургитами возрастом 1810 млн. лет или содержат их ксенолиты. Из-за отсутствия керна более детальные взаимоотношения установить не удалось.

На продолжении погруженного склона Ущ в пределах Львовской впадины (или древнего Предгалицийского прогиба) эффузивно-осадочные породы волынской серии на Глинянском участке также залегают на кристаллическом фундаменте. В скв. Глиняны-I состав вулканических пород сложный, что наблюдается в разрезе снизу вверх (в м):

- 4385,4-4330,4 - волынская серия (?): пикритовые порфириты (гл. 4382,0 м), в инт. 4330,4 - 4327,0 м - вулканиты афанитового облика, из инт. 4327,0 - 4218,1 м керн не поднят
- 4268,0-4208,0 - серый щелочный базальтоид (гл. 4268 м)
- 4189,5-4183,1 - в контакте со щелочными базальтоидами находятся серые контактно-метаморфизованные песчаники кварцитовидные (образцы с глубин 4189,5 и 4180,8 м). В других разрезах волынской серии контактных воздействий не наблюдалось
- 4183,5-4183,0 - темно-серый долерит-базальт (гл. 4108,8 м)
- 4183,0-3887,0 - валдайская серия: черные аргиллиты асп. дновидные, слабо метаморфизованные (гл. 4108,0 м), до инт. 3777,3-3887,0 м керн не поднят

Не исключено, что вскрытые образования относятся к заключительной фазе валдайского вулканизма; выше - отложения фанерозоя.

К югу от скв. Глиняны-I расположена скв. Перемышляны-I, в разрезе которой в инт. 4209,0 - 4084,5 м вскрываются базальты афанитовые темно-серые (волынская серия), а перекрыты они аргиллитами валдайской серии.

В Любомльском разрезе на правом берегу р. Зап. Буг в скв. 2944 (с. Бережцы Волынской обл.) снизу вверх вскрываются (в м):

- I22I,0-I062,0 - венд, волынская серия: эффузивные породы (долерит-базальты, трахидолериты, туфы, туфолоавы) возрастом 545 и 560 млн. лет (по данным И.С. Усенко, Л.Г. Бернадской, Ф.И. Котловской)
- I062,0- 872,00- валдайская серия, песчаники нагорянской свиты

Высокое положение (433,0 м) поверхности кристаллического фундамента на левом берегу р. Зап. Буг в с. Вижница (ПНР) и, наоборот, глубокое залегание (более 1500 м) - на правом, около г. Любомль (СССР), свидетельствуют о существовании здесь разлома с амплитудой не менее 1000 м (Любомль-Брестский или Тереспольский глубинный разлом, по Н.А. Савченко, 1968).

В скв. Вижница-ИГ в центральной части Вижница-Лукувского поднятия (с. Вижница располагается на одной широте с. Домачево) кристаллический фундамент находится на глубине 433,0 м; перекрыт он вулканогенной толщей волынской (славатичской) серии (кровля последней - на гл. 375 м).

В других разрезах нет целых стратиграфических единиц. Так, в скв. Лукув-ИГ (северо-западный борт поднятия) снизу вверх вскрываются (в м):

- 906,0-811,0 - отложения докембрия: гнейсы амфибол-плагноклаз-облотитовые
- 810,4 - отложения карбона (визе, намор, вестфал); выше - породы перми

Песчаниковая толща рифея и вулканогенные образования венда выпадают из разреза и в скв. Радзынь-ИГ на юго-западном склоне поднятия. Здесь в основании отложений карбона присутствуют вулканы.

В скв. Кустиновская опорная на Брестском участке, расположенном к северу от контакта с Домаческим грабенем Припятского вала, вскрыт представительный разрез верхнего докембрия. Описание его (снизу вверх) приводится по А.С.Махначу [44, 45], А.М.Синичке, Г.В.Зиновенко, В.Я.Бессоновой и др. [4] (в м):

- 1576,0-1567,3 - серые биотитовые граниты фундамента
- 1567,3-1550,0 - керн не поднят (17 м); возможно, здесь развиты песчаники полесской серии или гравелиты горбашовской свиты
- 1550,0-1548,6 - отложения венда, волынская серия: коричневые и серые туффиты витролитокластические, с обломками пород основного состава
- 1548,6-1466,6 - андезит-дацитовые туфы псефитовые; в кнт. 1466,9 - 1466,6 м - пузирчатая базальтовая лава
- 1466,6-1397,5 - базальты и базальтовые порфириты (гл. 1404,4 м)
- 1397,3-1346,3 - зеленовато-серые, частично фиолетовые андезит-дациты
- 1346,3-1340,0 - андезит-дацитовые порфириты перлитовые, выветрелые
- 1340,0-1289,0 - валдайская серия: гравелиты, песчаники, туфо-песчаники

В 1965 г. в д.Райгачицы (скв. К-12), Жабинка (К-3) и Кобрин (К-4) пробурены скважины; впервые в Брестской впадине и во всей Восточно-Европейской платформе в верхнем докембрии были установлены вулканогенные породы среднего состава (А.С.Махнач).

В скв. К-12 эффузивы залегают на фундаменте (снизу вверх, в м):

- 1602,0 - породы кристаллического фундамента
- 1602,0-1564,0 - туффит-туфовая толща, подтолща
- 1564,0-1467,0 - нижняя подтолща основных эффузивных пород и их туфов
- 1467,0-1403,0 - подтолща средних эффузивных пород и их туфов
- 1403,0-1375,0 - верхняя подтолща основных эффузивных пород и их туфов

Эффузивная толща сверху перекрыта гдовским горизонтом валдайской серии.

В скв. Черняны Дивинского района (в структурном отношении расположенном на стыке Брестской впадины и Пинской седловины) под образованиями нижнего кембрия вскрыто 116 м эффузивов (по данным А.С.Махнач, Е.П.Брунс, З.Г.Ушаковой и др.)

- 389,0-273,0 - волынская серия: базальты и их туфы
- 273,0-191,0 - песчаники, известняки палеозоя и мезо-кайнозоя

Вулканогенные образования вскрыты также в других близко расположенных разрезах: Бродятин - на глубине 309,0 м (вскрытая мощность 31,95 м), Хабовичи - на глубине 229,0 м (мощность 61,60 м), Иванцевичи - 161,0 м (мощность 2,0 м).

Следует заметить, что на территории Белоруссии признаки вендского вулканизма отмечаются и в отрицательных структурах. Так, в Припятской впадине непосредственно под отложениями девона в скв. Тычины Старобинского района эффузивная толща (332,7 м) вскрыта на глубине 1327,0 м [43], а в Оршанском прогибе туфогенная пачка (25,1 м) залегает выше тиллитов вильчанской серии [41, с. 14/:

643,8-610,5 - горбашовская свита: глинисто-алеуритовая пачка
610,5-585,4 - туфогенная пачка, выше волынской серии - гдовские
слой валдайской серии венда

Оршанский прогиб через перемычку переходит в Московскую синеклизу, в венде которой активно проявился платформенный вулканизм. По данным [23] и др. в центральной части Московской синеклизы признаки вулканизма волынского времени отмечаются во многих разрезах. Так, в скважине в районе г. Любим в пачке черных аргиллитов с песчаниками и галькой кварца (верхняя часть разреза волынской серии) обнаружены обломки пемзы. И в валдайское время здесь проявлялась вулканическая деятельность. Так, в основании гдовского горизонта отмечены светло-серые разномерные песчаники, выше которых залегают шоколадно-коричневые аргиллиты и алевролиты с прослойками пепловых туфов и монтмориллонитовых глин. Важно подчеркнуть, что здесь в тех же самых структурах проявлялся и позднепалеозойский (девонский) вулканизм, по-видимому, вдоль подновлявшихся разломов в западной части Московской синеклизы. В районе г. Чулдома скважиной вскрыты ряжско-мосоловские породы (песчаники и гравелиты), среди которых обнаружены вулканические образования. Песчаники ряжского горизонта залегают у основания эйфельского яруса среднего девона, и, таким образом, геологический возраст вулканических пород также среднедевонский.

В отличие от юго-западной окраины Восточно-Европейской платформы в северной ее части в конце венда (в валдайское время) проявилась довольно активная вспышка наземного вулканизма, продукты которого Е.М. Аксенов и Н.С. Иголкина в 1969 г. выделили в региональный вулканокластоосадочный горизонт в составе редкинской свиты валдайской серии венда.

По данным А.Ф. Станковского, Е.М. Веричева, Ю.Г. Константинова,

В.П.Гриб и др. [66], эффузивы валдайского вулканизма обнаружены на севере Восточно-Европейской платформы в районе оз.Войозеро на Онежском п-ове на глубинах 154,6 - 220,0 м. Эффузивные породы представлены пластом (3,0x0,45x0,80 км), оконтурены магнитной съемкой. Вулканогенные породы сложены кварцевыми долеритами с тонкими 2-3-сантиметровыми прослоями белых и сиреневых туфов и туффитов. Пласт эффузивов расположен среди шоколадно-коричневых аргиллитов редкинской свиты валдайской серии.

В зоне сочленения Припятского вала с западным склоном Ущ (Стырь-Стоходское междуречье) проявился волинский, валдайский и поздний, палеозойский, вулканизм. В Маневичском районе в составе волинской серии широко распространены туфобрекчии (скв. 52,54); к северу от ст.Трояновка в разрезах преобладают эруптивные брекчии (в с.Кухотская Воля, Серхов и др.), правда, их состав, возраст и генезис многими исследователями трактуется неоднозначно.

В скв. 52 в с.Ничеговцы Маневичского района Волинской обл. по материалам Н.Е.Стрелковой за 1971 г. снизу вверх вскрываются (в м):

- 299,9-287,8 - туфы псаммитовые, красные, волинская серия
- 287,8-258,9 - туфобрекчия
- 258,9-256,6 - базальт миндалекаменный
- 256,6-245,0 - туфобрекчия с обломками (15 см) эффузивов
- 245,0-240,0 - базальт миндалекаменный
- 240,0-239,2 - туфобрекчия
- 239,2-221,1 - базальт зеленовато-серый
- 221,1-187,9 - туфы базальтовые псефитовые и псаммитовые, туфобрекчия
- 187,9-137,7 - базальты афанитовые и миндалекаменные, темно-серые
- 137,7- 67,00- аргиллиты, песчаники ярышевской свиты валдайской серии
- 67,00-56,00- галечники, песчаники (нагорянская свита, гдовский горизонт)

В скв. 66 в с.Новочервища снизу вверх прослежены (в м):

- 120,6-117,1 - базальты волинской серии
- 117,1-100,0 - базальты и серые щелочные базальтоиды
- 100,0- 86,00- туфобрекчия, выше - песчаники валдайской серии, верхний мел

Между скв. 52 и 59 в районе г.Маневичи по направлению к оз.Белое Н.Е.Стрелкова [67] отмечала тектоническое нарушение северо-восточного простирания, по которому смещаются отложения валдайской и волинской серий. Еще одно нарушение северо-западного простирания выявлено между селами Серхов и Карасин. Так, в с.Бельская Воля (скв. 60 и др.) кровля вулканогенной толщи залегает на глубине около 70,0 м; к западу в с.Серхов (скв. 61 и др.) она находится

ся на глубинах 80; западнее, в о.Карасин (скв. 59), по данным Т.А.Кленовой и Г.П.Шраменко за 1956 г., на глубине 300,5 м кровля волинской серии даже не была вскрыта.

В скв. I407 на северо-западной окраине о.Бельская Воля снизу вверх (по данным В.Ф.Судовцева, Б.И.Власова и др. за 1980 г.) вскрываются (в м):

723,0-369,5 - песчаники полесской серии
369,5-320,0 - субинтрузия темно-коричневых габбро-долеритов
320,0-264,5 - песчаники полесской серии (с обломками вулканитов)
264,5-241,5 - песчаники, горбашовская свита (?)
241,5-239,5 - туфы базальтовые среднеобломочные, волинская серия
239,5-237,4 - базальты
237,4-204,0 - туфы базальтовые
204,0-194,2 - базальты афанитовые
194,2-188,0 - туфы базальтовые
188,0-182,0 - песчаники кварц-полевошпатовые
182,0-162,0 - базальты афанитовые
162,0-144,6 - песчаники чарторийской свиты, валдайская серия, выше - отложения мала.

В скв. I425 в урочище Чечелевка (в 3,5 км северо-восточнее с.Серхов) пройдены (в м):

377,0-90,50 - фрекция песчанико-туфовая с обломками траппов (инт. I51,5 - I53,0 м), доломитов, известняков, графитного кварца, щелочно-ультрасосновных пород
90,50-19,50 - альб (конгломераты), турон (мал), выше - пески, суглинки

В скв.64 на правом берегу р.Стоход в с.Березичи (по Н.А.Савченко) снизу вверх прослежены (в м):

91,5-79,0 - базальты афанитовые волинской серии; на глубине 83,0 м они секутся темно-коричневой щелочно-базальтоидной породой /57/

В скв. 74 в с.Железница между селами Кухотская Воля и Любешов прослежены (в м):

233,6-187,6 - песчаники, полесская серия
187,6-87,00 - базальты, волинская серия; выше - отложения мала (данные Г.П.Шраменко за 1956 г.)

В пределах обширного, относительно приподнятого Любешов-Малорыта-Ратно-Хотешов-Камень-Каширского блока также проявлялся интенсивный трапповый вулканизм в эффузивной, эксплозивной и субинтрузивной фазах. Кроме того, развивалась формация эруптивных фрекций. Известны здесь и разновозрастные или более поздние секущие тела, представленные щелочно-ультрасосновными - щелочно-базальтоидными породами. Однако эта обширная часть Припятского вала не является монолитной структурой. В настоящее время по геофизическим (В.И.Клушин, Б.Н.Середа, О.Г.Яненко и др.) и буровым

(А.Е.Бирлев) данным выделяются более мелкие опущенные (Поступельский и др.) и приподнятые (Любешовский, Камень-Каширский, Хотешовский, Ратновский) блоки, в связи с чем условия размещения и мощность трапсов на участках различные.

Отметим, что в пределах приподнятых блоков (северо-западный и юго-восточный борта Ратновского блока) нередко преобладали или были сильно развиты вулканические явления с формированием пород субинтрузивной фации; на юго-западном борту этого же блока отмечаются эффузивы, эксплозии с брекчированием; в пределах Любешовского участка накапливались главным образом породы эффузивной фации.

На Любешовском участке породы эффузивной фации установлены в нескольких разрезах. Мощность пород и глубины их залегания различны, причем отмечалось и неглубокое (18,0 и 39,0 м) залегание эффузивов. На остальной площади глубины залегания колеблются от 100,0 до 300,0 м. В скв. 46 к северо-западу от с.Любешов по местонахождениям верхнего мела снизу вверх вскрыты (в м):

199,0-166,0 - волынская серия: песчаники и гравеляты горбашовской свиты
166,0-67,00 - туфы базальтовые бурые
67,0- 57,0 - базальты афанитовые черные, их абсолютный возраст 500 млн. лет

В разрезе скв. 7-г с.Видерта снизу вверх отмечаются (в м):

261,4-246,2 - волынская серия: темно-серые базальты афанитовые и миндалекаменные
246,2-151,5 - лава базальтовая, базальты афанитовые с медной зеленью
151,5-150,4 - щелочной базальтоид темно-серый с фиолетовым оттенком, пересекающийся жилой светло-серого щелочного латита
150,4-129,8 - базальт темно-серый до черного
129,8-123,6 - щелочно-базальтоидная порода (лейцитовый фонолит)
123,6-112,8 - базальт темно-серый с зеленоватым оттенком
112,8-92,00 - туфобрекчия с обломками базальта; в кровле - базальт

В с.Деревок Любешовского района снизу вверх отмечены (в м):

93,0-84,0 - волынская серия: базальты темно-серые афанитовые
84,0-75,0 - туфы и туфобрекчии базальтовые, светло-серые
75,0-69,2 - базальты афанитовые, темно-серые

В пределах Хотешов-Камень-Каширского горста вулканические породы установлены как в эффузивной, так и субвулканической фациях.

В скв. 4-сп в с.Мостыше снизу вверх вскрывается (в м):

131,0-158,0 - полесская серия: песчаники с силами габбро-диабазов

158,0-121,0 - волынская серия: горбатовская (гравелита) и берестовецкая (базальты миндалекаменные) свиты; выше - отложения верхнего мела

В 1939 г. З.Суйковский в одной из скважин в г.Камень-Каширский под образованиями сеномана обнаружил вулканические офиты (орепентиниты). В скв. 29 в с.Самары Камень-Каширского района (по данным А.С.Анисимова, Б.И.Власова, Б.Я.Воловник, В.М.Шестопалова) снизу вверх вскрыты (в м):

203,6-181,3 - волынская серия: базальты афанитовые и миндалекаменные

181,3-144,5 - валдайская серия: в основании галька хлоритизированных базальтов, в инт. 175,5 - 156,5 м - галька фельзитовых порфиров (2 см)

Аналогичный разрез базальтов в скв. 73 в с.Салпы Горнищкие (161 - 143 м).

В скв. 2 в с.Красноловка в 5 км западнее г.Камень-Каширский на левом берегу р.Турья снизу вверх прослежены (в м):

183,4-132,5 - волынская серия: туфы базальтовые, темно-серые

132,5-127,0 - долериты темно-серые до черных, массивные

127,0-114,0 - выветрелые базальты желтовато-бурые, выше - отложения верхнего мела

В скв. 7 в с.Цыганки Камень-Каширского района (в м):

183,3-133,0 - волынская серия: базальты афанитовые, лаво-брекчия

133,0-39,00 - верхний мел, выше - четвертичные отложения

В кровле верхнего мела отмечен прослой с галькой изверженных пород фундамента (0,3 м), что свидетельствует о поднятии и размыве, скорее всего, Ратновского горста.

Лотешов-Камень-Каширское поднятие отделено от Ратновского горста Поступальским грабеном, в котором вулканические образования изучены пока недостаточно. По периферии Ратновского горста установлено широкое распространение вулканических пород в аффузивной и субинтрузивной фациях. Их взаимоотношение сложное. Так, в скв. 12 на глубине 142,9 м под отложениями верхнего мела залегают туфы алевролитовые (35,5 м), а ниже их - долерит-базальты (102,4 м). Затем снова туфы и туфопесчаники (67,1 м), сменяющиеся до забоя (на гл. 310,1 м) базальтами.

В скв. II-M к югу от Ратновского поднятия снизу вверх вскрыты (в м):

590,0-570,0 - волынская серия: гравелиты горбатовской свиты

570,0-520,0 - берестовецкая свита: базальты (мощность 50,0 м)

520,0-355,0 - туфы базальтовые; на глубине 302,8 м - самородная медь, приуроченная к подостям трещин, на глубине 304,6 м - медь с цеолитами

355,0-159,0 - базальты афанитовые с вкрапленностью самородной меди (глубины 302,8 и 306,6 м); на глубине 220,8 м - бурый шлак

В скв. 10 на участке Ратно снизу вверх прослежены (в м):

213,8-177,4 - волынская серия: туфы алевролитовые, аргиллитовые
177,4-162,7 - базальты, иногда с цеолитами
162,7-156,5 - туфы базальтовые с цеолитами; участками туфобрекчия
156,5-120,5 - базальты
120,5-76,50 - туфы базальтовые бурые, зеленоватые, туфопесчаники
76,50-50,50 - валдайская серия (?): коричневые аргиллиты, выше - отложения пещего мела турона

На юго-западном борту Ратновского горста в с.Конобель снизу вверх вскрывается наиболее мощный разрез трапповой формации Припятского вала - 0,5 км. По материалам 1971 г. Б.Я.Воловник (в скв. 17) описала (в м):

762,8-715,0 - волынская серия: базальты афанитовые темно-серые
715,0-510,0 - туфы базальтовые с пластом базальтов 1,5 м
510,0-300,0 - базальты, туфы базальтовые и туфобрекчия; на глубине 481,4 м отмечается медное оруденение, представленное халькозином
300,0-285,0 - базальты, туфы базальтовые и туфобрекчия (и шлак)
285,0-270,4 - валдайская серия: гравелит-песчаники

Среди галечного материала валдайской серии, по данным Б.Я.Воловник, Б.И.Власова и Н.А.Савченко, присутствуют кислые вулканогенные породы, представленные светло-коричневыми кварцевыми порффирами. В гравелит-песчаниках валдайской серии обнаружен гранат (пироп). Кроме того, С.И.Добринецкий обнаружил гальку фосфоритов (колофан) с содержанием полезного компонента I - 6 %.

В скв. I-сп на левом берегу бассейна р.Припять, в 15 км северо-западнее г.Ратно, снизу вверх (по данным А.Е.Бирглева за 1971 г.) в с.Бор вскрываются (в м): гравелиты и песчаники горбашовской свиты мощностью 32,0 м; пачка туфов и туффитов (9,5 м) с покровом базальтов 4 м (всего 154,6 м); верхняя эффузивная толща (базальты, туфы, туфобрекчия) мощностью 121,6 м, залегающая в верхней части волынской серии; туффиты, песчаники и гравелиты валдайской серии мощностью 82,5 м

Там же на левом берегу бассейна р.Припять в скв. 2-сп (с.Жиричи, в 13 км северо-западнее г.Ратно) снизу вверх вскрываются (в м):

621,8-607,5 - песчаники, гравелиты, горбашовская свита
607,5-568,1 - берестовецкая свита: базальты афанитовые и мицдалекаменные
568,1-567,0 - туфы базальтовые
567,0-553,9 - базальты
553,9-483,2 - туфы базальтовые мелкообломочные

- 483,2-463,7 - базальты миндалекаменные
- 463,7-391,0 - туфы базальтовые псефитовые
- 391,0-371,3 - базальты, вулканическая брекчия, базальты миндалекаменные
- 371,3-366,0 - брекчия вулканическая
- 366,0-348,5 - базальты
- 348,5-342,7 - брекчия вулканическая
- 342,7-314,2 - туфы базальтовые мелко- и крупнообломочные
- 314,2-293,5 - базальты
- 293,5-263,3 - брекчия вулканическая с лавой
- 263,3-245,0 - базальты
- 245,0-244,0 - брекчия вулканическая, туфоконгломерат
- 244,0-242,0 - базальты
- 242,0-241,6 - брекчия вулканическая
- 241,6-232,5 - базальты
- 232,5-231,4 - туффиты пелитовые темно-коричневые с зернами кварца
- 231,4-227,7 - валдайская серия: туфоконгломераты из гальки базальтов и светло-желтого кварцевого порфира
- 227,7-204,3 - туффиты алеврит-пелитовые темно-коричневые (в инт. 215,6 - 208,5 м - туфоконгломераты), по данным А. Е. Бирюлева - перемитные эффузивы
- 404,3-203,5 - песчаники кварц-полевошпатовые
- 203,5-202,7 - туффиты пелитовые темно-коричневые
- 202,7-199,0 - песчаники кварц-полевошпатовые
- 199,0-183,5 - туффиты пелит-алевритовые, глинистые, выше - отложения верхнего мела

Разрез в с.Жиричи находился в тектонически неустойчивом районе. К западу от с.Бор и с.Жиричи до государственной границы СССР по р.Зап.Буг вулканогенные породы волынской серии не вскрыты. В районе с.Хотислав установлено одношвенное поднятие по кровле полеской серии, однако эффузивов волынской серии здесь нет.

Вулканогенная толща волынской серии вскрыта в районе с.Медное, причем этот участок значительно смещен (по отношению к осевой линии Припятского вала) к северу по глубинной зоне Любомль-Брестского (Тереспольского) разлома субмеридионального простирания.

В скв. 22-г с. Медное Брестской обл. снизу вверх вскрыты (в м):

- 370,4-366,4 - волынская серия: туфы базальтовые и туфолава
- 366,4-338,0 - субинтрузивные долерит-базальты пятнистые (560 млн. лет)
- 338,0-268,4 - туфоконгломераты и туфы псаммитовые
- 268,4-263,3 - субинтрузивные долерит-базальты темно-серые (0, I м)
- 268,3-264,0 - туфы фанолитоидные; на глубине 257, I м - эруптивная брекчия, выше - темно-серые кварцевые пески пры

В скв. 76 к востоку от с.Медное (по А.С.Махначу, Н.В.Веретенникову и др.) снизу вверх вскрываются (в м):

- 285,0-281,0 - волынская серия: эффузивные породы свежие
- 281,0-278,0 - туфы вулканические пестроцветные с обломками дацит-

- андезитов, дацитов и кварцевых порфиров (аналоги скв. 12 в с. Хабовичи).
- 278,0-266,0 - эффузивные породы выветрелые, в инт. 276,0-270,0 м - базальты крепкие темно-серые
- 266,0-264,0 - туфы вулканические псаммитовые, туфобрекчия с обломками
- 264,0-253,0 - эффузивные породы измененные. В инт. 262,0 - 259,0 м - долерит-базальты свежие темно-серые, зернистые; выше - отложения дрм

В скв. Мельник в Подляской впадине в ПНР (на продолжении Брестской впадины) вулканогенная толща волынской серии мощностью III,0 м вскрыта в инт. 1611,0 - 1722,0 м. Здесь снизу вверх залегают (в м):

- 1746,0 - породы кристаллического фундамента
- 1728,0 - 1728,0 - диабазы ютэйского возраста
- 1720,0 - 1720,0 - песчаники аркозовые разнозернистые
- 1700,0 - 1700,0 - базальты свежие, иногда измененные; туфобрекчия
- 1660,0 - 1660,0 - чередование базальтов и туфобрекчий
- 1660,0 - 1611,0 - базальты, чередующиеся с туфами и туфобрекчией, аргиллитами; выше - песчаники валдайской серии

В целом в скв. Мельник отмечаются восемь потоков базальтов и пачек туфов мощностью 1,0 - 15,0 м. Характерно, что эффузивная деятельность на участке начиналась излиянием базальтов, а затем выбросом туфогенного материала. Такая последовательность характерна для многих разрезов Припятского вала.

В скв. Каплонсы-ИГ мощность вулканогенной толщи олаватчской (волынской) серии 372,0 м. В инт. 1811,1 - 1439,1 м она залегают на песчаниках полесской серии, перекрыта валдайскими алевро-песчаниками, а еще выше - породами фанерозоя.

По К.Верховска-Кшчуловой и М.Ковальска-Ляпка (K. Wierchowska-Kisielowa, M. Kowalska-Laska, 1969), в скв. Лопенник-ИГ (ПНР), расположенной за южным крылом Вижница-Лукувского поднятия, под мезо-кайнозойскими и палеозойскими образованиями снизу вверх вскрывается (в м):

- 5632,0-5567,5 - базальты волынской серии
- 5567,5-5993,5 - отложения палеозоя; синие глины нижнего кембрия

В бассейне р. Зап. Буг на Любомльском участке в скв. 2944 вскрыта эффузивная толща волынской серии, перекрытая валдайскими осадками. Среди них П.Л. Шульга в 1962 г. установила вулканические туфы. В том же 1962 г. Э.Г. Ушакова разделила (снизу вверх) эффузивы волынской серии на четыре горизонта:

1220,9 - 1183,5 м - чередование слоев пузыристых лав, лавобрекчий, базальтов мицдалекаменных и базальтовых порфиритов (четвертый горизонт);

II33,5 - III7,0 м - витрокластические мелкозернистые (псаммитовые) и пелловые туфы с обломками базальтов (третий горизонт);

III7,0 - IO65,0 м - миндалекаменные базальтовые порфириты и неизменные долерит-базальты оливиновые и анальцимовые. На глубинах IO95,15 - IO92,65 м отмечен прослой туфов, в который, по-видимому, и внедрялись долерит-базальты (второй горизонт);

IO65,0 - IO00,0 м - туфы красно-бурые, мелко- и среднезернистые, сложенные обломками стекла, пирокластов, шлака, а также базальтов (первый горизонт).

Условия залегания пород субинтрузивной фации. К субинтрузивной фации относятся долерит-базальты, вскрытые карьерами Берестовец и Янова Долина Ровенской обл. Долерит-базальты Берестовца - это черные, среднезернистые породы свежего облика без каких-либо признаков миндалекаменной текстуры. Иногда встречаются инъекции более поздних красно-бурых гематитизированных долерит-базальтов без особо выраженной формы. Долерит-базальты образуют столбчатую отдельность ("столбы"), характерную для экструзий. Такие формы нами наблюдались и картировались в Центральном Кавказе (верховье рек Бад и Архон в Горной Осетии), на северо-западном Кавказе (верховье р.Малая Лаба), на Малом Кавказе (верховье р.Истису), а также в пределах Выгорлат-Гутинской вулканической гряды в Закарпатье (около г.Мукачево). По данным Е.Ф.Малева, "столбы" с.Берестовец имеют интрузивную природу. Видимая высота их в с.Берестовец более 20,0 м. На них местами развита желто-бурая кора выветривания мощностью 0,5 м, в составе которой отмечаются окатанная плоская галька зеленовато-серых траппов и ядра макрофауны верхнего мела. За пределами базальтовых столбов прослежены серые мелкозернистые щелочные базальтоиды мощностью 0,15 м. Кроме с.Берестовец породы субинтрузивной фации венда встречаются во многих разрезах западного склона Ущ и Припятского вала (без столбов).

В скв. I2 610 в районе г.Теофиполь субинтрузивная залежь долерит-базальтов (габбро-долеритов) с глубиной переходит в вулкано-плутоническую структуру. Снизу вверх здесь вскрываются (в м):

- 550,0-516,0 - габбро (дубровицкого типа) черные, габбро-нориты
- 516,0-209,0 - габбро-долериты субинтрузивные, переходы постепенные
- 509,0-446,0 - туфы базальтовые бурные и темно-зеленоватые
- 446,0-444,5 - субинтрузивные траппы ? (аналог пород из с.Вел. Мидск)
- 444,5-407,9 - туфы базальтовые, выше - аргиллиты валдайской серии

В скв. I6 947 (г.Подволочиск) в верховьях бассейна р.Уж.Буг в кнт. 848,0 - 807,7 м находятся субинтрузивные долерит-базальты

(диабазы) темно-серые или пятнистые (30,3 м), перекрытые корой выветривания долерит-базальтов, конгломератом из гальки кварца и траппа.

В скв. 9 в с.Вед.Мидск мощность субинтрузивной залежи в центральной части 164,5 м, а по периферии 36,5. Она подстилается песчаниками верхнего рифея, перекрыта образованиями верхнего мела. Снизу вверх обнажаются (в м):

205,5 - отложения верхнего рифея, песчаники полесской серии
205,5-80,70 - тешениты (?) темно-серые свежего облика
80,70-46,00 - тешениты темно-серые свежие и перемятые бурные, выше - отложения мела

В скв. 122 юго-западнее с.Переспа снизу вверх вскрыты (в м):

59,0-56,3 - песчаники (забой)
56,3-7,20 - черные долерит-базальты субинтрузивные, выше - мергель турона

В скв. 163 между г.г. Владимирец и Рафаловка снизу вверх вскрываются (в м):

97,2-91,2 - волынская серия: туфо-песчаники (забой)
91,2-39,8 - субинтрузивные долерит-базальты черные, зернистые
39,8-39,6 - пепельно-серая (кимберлитоподобная?) вулканическая порода
39,6-39,0 - глины серые, образовавшиеся за счет измененных вулканитов

В скв. 110 в с.Конотоп серые субинтрузивные долерит-базальты (инт. 59,0 - 20,0 м) залегают непосредственно на мощной толще песчаников полесской серии. Возраст траппов 730 млн.лет (данные Н.А.Савченко).

В скв. 263 (гл. 139,2 м) и скв. 266 (гл. 249,0 м) под песчаниками полесской серии, вероятно, в полости трещин в фундаменте (вдоль северного края Ущ) размещаются темно-бурные уралитовые габбро вулканоплутонической отадики внедрения среднего - раннего рифея. В.Ф.Лабузний и Ю.А.Буров относят их к оснищкому интрузивному комплексу. Там же, в скв. 265 и 198 под рыхлыми породами, с глубины 5 м вскрываются вертикальные дайки основных пород, представляющих собой темно-серые мелкозернистые габбро-диабазы или долерит-базальты. Возможно, они относятся к субинтрузивной фации волынского вулканизма. На южном контакте Томашгородского грабена, где вскрыты дайки, размещаются гранитоиды Ущ, а на северном - песчаники полесской серии.

В скв. 12 на периферии Ратновского блока снизу вверх отмечается сложное взаимоотношение пород эффузивной и субинтрузивной фаций (в м):

310, I-280, 8 ± долерит-базальты (базальты миндалекаменные)
280, 8-213, 5 - туфы базальтовые бурые
213, 5-175, 2 - долерит-базальты темно-серые с цеолитами (в кровле)
175, 2-142, 7 - красно-бурные туфы и туфопесчаники, выше - отложения
верхнего мела

В скв. 22-г в с. Медное среди вулканических туфов в
инт. 366, 4 - 338, 0 м залегают субинтрузивные долерит-базальты пят-
нистые (560 млн. лет).

В скв. Берестечко-I в верховьях р. Стирь в кровле вулканоген-
ной толщи волинской серии снизу вверх вскрываются (в м):

2071, 0-2053, 8 - меланократовая залежь пикритов и меймечитов мощ-
ностью 17, 2 м (абсолютный возраст 500 млн. лет,
данные Н. А. Савченко)

2053, 8-2016, 6 - базальты и щелочные базальтоиды

В скв. Лятовек-I (к западу от г. Владимир-Волинский) вскрыты
(в м):

3626, 0-3591, 1 - эруптивная брекчия темно-серая с сиреневым
оттенком

3591, 1-3571, 1 - керн не поднят (возможно, здесь располагалась
субинтрузивная залежь, которая оказывала контакт-
ное воздействие на осадочные породы валдайской
серии)

3571, 1-3410, 0 - светло-серая ороговикованная порода (слистистый
алевро-песчаник валдай). Кровля валдайской серии.
по электрокаротажной диаграмме Нестеровской кон-
торы бурения треста Львовнефтегазразведка МГ УССР,
находится на гл. 3410, 0 м

Как видим, положение субинтрузивных пород различное как по
стратиграфическому уровню, так и контактному воздействию на вме-
щающие породы.

Заметим, что возрастное положение и генетические особенности
трапсов субинтрузивной фаши на Припятском валу и западном склоне
Ущ исследователи трактуют по-разному. Например, существует точка
зрения (А. Е. Бирюлев, Б. Я. Воловник, Л. Г. Бернадская и др.) о том,
что силлы габбро-диабазов в полесской серии - это интрузии волин-
ской серии венда, "застрявшие" при внедрении в песчаниковой толще.
В противоположность этому Н. А. Савченко приводит данные о том, что
осадконакопление в раннем и среднем рифее сопровождалось вулкано-
плутоническим магматизмом и субвулканизмом, для которых были ха-
рактерны ряды ультраосновных, основных и кислых пород, причем с
последними связана гранитазация габброидов (массив Каменка) и
активное контактное воздействие на вмещающие породы региона. В ре-
зультате разрушения ультраосновных пород (в том числе кимберлитов)
происходила концентрация акцессорного алмаза в осадочных породах
белокоровичской свиты (серии).

Осадконакопление в верхнем рифее сопровождалось внедрением своих основных габбро-диабазов и щелочно-ультрасосновных - щелочно-базальтоидных пород, в том числе и кимберлитов, за счет разрушения которых накапливался акцессорный алмаз в первичных коллекторах "осторожской серии" верхнего докембрия (с.с.Меширичь, Деряно). После отложения вендских осадков происходило излияние эффузивных траппов (базальты) и их пирокластических аналогов, внедрялись экструзии, силлы и дайки субвулканических долерит-базальтов, даек делленитов, а также потоков и даек андезитов и дацит-липаритов. На севере Восточно-Европейской платформы в конце венда отмечается [66] внедрение кимберлитовых пород и их брекчирование (А.Ф.Станковский и др.). В пределах Припятского вала в нескольких точках также зафиксированы признаки вулканической деятельности в конце венда (валдайское время). Палеозойское осадконакопление заканчивалось внедрением субвулканических дериватов щелочно-ультрасосновной - щелочно-базальтоидной (в том числе кимберлитовой) магмы. При этом часть жильных и пластовых образований, а также эруптивных брекчий надежно стратифицирована среди нижнекембрийских, омурийских, девонских и каменноугольных пород.

ПАЛЕЗОЙСКИЕ ОСАДочно-ВУЛКАНИЧЕСКИЕ ОБРАЗОВАНИЯ

Субвулканические (по-видимому, и вулканогенные) образования широко развиты среди осадочно-терригенных и карбонатных толщ палеозоя Припятской геохимической провинции. По объему, однако, они уступают предыдущей фазе вулканизма.

После затухания вендского вулканизма новые вспышки излияния лав и отложение пирокластического материала произошли в кембрии. Продукты вулканизма подвергались активной стадии аргиллизации, о чем свидетельствует разрез скв. 34-г в районе г. Малорита Брестской обл. (северный борт Припятского вала), где снизу вверх отмечаются (в м):

- 237,0-236,0 - отложения нижнего кембрия, балтийская серия: алавро-песчаники
- 236,0-235,5 - туффиты вулканические, аргиллизированные ("желтая земля")
- 235,5-207,5 - балтийская серия: алавро-песчаники
- 207,5-207,0 - туффиты вулканические, аргиллизированные ("желтая земля")
- 207,0-205,0 - балтийская серия: алавро-песчаники

Субинтрузивный вулканизм отмечается в пределах польской части юго-западной окраины Восточно-Европейской платформы. Например, в 1965 г. изучена жила диабазов в скв. Паслек-ИГ, которая

пересекает песчаники костшинской серии среднего кембрия (К. Лендзен, Р. Михляк, А. Розанов). Следует подчеркнуть, что в аналогичных отложениях скв. Радзынь-ИГ отмечались рудопроявления сульфидов, представленных галенитом и пиритом.

В ордовике продукты палеозойского вулканизма пока не известны. Особенно интенсивная деятельность приходится на силурийскую эпоху. С этим временем связывается отложение ортофириновых туффитов и эпилейцитов на западном окончании Припятского вала южном борту Брестской впадины, вдоль западного и юго-западного склонов Ущ и в северной части Молдавской плиты. На западной окраине Восточно-Европейской платформы (зона сочленения Мазурско-Сувалковского массива с Балтийской синеклизой) происходило внедрение субинтрузивных тел.

В 1939 г. З. Суйковский отметил в скв. Бояновка (между г.г. Дубно и Луцк) туффиты; в разрезе снизу вверх залегают (в м):
 133,0-103,0 - отложения силура: чередование известняков и аргиллитов
 103,0-102,6 - туффиты биотитовые (0,40 м) с $\kappa_2\theta$ 8,68 %
 102,6-101,2 - известняки и аргиллиты
 100,5-99,60 - известняки и аргиллиты силура
 99,6 -99,5 - туффиты (0,10 м), выше - известняки и аргиллиты силура

В скв. 78 в районе г. Ковель снизу вверх прослежены (в м):
 220,0-200,0 - отложения силура: известняки комковатые
 200,0-195,0 - туффиты ортофириновые
 195,0-160,0 - отложения силура: известняки комковатые, выше - образования Верхнего мела

В скв. 6-г в с. Белин на Ковельском участке снизу вверх отмечены (в м):
 206,0-201,0 - отложения силура: известняки комковатые
 201,0-197,0 - туффиты ортофириновые, выше - силурийские известняки

В скв. 402 на участке Ковель, по данным П.Л. Шульги, трестом Волынскуглеразведка разбурены пепельно-серые до белого биотитовые туффиты (мощностью 0,8 м) с вкрапленностью пирита. Они залегают в низах сальского горизонта верхнего силура. По данным Г.П. Шраменко и Т.А. Кленовой, встреченные в скв. 32 туффиты, по-видимому, являются одновозрастными с туффитами из скв. 402.

В скв. 40 в с. Здомысль Ратновского района снизу вверх прослежены (в м):

220,0-216,0 - отложения силура: известняки комковатые (Н.А. Савченко, В.С. Крандиевский)
 216,0-210,0 - туффиты ортофириновые (эпилейцититы), выше - известняки

В скв. 4015 в с.Гуца юго-западнее г.Ковель в верховьях р.Зап.Буг обнажены:

1000,0-932,0 - отложения силура: известняки плитчатые, мергелистые
932,0-927,0 - туффиты ортофировые с биотитом (5,0 м)
927,0-763,0 - отложения силура: известняки мергелистые
763,0-761,0 - туффиты ортофировые (2,0 м), выше - известняки силура, отложения мела

В скв. 4109 в г.Стенжаричи в верховьях р.Зап.Буг (к западу от г.Владимир-Волинский) снизу вверх вскрываются (в м):

553,0-451,0 - отложения силура: известняки плитчатые комковатые
451,0-449,0 - туффиты ортофировые (2,0 м). В этом интервале П.Д.Цегельник в 1976 г. отмечал глины метабентонитовые; выше - известняки силура

В скв. К-1 около г.Брест, по данным П.Д.Цегельника, вскрываются (в м):

819,4-720,0 - отложения силура, верховичская свита: известняки, мергели
720,0-718,0 - туффиты ортофировые (2,0 м)
718,0-642,0 - отложения силура: известняки
642,0-639,0 - туффиты ортофировые (3,0 м)
639,0-584,0 - отложения силура: известняки
594,0-580,0 - туффиты ортофировые (4,0 м)
580,0-519,0 - отложения силура: известняки, мергели
519,0-517,0 - туффиты ортофировые (2,0 м), выше - отложения силура и верхнего мела

В скв. К-10 около г.Брест снизу вверх вскрываются (в м):

928,0-718,0 - отложения силура: известняки плитчатые и комковатые
718,0-715,0 - туффиты ортофировые (3,0 м)
715,0-712,0 - отложения силура: известняки
712,0-709,0 - туффиты ортофировые (3,0 м), выше - отложения силура, перми

Кроме того силурийские вулканогенные породы развиты на всем протяжении западного и юго-западного склонов УЦ.

В скв. Луцк-1 Волинской обл. снизу вверх прослежены (в м):

584,0-583,2 - отложения нижнего силура: известняки
583,2-582,5 - туффит известковистый, серый (0,7 м)
582,5 и выше - известняки силура

В скв. II 673 в г.Гусятин Тернопольской обл. снизу вверх отмечаются (в м):

73,5-73,0 - отложения силура, малиновецкий горизонт: известняки
73,0-72,0 - туффиты ортофировые (1,0 м)
72,0 и выше - известняки силура

В скв. 2 в с.Новоселки на Бучачском участке в Тернопольской обл.:

890,0-889,0 - отложения силура: известняки

889,0-884,0 - туффыты ортофировые (5,0 м), выше - известняки
силура

В скв. I в с. Завадовка Тернопольской обл. снизу вверх вскрываются (в м):

1417,0-1416,0 - отложения силура: известняки

1416,0-1414,0 - туффыты ортофировые (2,0 м), выше - известняки
силура

В скв. I в с. Дорохов около г. Тербов Тернопольской обл. пройдены (в м):

762,0-761,0 - отложения силура: известняки

761,0-758,3 - туффыты ортофировые (2,7 м), выше - известняки
силура

Скв. Горохов-I Волынской обл. снизу вверх вскрываются (в м):

1557,5-1557,0 - отложения силура: известняки

1557,0-1556,5 - туффыты ортофировые, выше - известняки силура

В скв. Берестечко-I Волынской обл. снизу вверх встречены (в м)

1106,0-1105,5 - отложения силура; известняки

1105,5-1100,2 - туффыты ортофировые (5,3 м), выше - известняки
силура

Скв. I3 752 около г. Дарабаны Черновицкой обл. снизу вверх пройдены (в м):

77,0-76,9 - отложения силура: известняки

76,9-76,8 - туффыты ортофировые (0,1 м), выше - известняки
силура

В силурийских отложениях Молдавии также встречаются вулканогенные образования. Здесь туффыты превращены в бентонитовые глины фиштакново-зеленого цвета с чешуйками монтмориллонита, обломками вулканического стекла, монацита, циркона и кварца.

Скв. I4 около г. Корнешты /567/ снизу вверх вскрываются (в м):

545,5-544,5 - отложения силура: известняки

544,5-472,9 - несколько прослоев туффытов ортофировых (0,2-0,5 м)
472,9 и выше - известняки силура

В скв. 3 в с. Пугой Молдавской ССР (Е.Ф. Трандафилова, А.Я. Эдельштейн, П.Д. Букатчук и др.) снизу вверх прослеживаются (в м):

915,0-772,0 - отложения нижнего силура: венлокский ярус, малиновецкий горизонт: известняки и доломиты новобрынзаянских и нападенских слоев

772,0-771,0 - туффыты ортофировые фиштакново-зеленоватого цвета

771,0-738,0 - известняки корнештских слоев, венлокский ярус, малиновецкий горизонт

В толщу силурийских аргилитов и известняков на стыке Причерноморской (Добружинской) впадины с Молдавской плитой внедрялись субвулканические тела щелочных лампрофиров, изученные в 1979 г.

В.С.Крандиевским и Н.А.Савченко. В разрезах сел Алуат и Казаклия Молдавской ССР снизу вверх обнажаются (в м):

В скв. 106 в с.Алуат:

- 4725,0-4720,0 - отложения силура; аргиллиты и др.
- 4720,0-4717,0 - лампрофиры серые с розовым оттенком
- 4717,0-4716,5 - отложения силура; аргиллиты и др.
- 4716,5-4713,3 - лампрофиры
- 4713,3-4600,0 - отложения силура; аргиллиты и др.
- 4600,0-4597,0 - лампрофиры

В скв. I-K в с.Казаклия снизу вверх вскрываются (в м):

- 3310,0-3309,0 - отложения силура: черные аргиллиты аспидновидные
- 3309,0-3304,0 - лампрофиры
- 3304,0-3289,5 - отложения силура: аргиллиты и др.
- 3289,5-3285,5 - лампрофиры
- 3285,5-3285,0 - отложения силура: аргиллиты и др.
- 3285,0-3263,0 - лампрофиры серые с розовым оттенком
- 3263,0 и выше - отложения силура: черные аргиллиты и др.

В западной части Восточно-Европейской платформы в связи с каледонской тектоно-магматической активизацией в силурийской отложения внедрились микросениты (на западном берегу Чудского озера в Эстонской ССР и в районе г.Ольштин ПНР).

В скв. Ольштин снизу вверх (по данным Юсковяка за 1971 г.) вскрываются (в м):

- 2595,1-2591,1 - отложения нижнего кембрия: песчаники
- 2591,1-2307,3 - алевролиты
- 2307,3-2300,0 - диабазы
- 2300,0-2296,0 - алевролиты
- 2296,0-2293,0 - диабазы
- 2293,0-2287,0 - алевролиты нижнего кембрия
- 2287,0-2182,0 - отложения силура: аргиллиты и песчаники
- 2182,0-2163,0 - микросениты мощностью 19,0 м, выше - аргиллиты силура

В скважине на западном берегу Чудского озера в 1933 г., описанные А.Опяк и А.Тамм (А.Орик и А.Тамм), вскрываются диабазы и сениты; выше - отложения девона.

Девонская эпоха для Восточно-Европейской платформы является одной из главных в палеозое. С герцинским тектогенезом связана коренная перестройка большинства главнейших структур платформы, проявления разломной тектоники, вулканизма и формирование месторождений полезных ископаемых, о чем отмечали в 1964 г. В.Д.Наливкин, а также Г.Д.Афанасьев, В.И.Гоньжакова и В.П.Корзун в 1965 г. Среди вулканических и вулканогенно-осадочных серий преобладали внедрения пород щелочно-ультраосновной - щелочно-базальтоидной формации. Они распространены на Балтийском щите (Африканда и др.), Тимане, западном склоне Урала, на стыке Мазуроко-Суваляковского

массива с Балтийской синеклизой, между Воронежской антеклизой и Ущ на всем протяжении Припятско-Днепровско-Донецкого рифта-прогиба, села Доево, Остапьево, Белоцерковка, Советское, Покрово-Киреево, захватывая и Припятский вал. По неизвестным пока причинам в девонских отложениях Львовского палеозойского прогиба продуктов вулканической деятельности нет. Их нет ни в скважинах, ни в обнажениях, выходящих на дневную поверхность у с.Палчи (бассейн р.Иква) и в г.Залещики (бассейн р.Днестр).

Еще в 70-х годах на Припятском валу Н.А.Савченко отметил субвулканические породы позднепалеозойского возраста на Ратновском, Лубешовском и Гороховском участках. В связи с герцинской тектономагматической активизацией образования брекчии с обломками голубых и белых вулканических пород в 1964, 1968 гг. в скв. 67 в с.Кухотская Воля определялись [57] как девонские каменноугольные. В 1975 г. Б.Я.Воловник отметила на Волыни новые находки щелочно-ультраосновных пород и провела (с участием А.П.Бобрюевича) детальную характеристику², окончательно уточнив их девонский возраст. В 1977 г. Н.А.Савченко были выявлены условия залегания жильных щелочно-базальтоидных пород на Припятском валу более чем в 100 точках. Методом радиологического датирования подтвержден их позднепалеозойский возраст (326 млн. лет).

Ниже приводится детальное описание условий залегания субвулканических щелочных базальтоидов из щелочно-ультраосновной - щелочно-базальтоидной формации, для которых во многих случаях отмечены секущие контакты.

В скв. 2 в инт. 87,2 - 91,4 м на участке Гута-Степанская жила серо-бурого щелочного лампрофира мощностью 0,15 м пересекает силл габбро-диабазов. Последние залегают в песчаниках полесской серии.

В скв. 2-г в инт. 136,1-136,2 м (участок Островцы) щелочной базальтоид (с нефелином?) мощностью 0,10 м располагается в висячем боку силла габбро-диабазов возраста в 580 млн. лет.

В скв. 134 на Рафаловском участке (бассейн р.Стырь) среди эффузивных траппов установлены три залежи (дайки) щелочных базаль-

² Химический состав породы (%): O_2 31,85; $T O_2$ 1,62; Al_2O_3 2,10; Fe_2O_3 3,40; FeO 3,59; $M O$ 0,16; MoO 28,00; CaO 9,38; a_2O 0,03; K_2O 0,33; P_2O_5 0,25; П.п.п. 18,49; Сумма 99,43.

O_2/MoO 1,14 (Магматизм складчатых и платформенных регионов СССР. Л., Недра, 1981, с.139).

тождов на глубинах 80,7; 151,0 и 210,7 м. В инт. 80,7 - 88,7 м, а также на глубине 88,9 м отмечаются пепельно-серые и серо-коричневые фельдшпатовидные (с лейцитом) субвулканические породы, иногда мицдалекаменные (размером 0,5x0,8 и 2,0x4,0 см), выполненные хлоритом. Они, по-видимому, в виде дайки пересекают поток черных афанитовых базальтов волынской серии венда, поскольку эти базальты прослежены на глубине 102,3 м. На глубине 88,7 м мицдалины (шарики) в лейцититах (лейцититовых базальтах) размером 1x3 мм выполнены розетками хлорита. Иногда мицдалин так много, что порода представляет собой типичный мандельштейн. В средней части потока базальтов на глубине 151,0 м темно-серые лейцититы содержат включения мицдалин с хлоритом. На глубине 176,5 м щелочные базальтоиды представлены серыми мелкозернистыми тефритами.

Наиболее глубокое залегание дайки (?) щелочных базальтоидов в скв. 134 отмечается в инт. 210,7 - 225,9 м, где щелочные базальтоиды содержат бледно-желтоватый лейцит в виде шариков и в интерстициях между цветными минералами. Размер мицдалин (шариков) до 0,5x0,5 см. На гл. 224,4 м лейцитовые базальты (лейцититы) под $\angle 45^{\circ}$ (к вертикальной оси керна) пересекаются жилкой 0,7 см коричнево-бурого лампрофира с включением рудных минералов.

В скв. 76 на участке Горыньград-2 в инт. 153,0 - 157,0 м отмечен серый трахидолерит. Абсолютный возраст его 290 млн. лет (т.е. карбон - пермь). На глубине 155,0 м прослежены порфириобласты (2,0x2,0 мм) стекляннопрозрачного (магматического?) кальцита.

В скв. 117 на Рафаловском участке среди покровных и субинтрузивных траппов в инт. 150,0 - 150,0 м изучены щелочные базальтоиды темно-серые, а также пепельно-серый с желтоватым оттенком лейцитит с кальцитовыми прожилками в 1 мм по горизонтальным трещинкам. На глубине 156,7 м находятся светло-серые лейцититы (лейцитовые базальты). В их височем боку на глубине 151,0 м размещаются черные габбро-долериты, а еще выше на глубине 100,2 м - бурые туфы псаммитовые. Коричнево-серый и серый щелочной базальтоид с мицдалинами размером 0,5x0,5 см очень похож на лейцитит и является его аналогом.

В скв. 113 в инт. 156,5 - 157,0 м участка Берестовец серые щелочные базальтоиды (обогащенные фельдшпатоидами) мощностью 0,5 м залегают среди базальтов волынской серии венда. В карьере Берестовец среди траппов также отмечены пепельно-серые щелочные базальтоиды мощностью 0,05 м.

Следует подчеркнуть, что еще в 1929 г. Ю. Токарской впервые

обратил внимание на щелочные породы в карьере Берестовец, залегающие среди долерит-базальтов трапповой формации. Илльные породы содержат K_2O до $11,0\%$, в связи с чем они были названы латитами, или сандинитами.

Кроме того, щелочные базальтоиды установлены на западном склоне Ущ в следующих точках: в скв. 163 на глубине 39,6 м на Рафаловском участке, в скв. 3 на глубине 223,0 м на Дубровицком участке, в скв. 1 на глубине 1563,0 м на участке Заложском, в скв. 12580 на глубине 149,0 м в верховьях бассейна р. Юж. Буг, в диабазе скв. 12591 на глубине 136,0 м на участке Михайловка, в скв. 1 на глубине 1583,0 м между туфами базальтовыми и кристаллическим фундаментом (мощность 5 м) на участке Хмелевка; в скв. 122 на глубине 56,0 м между г.г. Владимирец и Рафаловка.

В скв. 270 на глубине 97,0 м темно-серые с фиолетовым оттенком щелочные базальтоиды афанитового облика сцементированы (без перетирания) белым с зеленоватым оттенком опалом и серпофитом. Там же, на участке Старый Чарторийск в скв. 270 в инт. 370,0 - 371,5 м залегает серые щелочные базальтоиды мощностью 1,5 м, в кровле - туфы базальтовые.

В скв. 54 на участке Старый Чарторийск на глубине 139,0 м жила серого щелочного базальтоида мощностью 1 см под $\angle 85^\circ$ пересекает поток черных афанитовых базальтов трапповой формации. В контакте образовалась зона окварцевания толщиной 0,5 см.

В скв. 19 на глубине 43,3 м (участок Рафаловский) отмечен темно-серый с коричневым оттенком щелочной базальтоид. На плоскостях скола - сидерит и хлоритовые корочки.

В пределах Маневичского блока (Стырь-Стоходское междуречье) также происходило внедрение молодых (после-трапповых) субвулканических тел. Для этой зоны характерно проявление взрывного вулканизма.

В скв. 55 в с. Гараймовка на глубине 140,0 м выявлены пепельно-серые слюдяные вулканыты (альнейты?); там же в скв. 55 на Маневичском участке на глубине 251,0 м темно-серый щелочной базальтоид мощностью 0,05 м пересекается горизонтальной трещиной, выполненной коричневой эруптивной (кимберлитоподобной?) брекчией мощностью 0,5-1,0 см. В перекрывающих осадочных отложениях скв. 55 отмечено нами повышенное содержание пиропы и других минералов-спутников.

В скв. 66 около с. Новое Червище на глубине 93,0 м находится

темно-серый щелочной базальтоид с "бляшками" серого и кремового цвета. Порода расслаивается под $\angle 45 - 55^\circ$.

В скв. 2141 на участке Серхов в инт. 288,9 - 290,0 м отмечен темно-серый со светло-серыми пятнами ортофир мощностью 0,11 м (из брекчии); в скв. 2186 на участке Серхов в инт. 386,8 - 388,2 м залегает темно-серый трахидолерит ортоклазовый в породах полесской серии.

В скв. 64 на правом берегу р. Стоход в 1964 г. впервые установлено секущее положение жила мощностью 0,02 м темно-коричневых щелочных базальтоидов в афанитовых базальтах волинской серии венда (инт. 78,0 - 91,5 м) [57]. Жилы черных габбро-долеритов свежего облика отмечены В.Ф. Судовцевым и др. в скв. 1437 на глубине 681,5 м юго-западнее с. Колки.

В скв. 1438 на глубине 339,0 м нами установлена жила 0,01 м темно-серого дацита со сливной текстурой в коричнево-сером щелочном базальтоиде, залегающем в траппах волинской серии. На глубине 529,0 м в этой же скважине в составе брекчии отмечен розово-серый ортофир, причем цемент в виде затеков представлен бурым глинистым материалом с окатанным кварцем.

В скв. 67 в инт. 127,4 - 133,5 м в с. Кухотская Воля обломки пепельно-серых ортофиров мощностью 0,1-0,2 м входят в брекчию осадочно-карбонатного состава; обломки белых латитов (ортофиров) присутствуют также в инт. 147,5 - 150,3 м (скв. 67) в осадочно-терригенной с известняками брекчии. В скв. 724 на глубине 150,0 м на участке Кухотская Воля выявлен светло-серый латит мощностью 0,10 м среди брекчированных пород полесской серии. Щелочные базальтоиды (лампрофиры, мончикиты) вскрыты Волинской ГРП Ровенской ГРЭ по Севургеология Министерства геологии УССР во многих точках (скв. 4144, 4143, 4167 и др.): в скв. 839 на глубине 168,0 м - светло-серый щелочной лампрофир; в скв. 4097 на глубине 171,5 м - темно-серый с зеленоватым оттенком мягкий щелочной базальтоид с квадратиками (0,5-0,5 см) белого нефелина; в скв. 4081-А на глубине 294,0 м - обломки белых нефелинитов.

В скв. 4039-А на участке Перекалье на глубине 240,0 м белый ортофир залегает среди брекчированных песчаников полесской серии, раздробленных в зоне субширотного Кухотско-Вольского разлома; в скв. 954 с. Перекалье - субвулканическая залежь в инт. 268,0 - 272,9 м; в скв. 827 на участке Добра на глубине 251,8 м - темно-серые с зеленовато-голубоватым оттенком щелочные базальтоиды.

В скв. 2191 на участке Новый Чарторийск в составе брекчиро-

ванных пород в инт. 622,0 - 625,0 м присутствуют светло-серые трахиты и сандвиниты мощностью 3,0 м, которые располагаются на уровне горбашовской свиты. На глубине 872,7 м отмечены серые тонкозернистые щелочные базальтоиды с табличками (2 x 5 мм) белого нефелина (?), белые с желтоватым оттенком ортофир; на глубине 776,0 м - порфириовидный ортофир; в инт. 872,5 - 872,7 м - серые щелочные базальтоиды (0,2 м) в силле габбро-диабазов.

По линии Любешов - Малорита - Ратно - Хотешов - Камень-Каширский приподнятого блока щелочные базальтоиды отмечены в скв. 4-сп с. Мостище на Хотешовском участке в инт. 335,0 - 337,6 м. Дайка мощностью 4,1 м приурочена к силлу габбро-диабазов. В скв. 6-сп на глубине 428,0 м этого же участка выявлены темно-серые щелочные базальтоиды.

В скв. 7-г на глубине 150,4 м на участке Любешов находится жила светло-серого жильного латита в темно-серых афанитовых базальтах; в инт. 150,5 - 151,5 м светло-серый с сиреневым оттенком с фельзитовой микроструктурой мончикит (?) пересекается жилкой мощностью 1,0 см светло-зеленого щелочного базальтоида с серпофитом.

В скв. II в инт. 521,2 - 525,2 м на участке Ратно прослежены темно-серый тешенит мощностью 0,15 м в вулканогенных породах волинской серии; в скв. 15 этого же участка в инт. 288,5 - 288,58 и 289,1 м - пепельно-серые щелочные базальтоиды; в скв. 2-сп на глубине 352,5 м - серые щелочные базальтоиды миндалекаменные мощностью 0,07 м; в скв. 13 - темно-коричневый афанитовый щелочной базальтоид.

В зоне сочленения южного борта Припятского вала с Львовским верхнепалеозойским прогибом и на территории последнего послетрапповые субвулканические тела установлены: в скв. I-п на участке Горохов в инт. 2511,0 - 2523,0 м - светло-серый щелочной базальтоид афанитовый; на глубине 2543,0 - 2523,0 м - светло-серый щелочной базальтоид афанитовый; на глубине 2543,0 м - темно-серый щелочной базальтоид (абсолютный возраст 200 млн. лет) среди траппов; в инт. 2570,0 - 2587,0 м - серый мелкозернистый щелочной базальтоид мощностью 0,05 м (абсолютный возраст 350 млн. лет).

В скв. I на участке Овадно отмечены: на глубине 2010,9 м - серый слюдяной фельдшпатоидный вулканит, который по внешним признакам является аналогом мельтейгита из Остапьевско-Белоцерковской площади ДДВ (скв. 232, гл. 1926,25 м); в скв. I на глубину 2478,0 м на участке Владимир-Волинский - серый, плотный, тонкозернистый щелочной базальтоид со скорлуповатым изломом; в скв. I на

глубине 1091,5 м на участке Радовичи - зеленый щелочной базальтоид (агломерат), слабощементированный; в скв. I участка Берестечко на глубине 2053,8 м - буро-коричневые меймечиты (абсолютный возраст 500 млн. лет); там же на глубине 2228,7 м - коричнево-серые щелочные базальтоиды с миндалями размером 0,5 x 1,0 см (хлоритизированные ксенолиты ультрабазитов ?).

В скв. I на участке Литовеж на глубине 4089,8 м жила мощностью 0,8 см черного анальцита под $\angle 10^{\circ}$ к горизонту пересекает темно-серые среднезернистые габбро-долериты; в скв. I на участке Глиняны на глубине 4293,8 м отмечен темно-бурый щелочной базальтоид с оливином и включением размером 0,4x0,7 см ксенолитов черных ультрабазитов (?); выше на глубине 4208,0 м - серые кварциты; в скв. I на участке Перемышляны на глубине 4203,0 м развиты темно-серые щелочные базальтоиды.

За пределами Припятской геохимической провинции палеозойские вулканогенные и субвулканические образования залегают в стратифицированных осадочно-терригенных и карбонатных толщах или пересекают их, в связи с чем можно достовернее изучить их геологический возраст.

В скв. 34-г в районе г. Малорита Брестской обл. снизу вверх вскрываются (в м):

- 237,0-236,0 - отложения нижнего кембрия; алевро-песчаники балтийской серии
- 236,0-235,5 - туффиты вулканические желтые, аргиллизированные
- 235,5-207,5 - балтийская серия, алевро-песчаники
- 207,5-207,0 - туффиты вулканические желтые, аргиллизированные
- 207,0-205,0 - балтийская серия, алевро-песчаники

В кембрии проявлялся и субинтрузивный вулканизм. Так, в юго-восточной части ПНР жила диабазов встречена в скв. Паслек-ИГ, где она пересекает песчаники костшиньской серии среднего кембрия; об этом сообщали К. Лендзен, Р. Михняк, А. Розанов в 1965 г.

По Ю. Юсковяку, К. Лендзен, В. Рига и Ч. Жак (1936) осадочные породы сложены песчаниками мощностью 140 м.

В последующую эпоху, ордовиковую, вулканизм, по-видимому, не проявлялся, так как его продукты не обнаружены.

Особенно интенсивная вулканическая деятельность приходится на силурийское время, когда вдоль западного и юго-западного склонов УЩ и вдоль западного борта Припятского вала отлагались эффузивные тела; в западной части Восточно-Европейской платформы (на западном берегу Чудского озера, в Прибалтике и в районе г. Олыткин в ПНР) они известны в субинтрузивной фации. В ДДВ вулканизма в силу не было.

Самая бурная вулканическая деятельность, как уже отмечалось, развивалась в девонскую эпоху, когда происходила коренная перестройка структур Восточно-Европейской платформы. Девонский вулканизм надежно стратифицирован в Припятской впадине, ДДВ и Донбассе.

На востоке Припятской впадины в Лоевской седловине известны вулканические породы щелочно-ультраосновной - щелочно-базальтоидной формации; их абсолютный возраст 355 - 360 млн. лет (Г. Д. Афанасьев, В. И. Гоньшакова, В. П. Корзун). Они развиты на Вышемировской, Ястребовской, Васильевской, Борщевской, Шарпиловской, Ветхинской площадях и представлены щелочными трахитами, нефелинитами, лейцититами, лимбургитами, анкаратрит-пикритами. О них детально писали В. П. Корзун и А. С. Махнач, в 1977 г.

В ДДВ продукты девонского вулканизма сложены эффузивами, пирокластами и дайками [2, 5, 7, 33]. На Остапьевско-Белоцерковской площади в 1977 г. З. Г. Волошина и др. исследовали и описали породы щелочно-ультраосновной - щелочно-базальтоидной формации (пикритовые порфириты, слдяные перидотиты, анкаратриты, лимбургиты, нефелиниты, эпидейцититы и др.). Абсолютный возраст этих пород 320 - 360 млн. лет.

С девонскими разломами герцинской складчатости в зоне сочленения Донбасса и Приазовья связаны многократные внедрения вулканических пород основного, кислого и щелочно-ультраосновного - щелочно-базальтоидного составов; их изучали и описывали И. С. Усенко в 1954 г., В. А. Слишченко в том же году, Г. А. Макухина в 1961 г., а А. Я. Древин, А. И. Зарицкий и др. - в 1962, С. В. Нечаев, С. Т. Борисенко и др. в 1961 г., Н. В. Бутурлинов, Б. С. Панов в 1959 и 1972 гг., В. И. Гоньшакова и др. в 1978 г.

Каменноугольный вулканизм. В связи с герцинскими тектоническими подвижками по разломам (в ДДВ и других структурах) внедрялись субвулканические тела. На Волини продукты эффузивной деятельности проявились на западном окончании Припятского вала, в частности на Вижница-Лукувском поднятии (Славатичском горсте) и его склонах.

В скв. Каплонос-ИГ среди сланцев и мергелей нижнего визе нижнего карбона в 1968 г. А. Желиховский отметил (в м):

450,0-445,8 - известяки силура

445,8-439,0 - туффиты вулканические красно-бурые (6,8 м)

439,0-421,0 - отложения нижнего карбона, визе: сланцы и мергели

В скв. Радзынь-ИГ на западном склоне Вижница-Лукувского блока снизу вверх вскрывается (в м):

Отложения кембрия, песчаники
Туффыты вулканические
Отложения нижнего карбона, сланцы, известняки

Скв. Дорогуш-ИГ на Любальщине снизу вверх пройдены (в м):

Отложения нижнего девона, олд-ред, известняки
Туффыты вулканические мощностью 3,0 м
Отложения нижнего карбона мощностью 120,0 м

В скв. Недвищ-ИГ снизу вверх встречены (в м):

Отложения верхнего девона, аргиллиты
Туффыты вулканические
Отложения нижнего карбона, визе: мергели, известняки

Скв. Корпит-3 в бассейне р. Зап.Бут снизу вверх встречены (в м):

Отложения верхнего девона
Туффыты вулканические
Отложения нижнего карбона, визе

Проявления карбонового вулканизма в пределах Львовско-Волинского каменноугольного бассейна (правобережная часть бассейна р. Зап. Бут) на территории Украины также возможны. Предположение вполне реально, особенно если учесть разрывную тектонику этого района.

МЕЗО-КАЙНОЗОЙСКИЕ ВУЛКАНОГЕННЫЕ ОБРАЗОВАНИЯ

Следы вулканической деятельности в мезо-кайновое, главным образом в виде вулканического пепла, известны во многих местах Волино-Подольи, в Донбассе, на Любальщине в ПНР, а также непосредственно на Ущ и его северном склоне. На оживление древних разломов, безусловно, влияла тектоно-магматическая активизация, существовавшая в мезозое в Крыму.

Проявления ирское андезитового вулканизма фиксируются в северо-западной части Донбасса - селах Городне (33 м) и Бутаково (42 м), около ст. Лозовая Харьковской обл. Интрузивная деятельность в ирское время развивалась в восточном секторе Донбасса, где субвулканические тела, представленные лампрофирами, внедрялись в каменноугольные отложения в районе г. Новошахтинска Ростовской обл.; их абсолютный возраст 180 млн. лет (Н. В. Бутурлинов, Н. А. Савченко). Кроме того, ирские дайки мончикитов и камптонитов абсолютного возраста 160 млн. лет отмечены В. И. Гоньшаковой и др. в 1967 г. в бассейне р. Крынка в Донбассе.

В юго-западном обрамлении Ущ, в частности на стыке Причерноморской впадины с Преддобруджинским прогибом и Молдавской плитой, в скв. 340 около г. Арциз Одесской обл. в инт. II86,0 - II91,0 м

вскрылись темно-серые с фиолетовым оттенком щелочные базальтоиды мезозойского (проекого ?) времени, представленные коричнево-серыми с кремевым оттенком мончжкитами. Там же, в пределах Западного Причерноморья в районе с.Алуат (скв. 106) В.С.Крандиевским установлены свежие темно-серые и светло-розовые лампрофиры мощностью 3,0 - 3,2 м в инт. 4597,0 - 4600,0; 4713,0 - 4716,5 и 4717,0 - 4720,0 м. Они залегают в черных, аспидновидных аргиллитах силура [57], в связи с чем их геологический возраст интерпретируется неоднозначно. Аналогичного облика лампрофиры вскрыты около г.Казаклия (скв. I-K) в инт. 3263,0 - 3285,0; 3285,0 - 3289,5 и 3304,0 - 3309,0 м, где их мощность (по керну) колеблется от 4,0 - 5,0 до 22,0 м; возраст их не изучен.

По данным А.А.Гойжевского и др., Ущ в мезо-кайнозойское время подвергался воздействию разломной тектоники.

С мезо-кайнозойскими движениями связаны субинтрузивные тела в Болтышской тектоно-вулканической депрессии (северо-восточная и другие части Ущ), где изученные в 1972 г. Н.П.Семененко трахибазальты имеют абсолютный возраст 170 млн.лет. Следует заметить, что в западной части Припятицкого вала на Волыни в районах Ратно, Любешов и др. в 1968 г. Н.А.Савченко, по данным радиологических исследований, среди вендских трапшов отметил трахитоидные разности вулканических пород (с абсолютным возрастом 180 - 200 млн. лет). В центральной части Ущ, по данным Н.П.Семененко, Э.А.Ярошчука, И.Г.Сокуренько и др., продукты платформенного вулканизма установлены в пределах зоны Криворожско-Кременчугского прогиба, где выделены Родиновская и Первомайская вулканические трубки взрыва. В пределах Первомайской структуры вулканические породы представлены эффузивными брекчиями и пузырчатыми лавами трахандеязитового состава возрастом 250 млн.лет. Послевулканическая деятельность закончилась отложением гидротермальных кварцевых и карбонатных жил. Кроме того, по сведениям Станкевича (Днепропетровский горный институт), в центральной части Ущ в 2 км к югу от г.Днепропетровск в четвертичных лессовидных суглинках на глубине 9,00-9,22 м отмечены один прослой (0,22 м) вулканического пепла беловато-желтоватого оттенка и второй прослой (0,02 м) на глубине 9,72-9,74. По данным Г.В.Липкивской, вулканический пепел на 40 % сложен вулканическим стеклом с примесью пироксена (авгита), рутила, апатита, кварца и др. Вулканический пепел установлен и около с.Ивановка вблизи г.Житомир.

В юго-западном обрамлении Восточно-Европейской платформы

туфогенные бескварцевые вулканогенные породы встречены в районе г. Люблин, где они залегают среди морских осадков верхнего мела, отмеченных Ст. Малковским в 1951 и В. М. Клушиным; последний в 1976 г. приводит данные о сфалерите и галените из осадочно-терригенных пород сеномана в скв. Г7 около с. Конобель (юго-западный борт Ратновского горста на Припятском валу). На этом основании он приходит к выводу о возможности вулканической деятельности в районе Припятского вала и в послесеноманский период.

В третичное время следы вулканической деятельности отмечаются во многих точках Юга европейской части СССР.

Еще в 1914 г. В. Д. Ласкарев, впервые отметивший вулканический пепел на Подолии по р. Збруч (левый приток р. Днестр), детально описал их геологическое залегание около с. Бондаревка среди пород нижнего сармата.

В миоцене вулканический материал отлагался на Подолии среди известняков, мергелей и глин так называемых эрвильевых слоев тортона в районе г. Чертково, сел Урынъ, Дольна, Дереневка и Воля Мазовецкая. Прослой бентонитовых глин, образовавшихся, по-видимому, за счет вулканического материала, обнаружены также в районе г. г. Тернополь и Борщев в 1958 г. М. Н. Клушиновым. Заметим, что в 1951 г. Ст. Малковский сообщал о горячих минеральных источниках на западном склоне Ущ (с. Степань) и в пределах Польской низменности около сел Озерки и Цехоцинск; считается, что они возникли за счет разломной деятельности третичного времени. П. К. Заморий в 1935 г. установил в Степном Крыму около оз. Старое желтовато-оливый вулканический пепел (сложенный кварцем, авгитом, серпичитом) мощностью 0,03–0,07 м на глубинах 2,97–3,02 м среди четвертичных глин. Следы сарматского вулканизма фиксировались М. Н. Клушиновым в 1958 г. по р. Конка у с. Васильевка, а О. В. Крашенинниковой в 1968 г. – у с. Новая Воронцовка около г. Никополь.

За пределами Украины на Воронежском массиве около г. Павловска у с. Дуванка в 1936 г. А. А. Дубянский обнаружил вулканические пеплы, которые В. М. Лодочников отнес к трахитовым туффитам, причем, по его мнению, трахит с. Дуванка залегает недалеко от действовавшего вулканического очага.

Таким образом, приведенный фактический геологический материал свидетельствует о том, что на протяжении длительного времени, начиная с позднего докембрия (а на Ущ – с раннего протерозоя) и до мезо-кайнозоя включительно, на территории юго-западной окраины Восточно-Европейской платформы, составной частью которой является

Припятская геохимическая провинция, проявлялись глубокие расколы земной коры, интенсивный вулканизм в дайковой, эффузивной и субинтрузивной фазах, а также рудо- и алмазообразование.

КРАТКАЯ ПЕТРОГРАФИЧЕСКАЯ И ПЕТРОХИМИЧЕСКАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА ВУЛКАНОГЕННЫХ ПОРОД

Микроскопическое и петрохимическое изучение каменного (кернового) материала показало, что среди казалось бы однообразных вулканогенных пород Западной Волны имеются и оригинальные представители основного, ультраосновного, щелочного и даже кислого рядов.

ПОРОДЫ ТРАПОВОЙ ФОРМАЦИИ

Среди траппов следует различать массы габбро-диабазов, залегающие в песчаниках полесской серии, покровные базальты и их туфы, подстилающиеся гравелит-песчаниками горбашовской свиты (а в случае их отсутствия - на более древних образованиях) и субинтрузивные залежи (жилы и дайки) долерит-базальтов. Последние пересекают покровы базальтов так называемой берестовецкой свиты. Они развиты в Ровенской, Волынской и других областях Украины.

Макроскопически базальты черные с сиреневым оттенком или темно-серые; в структурно-текстурном отношении они представлены афанитовыми (излом раковистый) и мелкозернистыми разновидностями. Кроме того, в большом количестве наблюдаются миндалекаменные разновидности. Зачастую в базальтах нет признаков вторичного изменения. Иногда наблюдаются диагенезированные породы (с. Березцы). В толще покровных базальтов встречаются лавобрекчии коричневого цвета. В Стырь-Стоходском междуречье породы трапповой формации подвергались брекчированию.

Главными минералами базальтов являются плагиоклаз (лабрадор), пироксен, вулканическое стекло и рудные.

Плагиоклаз. Его зерна имеют длину от 0,5 до 2-3 мм. Иногда лейсты приобретают параллельную ориентировку, вследствие чего структура пород близка к трахитоидной. Состав плагиоклаза колеблется от $Ап_{45}$ до $Ап_{70}$. Крупные порфировые выделения затронуты вторичными изменениями: разрушается центральная часть зерна, а по периферии остается лишь узкая каемка. З.Т. Ушакова в 1962 г. констатировала в эффузивных траппах альбитизацию основного плагиоклаза ($Ап_{6-7}$).

Пироксен в покровных базальтах представлен авгитом. Он обра-

зует изометричные формы размером 1-2 мм, заполняет интерстиции между лейстами плагноклазов. Редко встречаются гломеропорфировые скопления из трех - пяти зерен. Оптические свойства: $2V = 38 - 56^\circ$, с $Mg = 36 - 40^\circ$. В скв. 44 (участок Любешов) пироксен образует крупные порфировидные выделения, что является редким для пород этой формации. Магнетит в эффузивных траппах образует изометричные зерна, иногда встречаются кристаллы. Он ассоциирует главным образом с пироксеном, но в виде включений встречается и в полевых шпатах. Второстепенные и другие минералы представлены хлоритом, карбонатом, жильным кварцем, цеолитами, а также хлорофитом, паллгорскитом, изученными В.П.Шашковой в 1956 и 1958 гг., и селадонитом, изученном Е.К.Лазаренко в 1956 г. В трещинах есть самородная медь.

Субвулканические габбро-диабазы Припятского вала и Предгалицкийского прогиба (на последний в позднем палеозое налагалась Львовская впадина) в своем составе содержат те же минералы, что и эффузивные траппы, однако отличаются компонентами летучей фазы. В частности, в большинстве разрезов габбро-диабазы содержат апатит (который, возможно, как исключение присутствует в эффузивных траппах). Кроме того, в составе габбро-диабазов сел Островцы, Гута-Степанская, Вел.Мидск, Перекалье, Хотешов и других в значительном количестве появляется оливин.

Полевые шпаты габбро-диабазов представлены плагноклазом и калиевым полевым шпатом. Плагноклаз основной массы по составу более кислый, чем в эффузивных траппах, и отвечает андезину и андезилабрадору (An_{35-45}). Вкрапленники плагноклазов имеют размеры 2 - 4 мм и более. В габбро-диабазе Владимир-Волинского участка (скв. I, гл. 3378,2 м) четко ограниченные кристаллы плагноклазов достигают очень крупных размеров: 0,5 x 1,0 и 0,8 x 1,0 см. Текстуру региона этих пород можно назвать гигантозернистой; в данном регионе она встречается исключительно редко. Плагноклаз обладает резко выраженным идиоморфизмом, а пироксен занимает пространства между его таблицами, что характерно для офитовой (диабазовой) структуры основных вулканических пород. Поэтому термин "габбро-диабаз" для этих пород вполне приемлем.

Кроме плагноклазов в этих породах встречаются калиевые полевые шпаты. О развитии их на Волини сообщали Ю.Токарский в 1929, В.И.Бартошевский в 1958, Е.К.Лазаренко и др. в 1960 гг., однако не указывая геологической привязки. Поэтому осталось не ясным, что имелось в виду: эффузивные или субвулканические траппы. Только

Ю. Токаровский констатировал калиевый полевой шпат (санидин) среди траппов карьера Берестовец. Однако эти породы уже относятся к палеозойскому возрасту и по отношению к траппам являются более молодыми. Калиевый полевой шпат (адуляр) обнаружен Н.В.Савченко и др. в 1970 г. в габбро-диабазе участка Хотешов (центральная часть Припятского вала) в скв. 4-сп на глубине 384,5 м. Породы затронуты процессами метасоматоза (пропилитизацией, калишпатизацией), вследствие чего количество полевых шпатов увеличилось при резком снижении содержания пироксена, который заместился хлоритом, и, возможно, баститом (?). Измененные породы приобретают пятнистую серо-розовую окраску. В свежих габбро-диабазе полевой шпат представлен плагиоклазом № 60 - 65; 1 OIO , с $Mg = 28 - 30^\circ$. Его основность An_{54-57} . В пропилитизированных габбро-диабазе среди порфиробластов (3 x 7 мм) встречается олигоклаз. Замеры на федоровском столике (В.М.Венедиктов) показали № 18 - 28; 1 OIO , с $Mg = 3-4^\circ$, что отвечает альбиту или альбит-олигоклазу. Последний подтверждается дебаеграммой, на которой наиболее интенсивная линия с d/n равна 3,19, а две другие линии с меньшей интенсивностью 2,58 и 1,820 соответственно. Химический состав метасоматически измененного полевого шпата определялся в ИГФМ АН УССР на электронном микрозонде MAP-I (в %): SiO_2 54,0 - 64,4; K_2O 2,2 (в отдельных точках 3,9). В жильных новообразованиях калиевого полевого шпата по трещинкам в порфиробластах SiO_2 29,1 - 32,4 %; ΣFe 18,4 и K_2O 9,2. Кроме того, в отдельных обломках из порфиробластов полевых шпатов (возможно, вмещающих K_2O 9,2 %) рентгеноструктурным анализом (по методу дифрактометра) установлен калиевый полевой шпат, соответствующий адуляру, что также подтверждается дебаеграммой (лаборатория рентгеноструктурного анализа ИГФМ АН УССР). Моноклинная фаза калиевого полевого шпата из с.Хотешов (с интенсивностью 4,24) удовлетворительно сопоставляется с адуляром (или "адулярвидным калиевым полевым шпатом") из с.Балая в Забайкалье [42]. Химическим анализом в монофракции полевого шпата из Припятского вала отмечено 11,0 % щелочей (лаборатория ИГФМ АН УССР).

Пропилитизация габбро-диабазов с.Хотешов выразилась в резком увеличении рудных минералов. Так, из 1 кг исходной пробы было получено 15 г титаномagnetита, в котором химическим анализом выявлено 16,80 % TiO_2 и 79,55 ΣFe . Кроме того, в них присутствуют 0,09 % Ca и 0,03 % Mn (данные спектрального анализа, лаборатория ИГФМ АН УССР).

В целом на примере Припятского вала отчетливо видна неоднородность структуры метасоматических низкотемпературных калиевых по-

левых шпатов, что, по-видимому, подтверждает предположения Лавеса, Джонса и Тэйлора, высказанные в 1952 и 1961 гг., о том, что большинство низкотемпературных моноклинных полевых шпатов (в том числе, вероятно, и адуляр) представляет собой субмикроскопически сдвойникованные микроклиновые домены. Для калишпатизированных субвулканических траппов Припятского вала пока не выяснены условия, при которых образуется адуляр. Можно предположить, что сначала происходит деаортизация плагиоклаза габбро-диабазов, вплоть до появления чистого альбита. Затем уже при повышении подвижности потенциала калия на место натрия (альбита) становится калий (адуляр). Однако наблюдения над характером распределения в полевых шпатах натрия (в частности, преимущественная приуроченность калия к дислокационным структурам) позволяют высказать соображение о том, что наряду с вышеизложенным механизмом могли существовать и самостоятельные центры кристаллизации адуляра за счет поступления гидротермальных растворов.

Пироксен в силлах габбро-диабазов присутствует в строении основной массы породы. Он часто замещается хлоритом и другими силикатами. Размер зерен его колеблется от 0,25 до 0,5, иногда до 1 мм; располагаются они в межзерновых пространствах лейст плагиоклазов, создавая габбро-диабазовую структуру породы. По составу ($2V = +38^{\circ}$; с $Mg = 45 - 48^{\circ}$) пироксен относится к пиконит-авгитам. На этом основании Л.Г.Бернадская в 1958 г. отметила, что габбро-диабазы являются разновозрастными с базальтами и включила их в состав волынской серии.

Оливин в габбро-диабазовых встречается единичными зернами и в виде скоплений (пять - шесть зерен). Нередко он полностью замещается буолитом. В связи с тем что последний развивается и по ромбическим пироксенам, вполне возможно, что в породах в единичных зернах может находиться и гиперстен. Оливиновые разности габбро-диабазов встречены в силлах с.Гута-Степанская, Владимир-Волынский, Перекалье и других.

Магнетит отмечается в двух генерациях: образованный, возможно, еще на раннемагматической стадии и на поздней (или пост-) магматической. Ранний магнетит имеет правильные кристаллографические очертания, а поздний присутствует в виде мелких зерен в рудной пыли.

Апатит. В отличие от эффузивных траппов в силлах габбро-диабазов интенсивно кристаллизовался апатит. Его длинные игольчатые кристаллы особенно обильны в габбро-диабазовых Владимирецкого участка (с.Островцы).

Кристаллизация минералов в габбро-диабазовых породах началась с оливи-на. В нем присутствуют включения магнетита, поэтому есть все основания относить последний к интрателлурической стадии магматизма. Затем кристаллизовался пироксен, а позже плагиоклаз. Апатит выделялся в постмагматическую стадию, так как он ассоциирует с вторичными минералами. С гидротермальной стадией связаны сульфидные прожилки галенита (Владимирецкий участок), которые по трещинам в габбро-диабазовых породах сопровождаются хлоритом темно-зеленого цвета.

Размещение силлов пока не поддается точной систематизации. Отметим лишь, что их совершенно нет в Случь-Горинском междуречье, т.е. непосредственно на западном и северо-западном склонах Ущ. Наоборот, обширные тела силлов выходят на подмеловую поверхность в Стырь-Горинском, Стоход-Стырском и Стоход-Турьянском междуречьях. При этом во многих разрезах наблюдается следующая картина: там, где в песчаниках полесской серии есть силлы габбро-диабазов, там нет покровных эффузивных траппов (частично). И наоборот, если хорошо развита толща базальтов, то тел габбро-диабазов (которые должны быть в типичном разрезе на более низких горизонтах) нет. Универсальной разгадки, которая бы могла объяснить эти факты, пока нет. Однако можно констатировать, что в распределении силлов габбро-диабазов решающую роль играл геотектонический режим. Пример тому - северо-западный склон Ущ (Случь-Горинское междуречье). Отсутствие силлов габбро-диабазов здесь можно объяснить тем, что в верхнем рифее эта область интенсивно прогибалась, что отрицательно сказалось на подъеме основной магмы. В то же время зона сочленения Припятского вала Ущ (Стырь-Стоходское междуречье) в верхнем рифее представляла собой мобильную область, благоприятную для транспортировки магмы из глубины.

После излияния эффузивных траппов волинской серии венда на отдельных участках Припятского вала и западного склона Ущ происходил интенсивный подъем местности, сопровождавшийся внедрением субинтрузивных тел долерит-базальтов (жилы и дайки). Это отмечается на Подволочиском, Берестовецком (западный склон Ущ), Ратновском, Медненском (Припятский вал) и Глинянском (Предгалицкий прогиб) участках. В с.Подволочиск (разрез скв. 16947) покровные базальты с глубиной сменяются интрузией долерит-базальтов. В карьере Берестовец виден выход на подмеловую поверхность экструзий долерит-базальтов, выраженных столбами идеальной формы ("базальтовые столбы"). На участке Ратно (в скв. 12) субинтрузивная залежь имеет

переходные формы к покровным базальтам: она сопровождается туфами и туфобрекчияей. В районе с. Медное (скв. 22-г, гл. 355,0 м) субинтрузивная залежь пятнистых долерит-базальтов внедрялась в толщу вулканических туфов, а в с. Глиняны она активно воздействовала на осадочные породы (возможно, валдайской серии), превратив их в слабо метаморфизованные окварцованные сланцы (скв. I, гл. 4183,5 м). В районе Вел. Мидск Ровенской обл. (скв. 3-м и 9-м) субинтрузивные образования (густо-зеленой и коричнево-бурой окраски) находятся в очень сложных взаимоотношениях как между собой, так и с вмещающими породами.

Структура долерит-базальтов интерсертиальная, микродолеритовая, иногда габбро-долеритовая. Породы почти не содержат признаков вторичных изменений. К таким породам относятся траппы участков Берестовец, Подволочиск и с. Медное. Главными породообразующими минералами субинтрузивных долерит-базальтов являются плагиоклазы (лабрадор), пироксен (авгит) и магнетит. От эффузивных траппов они отличаются четче выраженной структурой раскristализации, а также геологическими условиями залегания. Размер порфиробластов плагиоклаза 0,5-0,8 мм. Темно-серые долерит-базальты пересекаются жилами 0,2-1,0 см коричнево-бурых субинтрузивных пород (участок Берестовец). Долерит-базальты Берестовца содержат плагиоклазы двух генераций, причем они отличаются количеством анортита [1]. Долерит-базальты Медненского участка имеют оригинальную пятнистую окраску (текстуру) за счет пойкилитовой структуры: порода содержит крупные гломеробластовые зерна пироксена, ишпечеренные пойкилитовыми вростками плагиоклазов ("пятнистые долерит-базальты").

Постаффузивные долерит-базальты субинтрузивной фации совершенно не содержат апатита, что их отличает от габбро-диабазов оубульканической фации (фото 3).

По химическому составу траппы Припятского вала и смежных участков отличаются друг от друга не очень сильно. Более существенным является повышение кремнистости пород (к северо-западу от Ратновского блока) в Брестской впадине [44], где в разрезах эффузивных пород венда (скв. I2 к) появляются средние вулканогенные образования, представленные андезит-базальтами, андезитами и андезит-дацитами, вплоть до появления липарит-дацитов. Деллениты встречены на участке Подволочиск (фото 4).

Химизм траппов Воляно-Подолки изучали Н. Е. Стрелкова, Г. П. Шрамко в 1955 г., О. В. Крашенинникова в 1956, Л. Г. Бернадская в 1958, Е. К. Лазаренко и другие в 1960., З. Г. Ушакова в 1962, Б. Я. Во-

Т а б л и ц а 25. Химический состав вулканогенных пород Припятского вала и других участков (трапповая формация). %

Компонент	1	2	3	4	5
SiO_2	48,20	48,82	44,10	47,20	48,79
TiO_2	1,62	2,27	2,60	2,21	1,39
Al_2O_3	15,30	13,56	15,72	13,40	15,85
Fe_2O_3	5,22	4,72	8,46	6,34	5,37
FeO	7,99	8,70	3,80	7,91	6,34
MnO	0,21	0,21	0,24	0,35	0,29
MgO	5,28	5,94	6,59	7,78	6,03
CaO	9,24	9,26	7,03	8,40	8,91
Na_2O	2,31	2,24	2,48	2,47	3,18
K_2O	0,68	0,80	1,56	0,41	1,63
P_2O_5	0,38	0,25	0,68	0,20	0,47
SO_3	0,04	0,06	0,10	0,17	-
H_2O^+	2,18	-	2,25	1,83	1,86
H_2O^-	-	1,34	-	-	-
П.п.п.	2,02	1,67	3,14	1,63	-
CO_2	0,21	0,18	0,38	0,47	-
S	-	0,01	-	-	-
Сумма	100,91	100,00	99,13	100,57	100,00

Дополнительные характеристики

FeO/MgO	0,8	1,12	0,3	0,6	0,6
$FeO/MgO/CaO$	1:1,25:1,5	1:1:1	1:3:2	1:1,5:1,25	-
$\frac{Fe_2O_3 + FeO}{Fe_2O_3 + FeO + MgO}$	52,3	50,04	39,3	50,0	44,9
$\frac{Na_2O + K_2O}{FeO: MgO}$	55,0	36,7	1,6	156,6	116
$\frac{Fe_2O_3}{Fe_2O_3/FeO}$	0,29	0,24	1,00	0,35	0,4

Коэффициенты по А. Н. Заварицкому

a	3,3	6,3	4,5	3,2	5,8
b	29,8	23,0	28,6	33,5	26,9
c	4,1	6,2	4,2	3,1	7,3
s	62,8	59,5	62,7	60,2	60,0
f'	37,7	46,0	31,2	33,8	36,7
m'	33,6	37,1	47,0	42,6	44,2
c'	28,7	16,9	21,8	23,6	19,1
n	84,0	80,0	71,5	91,0	80,0

Компонент	1	2	3	4	5
t	2,4	3,44	4,3	3,4	-
φ	8,4	14,6	15,2	8,6	-
q	0,83	0,2	12,2	10,9	I, I
a/c	0,82	1,02	1,07	1,03	-

Примечание: 1 - базальты Припятского вала и западного склона Ущ (шесть анализов, по Н.А.Савченко); 2 - базальты неизменные Ровенской обл. (18 анализов, по З.Г.Ушаковой); 3 - габбро-диабазы Припятского вала и западного склона Ущ (14 анализов, по Н.А.Савченко), 4 - базальты каменной свиты юго-западного склона Ущ (три анализа, по Н.А.Савченко и З.Я.Ковинскому), 5 - средний мировой базальт (161 анализ, по Дэли)

ловник в 1966, 1971, 1975, Н.А.Савченко в 1964, 1966, 1968 и 1976 гг. Здесь приводятся дополнительные материалы по химизму траппов Припятского вала и соседних участков, нередко залегающих в различных структурно-тектонических зонах.

В химическом отношении числовые характеристики ($a = 5 - 9$, $\beta = 23 - 31$, $c = 5 - 8$) эффузивных траппов участка Рафаловка (располагавшегося вдоль древнего, доволынского края западного склона Ущ) близки к коэффициентам нормальных платобазальтов других регионов. Некоторые отклонения связаны с изменением основной массы пород (табл. 25).

Соотношения FeO , MgO и CaO в породах близки к I:I:I; значения $a/c < 1$, что свидетельствует об их слабой щелочности. Покровные траппы участков Городок и Гусятин (юго-западный склон Ущ) отличаются большей основностью (SiO_2 45 - 47 %), повышенной магnezальностью (MgO 6 - 9 %) по сравнению с эффузивами на западном склоне Ущ (SiO_2 48 - 50 и MgO 4 - 6 %). Габбро-диабазы субвулканической (гипабиссальной) фации западного склона Ущ (с.Островиц) характеризуются высокой основностью, магnezальностью, нередко титанистостью. В породах установлено высокое содержание летучих (фосфора, воды), что обусловлено наличием апатита: в габбро-диабазе P_2O_5 0,68 по сравнению с 0,38 в покровных эффузивах. Габбро-диабазы с.Гута-Степанская по отношению a/c (1,2 - 3,5) образуют субщелочную субформацию региона. С ними сходны габбро-диабазы участка Хотешов в центральной части Припятского вала. Их сходство определяется высокой основностью, титанистостью (TiO_2 3,23-3,58 %), магnezальностью, щелочностью и значительным количеством фосфора (0,92-1,72 %), на основании чего их также следует относить к субщелочной субформации (субфации) вулканических пород.

Т а б л и ц а 26. Характеристика меди в траппах рифея и венда западного склона Ущ и Припятского вала (по данным спектральных анализов)

Порода	Количество определений	Медь, %	Участок
Базальты	9	<u>0,001-0,02</u> 0,007	Ратно
"	17	<u>0,006-0,01</u> 0,007	Любешов
Туфы базальтовые	12	<u>0,003-0,08</u> 0,01	Любешов, Ратно
Габбро-диабазы	22	<u>0,0008-0,013</u> 0,035	Островцы

П р и м е ч а н и е: 1. В числителе - пределы колебаний, в знаменателе - средние значения. 2. Анализы выполнены в лаборатории ИГЧМ АН УССР

Эффузивы участка Любомль (бассейн р. Зап. Буг) по сравнению с эффузивными траппами участков Гусятин и Городок имеют меньше кремнекислоты, глинозема и извести при равной сумме щелочей (соответственно 2,73 и 2,88 %). Покровные базальты западного склона Ущ содержат на 1 - 3 % этих оксидов больше при равном количестве щелочей. Базальты участков Любешов (Украина) и Малорита - Черняны (Белоруссия) вполне сопоставимы между собой, при этом соотношение $FeO/MgO/CaO$ у них близкое и составляет 1:1:1.

Траппы Припятской геохимической провинции по главнейшим петрохимическим характеристикам ($FeO/MgO/CaO$; a/c ; a, b, c и др.) достаточно близки между собой и по составу отвечают нормальным платобазальтам древних платформ. Наряду с этим среди них отчетливо выделяется субформация субщелочных траппов субвулканической (гипабиссальной) фации³, которые отличаются от эффузивов большими основностью, титанистостью, магниезностью, щелочностью и более высоким содержанием летучих (фосфора, воды). Для субинтрузивных траппов последние не характерны. Эффузивные и гипабиссальные траппы отличаются содержанием меди (табл. 26).

Приуроченность субвулканических и эффузивных траппов с несколькими различными минеральными составами (в общем - то к единой структурно-тектонической зоне - Припятскому валу и западному склону Ущ) свидетельствует о небольшом разрыве во времени их внедрения в верхние слои земной коры.

³ М. П. Орлова, Л. А. Полунина. Габбро-диабазы Припятского вала (см. "История развития и минерагенения чехла Восточно-Европейской платформы" под ред. Ю. Г. Старичко. Л. Недра. 1. 0. 1981. с. 47).

После завершения волинской (вендской) вулканической фазы, с которой связаны траппы, на территории вольно-подольской части Восточно-Европейской платформы происходило углубление расколов земной коры до верхних частей мантии. Об этом свидетельствуют меймечиты и пикриты порфиритовые, которые внедрялись (участки Берестечко, Владимир-Волинский, Радовичи) вдоль ослабленной зоны разломов между Припятским валом и Предгалицкийским прогибом. Этот промежуток времени был благоприятным для внедрения кимберлитов.

Последующая герцинская тектоно-магматическая активизация затронула почти все тектонические швы Припятского вала, в связи с чем внедрялись субвулканические породы щелочно-ультрасосновой - щелочно-базальтоидной формации. Материалы радиологического датирования позволяют их связывать со средне - позднедевонским временем, когда происходила коренная перестройка структурного плана Восточно-Европейской платформы (Д.В.Наливкии, Г.Д.Афанасьев, В.И.Гоньякова и др.).

Присутствие ортофириновых (лейцитовых) туффитов среди верхне-силурийских известняков вдоль западного склона УЩ не вызывает сомнения в том, что здесь проявилась каледонская вулканическая фаза, хотя и в незначительных масштабах. Наиболее интенсивные вулканические проявления произошли к северу от Припятского вала, в частности в зоне сочленения Белорусско-Мазурского массива с Балтийской синеклизой.

Эффузивные (субвулканические ?) ультрасосновые породы развиты на участке Берестечко (юго-западная окраина Восточно-Европейской платформы). Здесь под алевритами гдовского горизонта валдайской серии в инт. 2016,6 - 2267,0 м вскрыта эффузивная вулканогенная толща (предположительно) волинской серии венда. Среди них на глубине 2057,0 м присутствуют серо-фиолетового оттенка вулканисты типа меймечиты или пикритовых порфиритов. По данным химического анализа в этой толще установлены (в %): SiO_2 38,88; TiO_2 0,62; Al_2O_3 7,56; Fe_2O_3 4,30; FeO 9,30; MnO 0,24; MgO 21,59; CaO 5,30; Na_2O 0,77; K_2O 0,10; P_2O_5 0,03; S 0,15; $MgO_{\text{гипр}}$ 0,50; п.п.п. 6,14; CO_2 0,50; Cr_2O_3 0,30; сумма 99,89. В состав породы входят оливин, ромбический пироксен (гиперстен), фельдшпатоиды и рудные минералы. Некоторые разновидности пород содержат до 25,00 % MgO , что позволяет предполагать либо далеко зашедшую дифференциацию базальтовой магмы, либо внедрение очень глубоких мантийных выделок. Эффузивные гипербазиты по химическому составу наиболее близки к слдяным перидотитам, о чем в 1954 г. писал Г.Розенбуш;

или меймечитам (по данным В.И.Гоньмаковой и Л.С.Егорова за 1968 г.).

По отношению к покровным и габбро-диабазальным траппам на территории Припятского вала устанавливается секущий контакт жильных пород щелочно-ультраосновой - щелочно-базальтоидной формации, возраст которых в 1979 г. калий-аргоновым методом (Н.А.Савченко, Ф.И.Котловская, Ю.С.Гончарук) определен в 305, 326, 350, 365 млн. лет. Эти цифры подтверждают позднепалеозойский возраст вулканитов.

Породы щелочно-ультраосновой - щелочно-базальтоидной формации. На территории Припятского вала и прилегающих участках Волинно-Подолья установлено около 100 точек жильных проявлений щелочно-ультраосновых - щелочно-базальтоидных пород. Первое жильное пересечение потока покровных траппов было отмечено в 1964 г. в бассейне р.Стоход в скв. 64 на глубине 83,0 м на участке Березичи. Мощность прожилка 0,02 м. Структура породы близка к офитовой. Контакты с вмещающими базальтами интрузивные.

Субвулканические и субинтрузивные тела приурочены к различным структурно-тектоническим зонам и определенным стратиграфическим уровням. Наблюдаются они главным образом в пределах силлов габбро-диабазов, затем в гравелит-песчаниках горбашовской свиты, а также пересекают толщу покровных траппов волинской серии венда (рис. 5,6; фото 5,6). Видимого залегания жил и даек этих субвулканических пород непосредственно в песчаниках полесской серии верхнего рифея не отмечалось. Вероятно, это можно объяснить тем, что порции магмы, образовавшие жилы и дайки палеозойских щелочных пород, внедрялись только по плоскостям подновленных трещин (некков), которые в рифее и венде использовались траппами.

В пределах Припятского вала палеозойские вулканические породы развиты на участках Медная, Пица, Згораны, Белки, Хотешов, Конобель, Камень-Каширский, Любешов, Березичи, Маневичи, Колки, Лобня, Кухотская Воля, Перекалье; в зоне сочленения западного склона Ущ и Припятского вала на участках Рафаловка, Вел.Мидск, Гута-Степанская, Островцы, Новый Чарторыйск, Горыград, Клинины; в зоне сочленения Львовской впадины с южным бортом Припятского вала на участках Овадно (Радовичи), Владимир-Волинский, Берестечко, Ляховел, Глинаны, а кроме того, в зоне сочленения юго-западного склона Ущ с Молдавской плитой и Причерноморской впадиной (особенно в пределах последней).

Рассмотрим краткую геологическую характеристику щелочно-ультраосновых - щелочно-базальтоидных пород.

Покрты и меймечиты темно-бурые, зеленоватые, мощность их более 10 м. Возраст 500 млн.лет. Взаимоотношения с окружающими породами не вполне ясны: в разрезе преобладают фельдшпатоидные

субвулканические породы, а наличия типичных траппов не выяснено, поскольку керн не был поднят; г. Берестечко, инт. 2053,7-2075,0 м, скв. I.

Пякритовые габбро-диабазы мощностью 0,08 м в силле габбро-диабазов; г. Владимир-Волинский, инт. 3379,1-3379,9 м, скв. I.

Коричневый лампрофир щелочной (мончикит); мощность 4,2 м. Сечет силл габбро-диабазов в отложениях верхнего рифея; с. Гута-Степанская, инт. 87,2 - 91,4, скв. 2.

Светло-коричневый щелочной базальтоид, мощность 0,10 м, находится в подошве силлы габбро-диабазов; с. Островцы, инт. 136,1-136,2 м, скв. 2-г.

Серый трахидолерит, мощность 4,0 м, возраст его 290 млн. лет. Отмечен в кровле волинской серии венда; Горыньград-2, инт. 153,0 - 157,0 м, скв. 76.

Серый щелочной базальтоид (с фельдшпатоплами), мощность 0,5 м, залегает среди базальтов волинской серии венда; с. Берестовец, инт. 156,5 - 157,0 м, скв. II3.

Светло-коричневые щелочные базальтоиды (лейцититы), мощность 1,9 м. В их кровле находятся базальты, а в подошве песчаники горбатовской свиты венда. В скв. II7, инт. 150,0 - 159,0 м - серые щелочные базальтоиды (аналогичные находящимся в скв. I34), мощность 9,0 м. В их лежачем боку - песчаники горбатовской свиты; скв. 270, инт. 380,0 - 371,5 м. Серые щелочные базальтоиды, мощность 1,5 м. В их кровле располагаются туфы базальтовые волинской серии венда, с. Рафаловка, инт. 216,7 - 228,6 м, скв. I34.

Секущий светло-серый латит в андезит-базальте (?) темно-фиолетовом, мощность 1,1 м. Отмечен среди вулканогенных пород волинской серии; в инт. 123,6 - 129,8 м - щелочной базальтоид серый (лейцитовый фonoлит?), мощность 3,2 м, с. Выдерта, инт. 150,4 - 151,5 м, скв. 7-г.

Темно-коричневый щелочной базальтоид, мощность 0,02 м на глубине 83,0 м; пересекает толщу базальтов венда; с. Березичи, инт. 79,0 - 91,5 м, скв. 64.

Дайка серых щелочных базальтоидов (с нефелином), мощность 4,1 м, в подошве - силлы габбро-диабазов, которые размещаются среди песчаников полесской серии верхнего рифея. Уловия залегания не вполне ясны, так как здесь же присутствуют фельзиты; скв. Мо-стиче-4-сп, инт. 335,0 - 337,6 м. Есть карбонатные породы.

Вулканические оолиты (серпентиниты) под отложениями сеномана верхнего мела (по Зб. Суйковскому, 1945) в скважине с. Камень-Каширский.

Фельзит афанитового облика, коричневый, мощностью 0,7 м; в подошве силлы габбро-диабазов с. Хотёзов, инт. 432,8 - 433,5 м, скв. 6-сп.

Темно-серый тешенит, мощность 0,15 м, инт. 521,2 - 525,2 м, скв. II; отмечен среди вулканогенных пород волинской серии; пепельно-серый щелочной базальтоид, мощность 0,05 м; с. Ратко, скв. 15, инт. 288,5-288,58 и 289,1 м.

Пепельно-серый щелочной базальтоид. Отмечен в траппах волинской серии; участок Берестовец, карьер, глубина 2-3 м.

Серый щелочной базальтоид (галька в туфах волинской серии); с. Радовичи, инт. 676,3-676,7 м, скв. I.

Серый щелочной базальтоид, мощность 9,0 м, возраст 220 млн.

лет, отмечен в базальтах венда; с. Горохов, инт. 2543,0-2552,0; 2511,0-2523,0 м, скв. 1п.

Серые щелочные базальтоиды, мощность 18,0 и 62,0 м; находятся в базальтах венда; с. Литовеж, инт. 3832,0-3850,0 м; 3754,0-3816,0 м, скв. 1.

Силл вулканических пород; взаимоотношения с силлом габбро-диабазов не ясны; с. Овадно, инт. 1337,0-1358,0 м, скв. 1.

Щелочной базальтоид с оливином, в инт. 4330,4-4385,4 м - пикритовый порфирит; мощность не установлена. Размещается ниже балтийской серии нижнего кембрия. По-видимому, эти породы оказывали контактное воздействие на вмещающие отложения, так как здесь встречены кварциты, возможно, за счет алевролитов валдайской серии венда, участок Глиняны.

Светло-серые трахиты, брекчия, инт. 622,0 - 626,0 м, скв. 2191; обломки вместе с песчаниками горбашовской свиты; 775,7-776,0 м - серые трахидолериты, находятся в обломке габбро-диабазов; 872,5 - 972,7 м - серый щелочной базальтоид, мощность 0,20 м; участок Новый Чарторыйск.

Серо-зеленоватая щелочно-ультраосновная (?) порода, мощность 0,4 м; отмечена в базальтах волынской серии венда. В инт. 268,0 - 272,9 м - дайка желто-коричневых трахитоидных фонолитов, мощность 4,9 м; находится в песчаниках горбашовской свиты волынской серии венда; с. Перекалье, скв. 954.

Обломки пепельно-серого ортофира, мощность 0,4; инт. 127,4 - 133,5 м, скв. 67, из осадочно-карбонатной брекчии; скв. 724. инт. 150,0-150,5 м - обломки светло-серого латита, мощность 0,10 м, отмечен в брекчии, в которой участвуют обломки песчаников полеской серии Верхнего рифея; щелочной базальтоид в габбро-диабазов, скв. 839, инт. 168,0-168,1 м; с. Кухотская Воля.

Бурый трахитоидный фонолит, мощность 0,05 м, скв. 827, инт. 251,85-251,90 м; отмечен в силле верхнерифейских габбро-диабазов; участок Лобна.

Эруптивная брекчия андезит-базальтов, сцементированная щелочным базальтоидом, инт. 96,1 - 101,5 м, скв. 3; найдена среди туфов базальтовых; щелочной базальтоид (лейцитит) темно-фиолетовый, мощность 3,1 м, инт. 220,7 - 223,8 м. Отмечен среди пород волынской (?) серии; участок Лозки, скв. 3-2.

Жила серого микросенита, мощностью 0,2 м; найден в темно-серых диабазов "побужского" типа, волынская серия, инт. 91,25 - 91,45 м. Здесь Н.А. Савченко в 1963 г. обнаружены обломки (или ксенолиты) темно-серых гарцбургитов (бронзититы) возрастом 1840 млн. лет; участок с. Михайловка, скв. 12592.

Ортофир темно-серый с пятнами, мощность 0,11 м; отмечен в отложениях Верхнего рифея. Взаимоотношения с породами не вполне ясны; темно-серый трахидолерит ортоклазовый, мощность 0,11 м, в составе полеской серии, инт. 386,8 - 388,2 м, скв. 2186; участок Серхов.

Тешенит темно-серый, мощность 19,0; 4,9 и 1,5 м, скв. 9-М, инт. 46,0 - 65,0; 75 - 80,7; 112,0 - 113,5 м; гибридная темно-серая, часто красная магматическая порода (типа щелочных габброидов), мощность 3,0; 15,1 и 1,3 м, инт. 72,8 - 75,8; 96,9 - 112,0 и 113,5 - 114,8 м. Внедрившаяся интрузия представляет шток. Согласно документации Н.Е. Стрелковой (в скважине за 1955 г.), в

оковом контакте залегают алевро-песчаники валдайской серии, в подошве - песчаники полесской серии, а в кровле - рыхлые породы верхнего мела. До 50 % объема вскрытой горной массой (глинистой породы) превращены в вязкую красно-бурую глину; участок Бел. Мидок.

Светло-серые щелочные базальтоиды с зеленоватым оттенком, содержащие многочисленные шпиги ("капли") хлоритизированных ультрабазитов. Размер последних от 0,5 x 0,5 до 1,0 x 3,5 см. Их форма разнообразная: эллипсоидальная, палочко- и каплевидная, а также в виде мелких шариков (2 x 2 мм). На контакте некоторых шпигров - реакционные строчки, инт. 154,4-154,3 м, скв. Б-9, участок Ратно.

Кроме указанных субвулканических тел в пределах Припятской геохимической провинции, а также западного и юго-западного склонов Ущ развиты субвулканические тела палеозойского возраста. Определение возраста подтверждается тем, что субвулканические тела залегают в стратифицированных толщах (в частности, в известняках и аргиллитах силура):

Светло-серые ортофирные туффиты скв. 78, инт. 195,0 - 200,0 м г.Ковель

Ортофирные туффиты, с.Белин, скв. 6-г, инт 197,0 - 201,0 м. Ортофирные туффиты, с.Здомысль, скв. 40, инт. 210,0 - 216,0 м. Светло-серые ортофирные туффиты с биотитом с.Гуша, скв. 401Б, инт. 761,0 - 763,0; 927,0 - 932,0 м.

Ортофирные туффиты, с. Стенжаричи, скв. 4109, инт. 449,0 - 451,0 м. Ортофирные туффиты, г.Луцк, скв. I, инт. 582,5 - 583,2 м. Ортофирный туффит, с. Берестечко, скв. I, инт. 1100,2 - 1105,5 м. Ортофирные туффиты, с.Горохов, скв. I, п инт. 1556,5 - 1117,0 м. Ортофиры, с.Босяновка, инт. 99,5-99,6; 100,5 - 101,2 и 102,6 - 103,0 м (по Зб.Суйковскому). Ортофирные туффиты, г.Ковель, скв. 402, гл. 190,0 м.

Ортофирные туффиты, г.Брест, скв. К-I, инт. 517,0 - 519,0; 580,0-594,0; 639,0 - 642,0; 718,0 - 720,0 м. В скв. К-10, инт. 715,0 - 718,0 м; 709,0 - 712,0 м - то же.

Ортофирные туффиты, с. Гусятин, скв. 11673, инт. 72,0 - 73,0 м. Ортофирные туффиты, с. Новоселки, скв. Бучач-2, инт. 684,0-889,0 м. Ортофирные туффиты, с.Завадовка, скв. I, инт. 1414,0 - 1416,0 м. Ортофирные туффиты, с.Ларсабаны, скв. 13752, инт. 76,0 - 76,8 м. Ортофирные туффиты, с.Дорохов, скв. I, инт. 758,3 - 761,0 м. Ортофирные туффиты, с. Корнешты, скв. 14, инт. 472,9 - 544,5 м. Ортофирные туффиты, с.Пугой, скв. 3, инт. 771,0 - 772,0 м.

Лампрофиры в черных аргиллитах силура, мощность 3,0; 3,2 и 3,0 м; с.Алут, скв. 106, инт. 4600,0-4597,0; 4713,0-4716,5; 4717,0 - 4720,0 м.

Лампрофиры, мощность 22,0; 4,0 и 5,0 м; с.Казакля, скв. I-к, инт. 3263,0 - 3285,0; 3285,5 - 3289,5 и 3304,0 - 3309,0 м. То же - в аргиллитах силура.

За пределами Припятской геохимической провинции известны дайки микросенита в силурийских известняках; (г.Олытин, скв. I-II, инт. 2163,0 - 2182,0 м); и дайка диабазов в песчаниках нижнего кембрия, (инт. 2293,0 - 2296,0 и 2300,0 - 2307,3 м). Кроме того отмечена дайка сиенитов в силуре, Чудское озеро (западный берег).

Таким образом, приведенный материал свидетельствует, что в

Т а б л и ц а 27. Химический состав вулканогенных и субвулканических пород Припятского вала и других участков, обогащенных MgO (щелочно-ультрасосновная - щелочно-базальтоидная формация)

Компонент	1	2	3	4	5	6	7
SiO ₂	44,17	44,36	36,17	44,98	42,27	39,51	46,41
TiO ₂	2,12	1,79	5,06	5,04	3,96	4,79	2,23
Al ₂ O ₃	10,22	13,26	15,52	15,42	15,75	13,47	14,26
Fe ₂ O ₃	8,58	7,10	8,12	6,53	9,28	10,72	4,10
FeO	6,29	5,43	1,83	1,15	1,98	1,11	6,82
MnO	0,08	0,05	0,16	0,09	0,10	0,16	0,26
MgO	12,52	11,63	15,75	13,78	12,57	14,40	10,43
CaO	3,78	1,65	2,26	1,13	1,98	1,13	4,98
Na ₂ O	0,85	1,55	0,45	1,14	2,48	0,53	2,75
K ₂ O	1,60	1,45	3,19	4,24	1,36	4,36	2,24
S _{общ}	Нет	0,05	Следы	Следы	Следы	Следы	0,03
P ₂ O ₅	0,40	0,10	0,67	0,66	0,57	0,69	0,27
H ₂ O _{св}	0,38	3,87	1,00	1,05	1,63	1,34	0,36
П. п. п.	6,84	7,34	8,43	7,12	5,99	7,40	4,23
CO ₂	0,56	0,48	1,04	0,34	0,20	Следы	0,07
F	-	-	0,04	0,04	0,04	0,05	-
NiO	-	-	Следы	Следы	Следы	Следы	Следы
Cr ₂ O ₃	-	-	-	-	-	-	-
Сумма	100,39	100,00	99,76	99,73	100,18	99,67	99,58

Коэффициенты по А. Н. Заваришскому

a	4,3	5,0	5,7	8,2	7,3	7,4	9,4
b	36,5	41,0	45,7	37,5	39,5	42,3	29,6
c	4,7	2,0	2,6	1,1	2,5	1,5	5,0
s	54,5	52,0	46,0	53,2	50,7	48,8	56,0
a'	1,0	22,4	21,5	23,6	22,4	18,3	-
c'	-	-	-	-	-	-	3,8
f'	38,3	28,0	19,5	17,1	24,5	24,2	35,2
m'	60,7	49,6	59,0	59,3	53,1	57,1	61,0
n	44	62	17	28	73	15	66
φ	20,9	15,1	15,0	14,2	19,8	20,1	12,3
t	3,4	3,0	9,6	7,7	6,5	8,3	3,5
g	-4,3	-8,0	-16,3	-11,1	-15,7	-18,7	-11,8
a/c	0,9	2,5	2,2	7,4	2,9	4,9	1,8

Продолжение табл. 27

Компонент	8	9	10	11	12	13	14
SiO_2	33,53	45,85	41,77	41,75	45,47	48,30	46,03
TiO_2	5,20	1,43	3,51	3,16	1,15	0,78	3,60
Al_2O_3	16,21	11,58	15,82	14,00	14,83	15,84	12,88
Fe_2O_3	15,04	9,08	10,98	14,72	6,63	2,82	6,68
FeO	2,15	4,68	2,37	0,43	3,71	7,72	8,21
MnO	0,17	0,19	0,35	0,65	0,19	0,15	0,19
MgO	11,86	11,29	8,31	10,58	10,89	10,33	10,64
CaO	1,50	1,75	3,74	2,46	7,78	10,12	0,92
Mg_2O	0,37	2,00	2,62	2,08	1,80	2,00	1,20
K_2O	1,76	3,47	2,00	2,52	0,80	0,50	1,10
$S_{\text{вкл}}$	0,04	0,05	0,07	Следи	-	0,02	-
P_2O_5	0,83	0,53	0,63	0,51	0,22	0,11	0,27
$H_2O_{\text{св}}$	2,78	2,61	1,36	2,03	4,08	0,24	1,70
П.п.н.	8,03	4,64	4,92	5,07	2,51	1,00	6,50
CO_2	0,14	0,66	0,07	0,35	0,22	0,33	0,18
F	-	-	-	-	-	-	-
H_2O	0,01	Не обн.	Не обн.	Не обн.	0,01	-	-
Cr_2O_3	0,02	0,03	0,04	0,02	0,02	0,00	0,03
Сумма	99,64	99,84	99,66	99,72	100,32	100,23	100,10

Коэффициенты по А.А.Заваришному

a	3,4	9,6	9,0	8,4	5,4	5,0	4,3
b	51,0	33,9	33,6	36,2	31,4	31,5	33,2
c	1,9	2,2	4,9	3,3	7,8	8,0	6,4
s	43,7	54,3	52,5	51,5	55,4	55,5	56,1
a'	29,6	5,7	11,4	13,3	-	-	-
c'	-	-	-	-	7,1	13,4	3,0
f'	30,4	36,9	36,8	31,1	31,2	31,2	42,2
m'	40,0	57,4	51,8	50,1	61,8	55,4	55,0
n	23	46	67	54	76	86	61
φ	25,8	23,0	29,1	35,3	18,7	7,4	17,3
t	1,0	2,3	5,9	5,3	1,8	1,0	5,5
q	-21,8	-12,8	-13,9	-16,5	-7,8	-7,0	-2,8
a/c	1,7	4,3	1,8	2,5	0,5	0,6	0,7

Продолжение табл. 27

Компонент	I5	I6	I7	I8	I9	20	2I
SiO_2	42,37	42,25	42,94	43,4	48,79	39,00	48,83
TiO_2	1,81	2,08	1,68	3,36	0,33	1,21	1,56
Al_2O_3	14,93	12,67	14,20	15,01	13,99	19,32	14,73
Fe_2O_3	7,34	10,89	10,33	4,93	2,55	6,30	6,08
FeO	5,17	3,73	2,65	5,21	8,36	1,30	5,31
MnO	0,19	0,23	0,31	0,20	0,07	0,20	0,25
MgO	14,77	10,44	10,60	12,53	10,55	10,40	10,75
CaO	0,34	1,26	5,55	0,43	8,20	1,30	4,20
Na_2O	3,10	3,48	2,46	4,97	0,87	2,10	3,20
K_2O	0,72	0,97	0,61	2,67	2,52	0,20	0,92
$S_{\text{в.ш.}}$	0,07		0,39	0,60	0,03	0,13	0,01
P_2O_5	0,18	0,18	0,18	0,44	0,20	0,12	0,24
$Na_2O_{\text{гипс}}$	1,00	3,45	3,36	0,81	0,14	0,75	5,14
П.п.п.	7,35	7,55	4,14	5,12	3,07	7,51	3,96
CO_2	0,34	0,48	-	-	0,62	0,59	0,13
F	-	-	0,95	-	-	-	-
H_2O	0,02	Следы	0,01	-	-	-	-
Cr_2O_3	-	-	0,02	-	-	-	-
Сумма	99,70	99,81	100,38	100,19	100,09	100,43	100,31

Коэффициенты по А. Н. Заваршкочу

<i>a</i>	7,7	9,7	6,4	14,4	5,5	4,7	9,0
<i>b</i>	36,2	32,5	32,3	43,0	31,4	49,8	31,4
<i>c</i>	6,7	4,9	7,0	0,4	6,8	1,7	5,4
<i>s</i>	49,5	53,0	54,3	51,2	56,3	43,8	54,2
<i>a'</i>	-	-	-	12,4	-	34,4	3,2
<i>c'</i>	-	-	0,9	-	10,9	-	-
<i>f'</i>	31,3	42,3	38,6	26,6	31,8	31,4	35,5
<i>m'</i>	68,7	57,7	60,5	61,0	57,3	34,2	61,3
<i>n</i>	71	84	90	73	33	94	84
<i>q</i>	17,3	30,2	29,4	11,8	6,3	10,3	17,5
<i>t</i>	3,1	3,7	2,7	5,5	4,9	2,4	1,5
<i>q</i>	-24,2	-14,1	-1,2	-26,8	-5,2	-23,5	-15,0
<i>a/c</i>	1,1	1,9	0,9	36,0	0,8	2,8	1,6

Продолжение табл. 27

Компонент	22	23	24	25	26	27	Средний химический состав $n = 27$
SiO_2	32,79	42,70	42,93	31,01	49,38	40,04	42,29
TiO_2	0,41	1,18	1,00	0,00	1,48	1,53	2,22
Al_2O_3	6,06	14,76	16,48	7,42	13,53	7,64	13,70
Fe_2O_3	7,30	8,43	8,79	4,55	6,07	9,68	7,89
FeO	7,09	5,07	5,03	8,17	2,89	8,02	4,88
MnO	0,17	0,42	0,32	0,18	0,16	0,26	0,19
MgO	15,03	10,91	10,18	16,37	10,36	14,60	12,00
CaO	10,75	4,21	2,23	10,68	1,74	3,63	3,68
Na_2O	0,60	2,57	2,06	0,69	4,24	1,01	1,97
K_2O	0,18	1,26	3,50	0,05	1,20	0,24	1,72
$S_{обн}$	0,02	0,00	0,06	0,00	He обн.	0,10	0,06
P_2O_5	0,40	0,12	0,45	0,09	-	0,05	0,34
$H_2O_{св}$	8,18	4,18	2,06	6,36	2,27	6,89	2,64
П.п.п.	10,12	2,93	3,59	7,71	5,86	6,40	5,77
CO_2	1,40	0,70	1,05	6,51	He обн.	0,35	0,62
F	-	-	-	-	-	-	0,02
NiO	-	-	-	-	-	0,01	0,001
Cr_2O_3	-	-	-	-	-	0,02	0,001
Сумма	100,48	99,44	99,72	99,69	99,17	100,47	99,99

Коэффициенты по А.Н.Заваршккому

a	1,6	7,2	9,5	1,5	11,2	2,7	7,0
b	55,0	35,5	37,6	54,4	28,7	43,8	36,0
c	3,6	5,2	2,5	4,8	2,1	4,0	4,6
S	40,0	52,6	50,4	39,3	58,0	49,5	52,4
a'	-	6,0	19,7	-	10,2	-	7,4
c'	25,4	-	-	17,8	-	1,8	-
g'	25,4	37,8	33,7	25,2	28,2	38,5	33,2
m'	49,2	56,2	46,6	57,2	61,6	59,8	59,4
n	87	82	46	100	84	86	62
y	12,1	22,1	21,2	8,8	18,2	20,0	19,8
z	0,9	2,1	1,8	0	2,2	2,7	3,7
Q	-26,6	-14,9	-21,7	-29,2	-8,5	-9,6	-13,8
a/c	0,5	1,4	3,8	3,1	5,3	0,6	1,5

Примечание: I - пикритовый габбро-диабаз, скв. 3-4 м, гл. 468,0 м, Вел.Медное; 2 - туф фонюлитовый бурый, скв. 22-г, гл. 277,6 м, с. Медное; 3 - лимбургит серый, скв. 2191, гл. 836,0 м, с. Новый Чарторыйск; 4 - щелочной базальтоид серый, скв. 2191, гл. 848,0, там же; 5 - нефелиноид черно-бурый, скв. 2191, гл. 851,0 м, там же; 6 - лимбургит серо-белый, скв. 2191, гл. 877,7 м, там же; 7 - щелочной базальтоид серый, скв. I, гл. 4382,0 м, с. Глиняны; 8 - базанит трахитоидный бурый, скв. 827, гл. 251,9 м, с. Лобна; 9 - базанит светло-серый (из брекчии), скв. 954, гл. 108,5 м, участок Перекалье; 10 - пикритовый (?) габбро-диабаз, скв. 954, гл. 305,0 м, там же; 11 - латит светло-коричневый, скв. 954, гл. 301,2 м, там же; 12 - базанит темно-серый, скв. 134, гл. 55,0 м, с. Рафаловка; 13 - щелочной базальтоид, скв. 16 947, гл. 830,6 м, г. Подволо-чиск; 14 - щелочной базальтоид, скв. 16 944, гл. 477,5 м, с. Клиники; 15 - пикрит-базальт серый, скв. I, гл. 1132,8 м, с. Радовичи; 16 - туф пикритовый (?), скв. 2, гл. 33,0, с. Горны-град; 17 - пикритовый габбро-диабаз серо-зеленоватый, скв. 117, гл. 147,8 м, с. Рафаловка; 18 - пикритовый габбро-диабаз, частично перемятый, скв. I, гл. 3883,0 м, г. Владимир-Волынский; 19 - пикритовый габбро-диабаз, скв. I, гл. 3034,7 м, там же; 20 - щелочной базальтоид комковатый, скв. 11 674, гл. 374,9 м, участок Городок; 21 - пикритовый габбро-диабаз миндалекаменный, скв. 12, гл. 253,0 м, участок Ратно; 22 - пикритовый габбро-диабаз, скв. 2-г, гл. 162,8 м, с. Островцы; 23 - пикритовый базальт, скв. 7-г, гл. 159,4 м, участок Любешов; 24 - щелочной базальтоид пепельно-серый, скв. 7-г, гл. 158,3 м, там же; 25 - пикритовый габбро-диабаз, скв. 2-г, гл. 170,2 м, с. Островцы; 26 - щелочной базальтоид (брекчия), скв. 117, гл. 146,5 м, участок Рафаловка; 27 - черная жильная магматическая (кимбер-литоподобная ?) порода, скв. 22-г, гл. 355,0 м, с. Медное

палеозое существовали две вулканические эпохи: силурийская (сикениты, ортофиры) и средне-позднедевонская (щелочные базальтоиды и др.).

Палеозойские субвулканические породы Припятского вала можно сопоставить с аналогичными образованиями других провинций Советского Союза и за его пределами. Так, порода из скв. 2191, гл. 836,0 м участка Новый Чарторыйск диагностируется как лимбургит (обр. 2799-а). По химическому составу (табл. 27) он почти идентичен нефелинитам Винемировской площади Припятской впадины в Белоруссии (скв. P-II, инт. 1724,0 - 1729,0 и 1746,0 - 1750,0 м).

Щелочные базальтоиды северо-восточной части Белоруссии содержат (в %): SiO_2 37,54; TiO_2 2,92; Al_2O_3 12,51; Fe_2O_3 10,00; FeO 8,53; MnO 0,10; MgO 12,65; CaO 1,33; Mg_2O 2,53; K_2O 0,74; P_2O_5 0,73; $S_{\text{сульф}}$ 0,46; п.п.п. 9,60 (данные В.П. Корзун и А.С. Махнач за 1977 г.). Верхнепалеозойские субвулканические породы Украины близки также к пикритам (пикритовым порфиритам) Шарпиловской площади Белоруссии (скв. P-I, инт. 2504,0 - 2509,0 м), которые содержат (в %): SiO_2 37,13; TiO_2 2,51;

Al_2O_3 6,90; Fe_2O_3 0,73; CaO 10,64; MnO 0,21; MgO 15,10; CaO 9,74; Na_2O 0,75; K_2O 1,36; P_2O_5 0,38. Среди аналогов волынских субвулканических щелочных пород в других провинциях известны верхнедевонские авгититы Довжикской, анкармиты Борковской и щелочно-ультрасосновные туфы Белоцерковской площадей ДВБ [36].

Палеозойские образования щелочно-ультрасосновной - щелочно-базальтоидной формации Припятского вала наиболее близки к анкармитам (щелочным гипербазитам) и меланократовым нефелиновым базальтоидам Маймеча-Котуйской провинции [17]. Отличие заключается в том, что субщелочные вулканические породы Правобережной Украины содержат переменное количество SiO_2 (36,17 - 44,17 вместо 40,73 %), имеют более высокое содержание MgO (12,62 - 15,75 вместо 11,58), однако по количеству извести они в два-три раза уступают сибирским щелочным породам. В последних CaO 11,80, а в припятских вулканитах его от 1,13 - 2,26 до 3,78 - 4,98 %. Только на участках Подволочиск (скв. 16947, гл. 830,5 м) и Владимирец (скв. 2-г, гл. 162,8 и 170,2 м) количество CaO достигает 10,0-11,0 %, т.е. столько же, сколько в Сибири. Субвулканические щелочно-базальтоидные породы Припятского вала вполне сопоставимы с калиевыми щелочно-ультрасосновными породами Присяня, изученными Б.М.Владимировым и другими в 1976 г. Присяняские вулканиты содержат SiO_2 37,62 %; MgO 14,03; K_2O 4,34, а по количеству CaO превышают припятские породы в два-три раза. Послетрапповые щелочные образования бассейна р.Припять сопоставимы также с жильными вулканическими породами бассейна р.Хатанга, содержащими (по Г.Г.Моору) SiO_2 37,45; MgO 10,80; K_2O 2,66; в них количество CaO достигает 13,20. Припятские породы сравнимы с трахизальтами Удоканского хребта, изученными Б.М.Владимировым и др. в 1976 г.; последние содержат SiO_2 44,0-35,0; MgO 8,0 - 10,0 и K_2O 2,0, т.е. столько же, сколько в породах Волынской и Ровенской областей. Однако содержание CaO в них в два-три раза больше, чем в вулканитах из Удокана.

Отличие субвулканических верхнепалеозойских пород Украины от аналогичных пород Сибири, по-видимому, объясняется тем, что щелочная и щелочно-ультрасосновная магмы Маймеча-Котуйской провинции (на северо-западе Сибирской платформы) в равной мере были обогащены как магнием, так и известью, что привело к появлению в этом районе и кимберлитовых, и карбонатитовых пород (Г.Г.Моор, В.Ф.Мотычко, Л.В.Махлаев, В.К.Волков, Л.М.Дахия, Н.П.Сурина).

На Украине таких взаимоотношений щелочных и щелочно-ультра-

основных пород пока не обнаружено, однако частично выявленные на Припятском валу подобные петрохимические признаки не исключают такого совпадения.

ВОЗРАСТ ПОРОД ТРАПОВОЙ И ЩЕЛОЧНО-УЛЬТРАОСНОВНОЙ - ЩЕЛОЧНО-БАЗАЛЬТОИДНОЙ ФОРМАЦИИ

Впервые базальты западного склона Ущ были описаны в 1862 г. А.К.Тышечким, затем в 1867 г. В.Блумелем, в 1872 И. Мушкетовым, в 1873 и 1874 А.П.Карпинским, в 1886 С.Фраффусом, в 1899 г. П.А.Тутковским. С тех пор неоднократно исследовались геологическая позиция, вещественный состав и возраст вулканогенных пород Западной Волыни.

Возраст траплов на первом этапе исследований (в XX ст.) определяли по-разному: их относили то к оолуру, то к карбону или даже к мелу. Исследованиями П.Л.Шульги в 1952 г., О.В.Кращенинниковой в 1956 г., Н.И.Полевой в 1957 г., И.С.Усенко, Л.Г.Бернадской, Ф.И.Котловской в 1958 г., Н.П.Семеново и др. в 1961 г., К.Э.Якобсон в 1966 г., А.Е.Бирюлева в 1969 г., Н.А.Савченко и др. в 1967 г., Б.Я.Воловик в 1971 г. возраст траплов Воляно-Подолы окончательно установлен как рифейско-вендский, т.е.позднепротерозойский. И.С.Усенко в 1955 г. высказал предположение об одновозрастности даек диабазов северо-западной части Ущ (с.Рокитное) с базальтами бассейна р.Горынь на западном склоне Ущ, а Н.П.Семеново и другие в 1961 г. отнесли базальты с.Жильца к У рифейскому мегацклу (раховский и черноморский возрастные подтипы пород).

Сопоставление полученных результатов исследований показало следующее. Если в 30-х годах возраст вулканогенных пород трапловой формации считался палеозойским, а по мнению некоторых исследователей даже мезозойским, то в 60-х и 70-х годах все без исключения вулканогенные породы были отнесены к позднему протерозою (рифей и венд). Однако еще в 1964 г. Н.С.Савченко указал на Березичском участке Припятского вала (бассейн р.Стоход) секущий контакт субинтрузивных или меланократовых пород, более молодых по отношению к покровным базальтам формаций. В 1967-1968 и 1979 гг. были опубликованы новые данные радиологического датирования этих пород. Для трахитов, мончикитов и других щелочных лампрофиров возраст определен в 327 - 290 млн. лет, а для горизонтально залегающих в силурийских известняках субвулканических (?) тел щелочно-базальтоидных пород (представленных ортофировыми и лейцитовыми

туфитами) - 400 - 380 млн. Таким образом, подтверждается предположение о том, что в пределах Припятской геокимической провинции кроме позднепротерозойского траппового вулканизма еще проявился и более молодой платформенный вулканизм. Он проявлялся дважды: в раннем и позднем палеозое и представлен субвулканическими телами щелочно-ультраосновной - щелочно-базальтоидной формации (включая, по-видимому, и субформацию кимберлитов). Субвулканические тела в большинстве случаев приурочены к sillам габбро-диабазов, а также к долерит-базальтам и базальтам, поэтому можно говорить об их наложенном характере, т.е. они внедрились в процессе палеозойской тектоно-магматической активизации почти по тем же разломам, что и траппы. Последнее обстоятельство затрудняет обнаружение палеозойских щелочно-ультраосновных и щелочно-базальтоидных пород среди позднепротерозойских траппов. Но важность таких находок, с металлогенической точки зрения, неопределима.

ВОЗРАСТ ВУЛКАНОГЕННЫХ ПОРОД ТРАППОВОЙ ФОРМАЦИИ

Как уже отмечалось, стратиграфическое положение вулканогенных пород трапповой формации в 50-х годах было довольно однозначно определено в составе рифейского комплекса. В разрезах с. Любомль (Украина) в Западной Волни, а также в селах Червяны и Бродятин (Белоруссия) в зоне сочленения Брестской впадины с Пинской седловиной П.Л.Шульга в 1952 г. выделяла в рифейском комплексе подэффузивную, эффузивную и надэффузивную свиты, а О.В.Крашенинникова в 1956 г. в бассейне р.Горинь на западном склоне Ущ. определила вулканогенные породы в составе изяславской свиты острожской серии верхнего рифея.

Радиологическое датирование (калий-аргоновым методом) вулканогенных пород трапповой формации по площади и вертикальным разрезам Припятского вала и других участков показало следующие результаты (табл.28). Наиболее ранними (ранне-среднерифейскими) вулканогенными породами Волни считаются диабазы (1430 и 1200 млн. лет) и кварцевые порфиры овручской серии в северо-западной части Ущ. В последнем случае они сопоставляются с диабазовыми порфиритами и туфобрекчиями Крестцовского авлагена в центральной части Восточно-Европейской платформы, отмеченными в 1966 г. А.Н.Гейслером и др. На территории Белоруссии к аналогам овручских вулканизов, по А.С.Махначу и др., отнесены кварцевые порфиры г.г.Глуск и Барановичи, залегающие в основании песчанников полесской (белорусской) серии рифея.

Т а б л и ц а 28. Абсолютный возраст пород трапшовой и мелочно-ультраосновной - мелочно-базальтовой формации Припятского вала и смежных участков

Скважина	Глубина, м	Порода и ее геологическая позиция	Определение по породе и по минералу	К. %	$40Ar-10^7$, г/г	Возраст, млн. лет	Литературный источник
Трапшовае формация							
2	87,0	Габбро-диабаз темно-серый. Силы в песчанниках полевосерпигиновой серии, участок Гута-Степанская	Габбро-диабаз	1,30	0,708	660	ИГН АН УССР, ИГЕМ АН УССР (Н.А. Савченко и др., 1967)
139	83,2	То же	То же	0,96	0,467	605	И.С. Усенко, Л.Г. Бернадская, Ф.И. Котловская (1958)
270		То же, участок Сварый Чарторыйск	" "	-	-	605	М.А. Гаррикс, Д.В. Постников
4П	437,0	То же, участок Рафаловка	" "	-	-	660	То же
П10	590,0	То же	" "	-	-	620	" "
2-г	186,0	То же, но с контактами известняками, с. Островиц	" "	-	-	580	Н.А. Савченко и др.
2-г		Базальт, скв. Червони-Бродяги (западный склон Пинской оедловины)	Базальт	-	-	480 (440-520)	Н.И. Полюная (1957); ВСКПМ; Е.П. Брунс (1957)
7-г	185,0	Базальт, поток; волнистая серия, участок Любешов, Припятский вал	То же	1,30	0,483	500	Н.А. Савченко и др., (1967)
22-г	345,0	Долерит-базальт пятнистый; доинтрузивная дайка в туфах вулканических, участок с. Медная Брестской обл.	Долерит-базальт	1,13	0,528	560	То же
142	117,0	Базальт, поток, волнистая серия, участок Имляна, западный склон Ущ	Базальт	-	-	598 554	И.М. Усенко, Л.Г. Бернадская, Ф.И. Котловская (1958)

54	115,0	То же, участок Старый Чарторыйск, западный склон УЦ	То же	-	-	556	Те же
54	131,0	То же	" "	-	-	610	Г. А. Казаков, Н. М. Чумиков и др. (1970)
-	10	Базальт, карьер Янова Дольна, западный склон УЦ	" "	-	-	560	ГЕОХИ, Г. А. Казаков (В. И. Гончарова)
12к	1516,0	Базальт, Брестская впадина	" "	-	-	600	М. А. Гаррикс, Л. В. Постышков, Н. В. Беретинников
12к	1389,0	То же	" "	-	-	580	Те же
I-II	1476,0	Диабаз, ПНР, участок Каплоносы, южный скот Вержница-Дукувского горста	Диабаз	-	-	590	Г. А. Казаков, А. П. Розанов и др. (1970)
I	-	Докемит, Вокнь	Докемит	1,52	0,0513	750	Н. Я. Тихомиров (1973), ВСЕГЕИ
54	159,0	Базальт, волынская серия	Базальт	0,64	0,0402	610	ВСЕГЕИ (З. Г. Ушакова)
4-п	16,0	Базальт, Вокнь	То же	0,91	0,0335	520	ВСЕГЕИ (К. Э. Якобсон)
4-п	67,0	То же	" "	0,61	0,373	574	Те же
Щелочно-ультрасосновная - щелочно-базальтоидная формация							
I	2057,0	Меймечит (пикрит порфиритовый) темно-серый с зеленоватым оттенком; в кровле вулканогенной толщи венда, участок Берестечко (зона сочленения Припятского вала и Предгалыцкийского прогиба)	Меймечит	0,05	0,787	500	ИГЕМ АН УССР, Н. А. Савченко, Ф. И. Котловская и др. (1972)

Скважина	Глубина, м	Порода и ее геологическая позиция	Определение по породе и по минералу	К, %	$40 \text{ Ar} \cdot 10^{-7}$, г/г	Возраст, млн. лет	Литературный источник
6-г	199,0	Ортофириный туфит среди верхнесиурских известняков, участок Ковель	Ортофириный туфит	5,85	1,698	390	Н. А. Савченко, Ф. И. Котловская, В. Н. Барташский (1967)
ИВ73	52,3	То же, участок Гусятин	То же	7,86	2,166	360	Те же
76	153,0	Трахит (трахидолерит) среди туфов вулканогенных, участок Горыньград	Трахит	0,86	0,230	350	Н. А. Савченко и др. (1977)
954	305,0	Щелочной базальтоид в виде дайки среди гравелит-песчаников горбатовской свиты венда, участок Перекалье, Припятский вал	Порода	1,60	0,381	305	Н. А. Савченко и др. (1979)
827	251,3	Голубовато-серая вулканогенная (кварцитоподобная?) измененная порода в подовне силла габбро-диабазов, участок Лобна, зона Кухотско-Вольского разлома	"	2,00	0,505	326	Те же
4167,0	193,0	Лейцитовый тефрит сиреневого цвета (обломок в брекчии), зона та же	Тефрит	6,18	1,968	400	Н. А. Савченко, Ф. И. Котловская (1982)
4167	287,0	Трахидолерит серый, там же	Трахидолерит	4,27	1,260	380	Н. А. Савченко и др. (1982)
I-II	2272,0	Светло-серый щелочной базальтоид (среди покровных трапсов), участок Горохов	Щелочной базальтоид	0,80	0,103	180	Те же

17	614,0	Темно-серый трахибазальт с гнездами халькозина, Припятский вал, участки Ратно, Конобель	Трихибазальт I,30	0,195	200	Те же
2-г	88,0	Светло-серый мелочной базальтоид (среди покровных траппов)	Щелочной базальтоид	0,82	0,124	200 " "
2	57,0	Базальт, Волынская область, участок Даквичи (возраст не ясен)	Базальт	0,70	0,0211	346 Д.Г.Бернадская, Ф.И.Котловская и др. (1974)
2	61,0	Базальт, там же	То же	0,80	0,0225	410-(390) Те же
3	73,0	Базальт, Волынь	" "	0,70	0,0241	390 " "
839	168,0	Щелочной базальтоид, зона Кухотско-Вольского разлома	Щелочной базальтоид	5,15	1,495	357 Н.А.Савченко и др. (1979)
954	125,2	То же, участок Перекалье	То же	1,80	0,490	350 Те же

Примечание: В различных лабораториях СССР (в т.ч. в ИГН АН УССР и ИГОМ АН УССР) по состоянию на 1.01.1983 г. имеется около 100 определений возраста траппов юго-западной окраины Восточно-Европейской платформы (Волыно-Подольи, смежных участков Белоруссии и Молдавии), а определений возраста субвулканических пород щелочно-ультрасосновой - щелочно-базальтоидной формации - не более 20 - 25 анализов.

Среднедревеске осадочно-терригенные образования и связанные с ними вулканогенные породы Припятского вала остаются пока проблематичными. Однако выделение на Дубровницком участке (северо-западный склон УЩ) корженево-бурье, частично метаморфизованные кварц-полевошпатовые песчаники с обильными вулканогенными породами (сб. 41, инт. 207, 2-211, сб. м; сб. 1-г, гл. 65, 0 м; сб. 17, гл. 247, 5 м и др.) являются гораздо более древними, чем полеоская серия верхнего рифа. Между ними наблюдается стратиграфическое несогласие. Это также подтверждает, что возраст их более древний, чем полеоская серия. К их контакту в сб. 41 (инт. 199, 9-200, 9 м) приурочена фосфор-кремневая галька размером 2,0 x 3,0 и 3,0 x 3,5 см. Прослой с галькой имеет мощность 1,0 м. В связи с определённостью разреза металлогеники и травелитпесчаники с вулканистами этого участка выделены в "дубровницкую свиту". Среднего - нижнего рифа.

Наиболее активной вулканической деятельностью была в позднем рифее и венде. В однообразной по составу кварц-полевошпатовой толще песчаников полесской серии верхнего рифея, тем не менее, почти повсеместно находятся субинтрузивные тела траппов. Они представлены во всех разрезах свежими темно-серыми габбро-диабазами, залегающими в виде силлов мощностью 30 - 50 м. Абсолютный возраст осадочно-терригенной толщи полесской серии Припятского вала (по гидрослуде и калиевому полевому шпату) от 720 - 770 до 1000 млн. лет [60], а залегающих в этих песчаниках силлов габбро-диабазов 660 - 680 млн. (Гута-Степанский, Владимирецкий и другие участки).

Стратиграфически выше полесской серии залегает гравелит-песчанниковый горизонт горбатовской свиты. Еще выше располагается вендская вулканогенная (грановая) толща, представленная покровными базальтами и их туфами. Абсолютный возраст базальтов 570 - 610 млн. лет. Впервые определения по траппам выполнены Н.И.Полевой во ВСЕГЕИ. Возраст базальтов Брестской впадины определен ею в 440 - 520, в среднем 480 млн. лет, что дало повод В.П.Брунс в 1957 г. считать базальты Западной Волны и юго-западной части Белоруссии раннепалеозойскими (кембрийскими). В 1958 г. И.С.Усенко, Л.Г.Бернадская и Ф.И.Котловская для базальтов западного склона Ущ получили следующие цифры: 598 млн. лет - из скв. 142, гл. 117 м, с.Кильжа; 520 млн. лет - из скв. 64, гл. 114,0, с.Старый Чарторыйск; 560 млн. лет - из скважины, гл. 60,5, с.Судче. В лаборатории ГЕОХИ АН СССР Г.А.Казаков для базальтов из карьера Янова Долина на западном склоне Ущ также получил цифру 560 млн. лет. В 1967 г. Н.А.Савченко, Ф.И.Котловская, Е.Н.Бартицкий определили возраст базальтов Припятского вала в 580 - 610 млн. лет.

Как видим, между определениями возраста базальтов по радиологическим и геологическим данным явно обнаруживается несоответствие. В первом случае (согласно геохронологической шкале, принятой в 1964 г.) цифры 520, 560 и 598 млн. лет указывают на кембрийское время излияния базальтов. Во втором случае точно установленная геологическая позиция потоков базальтов (они залегают под алевролитами и песчаниками валдайской серии венда) не оставляет сомнения в том, что покровные вулканогенные образования залегают внутри верхнепротерозойского разреза, т.е. базальты являются докембрийскими. В 1957 г. В.П.Брунс, чтобы устранить это противоречие, предлагала волыноскую серию (с туфами и базальтами), а также перекрывающие ее осадочно-терригенные слои валдайской вместе с "синими глинами" балтийского комплекса нижнего кембрия отнести к раннему палеозою.

Б.С.Соколов в 1952, 1957 гг. доказал самостоятельное развитие вендской системы. Как известно, решением МСК ОПГГ АН СССР (в 1964 и 1977 гг.) волинская (с базальтами) и валдайская серии венда оставлены в составе верхнего протерозоя.

Возможно, такое решение подтверждается еще и тем, что, во-первых, в пределах Припятского вала и прилегающих территорий проявилась не только волинская фаза вулканизма, но и кембрийская, причем временные интервалы между ними были очень краткими. Потоки излияний могли не сохраниться. Однако тела возрастом 500 млн. лет встречаются очень часто. На это указывает также вышезалегающие отложения, контакт которых с базальтами не всегда наблюдается. Это может свидетельствовать также о перерыве, который приходится на кровлю покровов базальтов. Во-вторых, так как на вендские базальтовые потоки могли повлиять более поздние пересекающие их палеозойские субвулканические тела, то калий-аргоновые отношения в трапах могут оказаться заниженными.

Не менее сложен вопрос о возрасте силлов габбро-диабазов, которые также относятся к базальтовой магме и размещаются (в отличие от покровов базальтов волинской серии) в песчаниках полесской серии верхнего рифея. Обычно их относят к волинской фазе вулканизма. Однако имеются данные [55], свидетельствующие о том, что в рифее и венде на Восточно-Европейской платформе, включая юго-западную окраину, структурный план был различным. Значит и внедрившиеся или изливавшиеся тела (массы) вулканогенных пород также были разновозрастными. Из 80 тыс.м закартированного автором на Припятском валу керна ни в одном разрезе не наблюдалось, чтобы габбро-диабазы залегали в толще пород волинской серии венда. Они размещались только в песчаниках верхнего рифея, и только в виде силлов, другие их формы почти неизвестны. От них отличаются более молодые, субинтрузивные (секущие) тела долерит-базальтов, которые нередко встречаются среди покровных базальтов волинской серии венда.

Проведенные Н.А.Савченко, В.Н.Квасицкой, Г.Я.Терец в 1979 г. исследования показали, что траппы, приуроченные к верхнерифейским и вендским образованиям, коренным образом отличаются акцессорными минералами, в частности по циркону (его габитусу). Циркон - чувствительный индикатор среды минералообразования, т.е. генезиса самих магматических (вулканических) пород. Циркон из силлов габбро-диабазов, залегающих в песчаниках полесской серии верхнего рифея (св. 115, гл. 102,6 м, участок Рыбаловка), имеет призматический габитус, в котором главную роль играет призма {100}, а призма

{IIO} развита слабо и является ей подчиненной. Наоборот, циркон из более молодых трапшов венда (карьер Берестовец) имеет исключительно развитую призму {IIO}, а призма {IOO} развита очень слабо. Таким образом, тела трапшов верхнего рифа и венда содержат циркон различного генезиса, что может лишь указывать на их кристаллизацию из различных выплавок, отличавшихся не только составом, но возрастом и последовательностью их варождения.

Кроме того, в зоне глубинных разломов (участки Берестечко, Радовичи, Владимир-Волынский), которые развиты на стыке Припятского вала и Предгалицийского прогиба, в конце венда или начале палеозоя внедрялись продукты и более глубоинной, ультраосновной магмы, образовавшей маломощные субвулканические тела шкритов и меймечитов возрастом 500 млн. лет [58].

ВОЗРАСТ ВУЛКАНОГЕННЫХ ПОРОД ЩЕЛОЧНО-УЛЬТРАОСНОВНОЙ - ЩЕЛОЧНО-БАЗАЛЬТОИДНОЙ ФОРМАЦИИ

Впервые выделение палеозойских вулканических меланократовых пород повышенной магнезиальности и щелочности в пределах южной части Восточно-Европейской платформы (Припятский прогиб, ДДВ и Донбасс) в единую щелочно-ультраосновную - щелочно-базальтоидную формацию провели В.И.Гоньшакова и В.П.Корзун в 1968 г., затем К.В.Флорова в 1972 г., З.Г.Волошина в 1972 и 1977 гг.

На Припятском валу аналогичные образования установлены на Гута-Степанском, Островском, Рафаловском, Стырь-Стоходском, Хотешовском, Медненском и других участках [57]. Они представлены трахитами, разнообразными щелочными базальтоидами - лейцитовыми базальтоидами, лейцититами, тефритами, мончикитами и другими щелочными лампрофирами. Их абсолютный возраст колеблется от 326 до 380 млн. лет (данные Н.А.Савченко, Ф.И.Котловской, Ю.С.Гончарука за 1979 г.), что по геохронологической шкале фанерозоя (Г.Д.Афанасьев, С.И.Зыков, 1975) соответствует среднему - позднему девону.

Кроме того, имеются еще две группы определений возраста: в одном случае (410 млн. лет) они свидетельствуют о силурийской фазе вулканизма, проявлявшейся на Волыно-Подолля [58], во втором (180 - 120 млн. лет) указывают на подновление тектонических расколов земной коры в мезозое.

Вулканогенные тела ортофирировых туффитов и лейцититов (?) залегают среди известняков окальского и малиновецкого горизонтов верхнего силура. Они установлены в с.Балии около г.Ковель (скв. 6-г, инт. 199,7 - 200,2 м), в с.Здомысль около г.Ратно (скв. 40,

инт. 229,0 - 231,0 м), в с.Гуца (скв. 4016, инт. 928,1 - 933,3 м), в с.Новоселки около г.Бучач (скв. 2, инт. 884,0 - 889,0 м), в с.Завадовка около с.Монастырська (скв. I, инт. 1414,0 - 1416,0 м), в г.Гусятин (скв. II673, инт. 72,0-73,0 м), в г.Корнешты (скв. I4, инт. 472,9 - 544,5 м). Кроме того они отмечены в районах г.г. Терепов, Луцк, Горохов, Берестечко, Брест и др. Возможно, к этому же возрасту относятся так называемые самцидиниты, которые Ю.Токарский в 1929 г. отмечал среди базальтов карьера Берестовец на западном склоне Ущ.

Наконец, последняя возрастная группа (180 - 120 млн.лет) определена для вулканогенных пород Припятского вала и Львовской впадины. Их генезис остается пока не вполне ясным: представляют ли они самостоятельные тела или являются продуктом автотаморфизма и наложенного калиевого метасоматоза? Однако сообщения Н.Н.Шаталова, И.С.Потапчука, Ф.И.Котловской и др. о находке в 1982 г. в районе г.Жданов в приазовской части Ущ позднетриасовой - юрской дайки лампрофиров (абсолютный возраст 210 - 186 млн.лет), а в 1981 г. - пузырчатых лав андезитового состава в узле пересечения Саксаганского и Девладовского глубинных разломов в Северном Кривоножье на Ущ (абсолютный возраст 250 млн.лет, по данным Н.П.Семеновенко, И.Г.Сокурченко, А.Г.Горностаева, Э.А.Ярошчука) свидетельствуют о том, что мезозойская тектоно-магматическая активизация могла проявляться не только в пределах Ущ, но и на его склонах, в том числе на Припятском валу. К тому же дайки мезозойского возраста продолжались на восточном окончании Припятьско-Днепровско-Донецкого рифта (прогиба, авлакогена) в районе г.Новошахтинск. Здесь Н.А.Савченко геологическим и радиологическим методами установил тела лампрофиров возрастом 180 млн.лет. В Южной части Донбасса В.И.Гоньшакова и др. в 1967 г. изучили по р.Крынка дайки юрских лампрофиров возрастом 160 ± 12 млн. лет, а в районе ст.Лозовая - юрские туффы андезитового состава. И.С.Усенко, И.М.Ямниченко в 1958 г. обнаружили разнообразные вулканогенные и субвулканитические породы, что должно положительно оцениваться на проявление руд цветных, редких металлов и алмазов.

Таким образом, проявления мезозойского платформенного вулканизма на Украине вполне достоверны и не вызывают сомнений.

Донецкий бассейн — часть единого внутриплатформенного Припятско-Днепроовско-Донецкого прогиба (авлакогена). В девонское время он развивался как часть единой эпиплатформенной рифтовой зоны с общим для всего авлакогена магматизмом, в поаднепалеозойское — как многоосингилиаль с автономным проявлением магматизма, совершенно отличным от обрамляющих его структур. В условиях активизации складчатой области в мезозое происходило локальное проявление щелочно-базальтоидного магматизма.

РАЗВИТИЕ МАГМАТИЗМА В ДОНБАССЕ

В геологическом развитии Донбасса выделяются три этапа магматической деятельности, проявившейся в доскладчатый (средний палеозой), складчатый (поздний палеозой) и послескладчатый (мезозой) периоды. Отложения среднепалеозойского платформенного магматизма сосредоточены в зонах субширотных глубинных разломов. Особенно интенсивно это проявилось в местах пересечения субмеридиональных и субширотных глубинных разломов. В зоне Южно-Донецкого краевого разлома широко развит щелочно-ультрасосновой, щелочно-базальтоидный и трахибазальтовый магматизм. В зоне Северо-Донецкого и Центрально-Донецкого глубинных разломов в позднем девоне произошло излияние толеит-базальтовой магмы. По составу, возрасту и условиям образования девонские магматические породы разделены на четыре магматических комплекса. Магматизм поаднепалеозойского этапа привел к образованию двух интрузивных комплексов, связанных с заключительными фазами главного для Донбасса герцинского орогенеза. Их размещение контролируется субмеридиональными разломами глубокого заложения. Лампрофилы сформировались в условиях консолидированной складчатой области в мезозое, они образуют дайковый пояс шириной до 20 км с простиранием вкрест основных донецких складок и протяженностью 50 км.

Геолого-петрографическая характеристика магматических пород Донбасса проводится по пяти комплексам (от древних к более молодым)

ВОДНОВАХСКО-БЛАНЧИКСКИЙ ЭФФУЗИВНЫЙ КОМПЛЕКС ($D_2 - D_3$)

Эффузивные породы, занимающая четкое стратифицированное положение в антон-тарамской свите и прорывая отложения киветского яруса (николаевская свита), прослеживаются полосой 6 км и протяженность 60 км от с.Новотроицкое на востоке до р.Грузской Бланчик на западе (балки Большая Барсукова, Мокрая Мандрыкина, Антон-Тарама, Ксапта, Цыганка, Водяная и другие).

Образование даек происходило в четыре фазы. С первой фазой девонского вулканизма связано проявление кимберлитов, пикритовых порфиритов, лимбургитов, авгититов, псевдолейцитовых и нефелиновых базальтов, их вулканокластов. Эти образования широко развиты в западной и восточной частях района, а в центральной они редки. Описываемые породы слагают нижние части покровов в виде чередующихся потоков лав, лавобрекчий с невыдержанной мощностью от 2 - 5 до 10 м. В районе с.Новотроицкое, г.Докучаевск, с.Николаевка породы первого этапа составляют 25 - 30 % всей эффузивной толщи, а в районе с.Раздольное - не более 10. Вероятно, первые вспышки щелочно-базальтоидного вулканизма начались в киветское время. С первой фазой девонского вулканизма связано образование кимберлитов в зоне сочленения Донбасса с Приазовьем.

Во вторую фазу вулканизма образовалась большая группа пород: пикрит-базальты, оливиновые базальты, трахи- и андезит-базальты, трахиандезит-базальты и их вулканокласты. Широко развиты альбитизированные разновидности этих пород. В центральной части толщи наблюдается чередование лав, лавобрекчий, туфобрекчий, агломератов различного состава, лишенное какой-либо ритмичности. В верхней части покровов количество потоков трахиандезитов, базальтов и трахибазальтов увеличивается. Многочисленные чередования лав и вулканокластов свидетельствуют о частых пароконизмах вулканических извержений.

С третьей фазой вулканизма связано образование трахитов (ортофиров) и их туфов. Широко распространены и альбитизированные разновидности этих пород. Основная масса трахитов образовалась вслед за излиянием базальтоидных лав, так как уже в низах "бурого" девона наряду с обломками базальта в большом количестве встречаются обломки трахита (ортофира). Огромное количество вулканогенных пород трахитового состава в "буром" девоне дает основание считать, что излияние магмы трахитового состава захватило значительную площадь на Юге Донбасса.

Четвертая фаза вулканизма проявилась в фаменское время

(“серый” девон) и связана с образованием липаритов, трахилипаритов и их туфов. Особенно широко эти породы развиты в верхней части раздольненской свиты в районе сел Раздольное и Стила.

В последнее время в районе с. Кумачево установлены толеитовые базальты. Они образуют покров мощностью от 10 до 40 м, который перекрывается известняками нижнего карбона, а подстилаются аргиллитами раздольненской свиты. Еще ниже по разрезу залегают породы долгинской свиты с межпластовыми телами толеитового базальта мощностью 2–3 м и толща эффузивных пород антон-тарамской свиты. Особенности образования и петрохимическое своеобразие толеитовых базальтов позволяют выделить их в самостоятельный комплекс.

В соответствии с минералогическими и петрохимическими особенностями вулканогенные породы волновахско-аланчического комплекса разделены нами на две серии: щелочно-базальтоидную (бесполовошпатовую) и трахибазальтовую (плагноклазосодержащую). К щелочно-базальтоидной относятся кимберлиты, пикритовые порфириты, лимбургиты, авгититы, псевдолейцитовые базальты, их вулканокласты. В трахибазальтовую серию входят пикрит-базальты, базальты, андезит-базальты, трахибазальты, трахиты (ортофиры), липариты (кварцевые порфиры) и их вулканокласты. Парагенетическое родство пород выделенных серий подчеркивается принадлежностью их к одному циклу вулканической деятельности, близостью минерального и химического состава, постепенными переходами от одного типа к другому. Появление серий вулканических пород, близких по времени образования и совмещенных в пространстве, отражает глубинный процесс эволюции магматических выделков.

Петрографические особенности главных типов пород

При петрографическом описании пород мы не применяли номенклатуру А. Штрекайзена, так как пришлось бы отступить от сложившихся названий. Кроме того, девонские вулканиты бывают настолько изменены, что первичные минералы встречаются в них в виде реликтов, и химический состав породы нельзя пересчитать на нормы. В комплексе выделяются две серии: щелочно-базальтоидная и трахибазальтовая.

Щелочно-базальтоидная серия

Породы щелочно-базальтоидной серии широко развиты в Покрово-Киреевском районе, где в отдельных блоках они образуют всю толщу эффузивных образований. Некоторые из выделенных разновидностей этой серии обнаружены только среди обломков в вулканических брек-

чих. В западной части района породы этой серии встречаются редко.

Кимберлитовые туфы и брекчии зоны сочленения Донбасса с Приазовьем представлены автолитовым типом. Обломки кимберлитов (автолиты кимберлитов) составляют 10 - 12 % общей массы породы, а в некоторых разновидностях, вероятно, десятые доли процента общего объема породы. Автолиты - это тонкие оболочки микролитового кимберлита вокруг холодных ксенолитов и крупных кристаллов протоминералов. Форма их шаровидная, эллипсоидальная, реже неправильная, угловатая. Размер большинства автолитов в поперечнике 1 - 5 мм, изредка 5 см. Центральную часть обломка "ядра" чаще всего составляют псевдоморфозы карбоната по оливину. Развитие автолитов свидетельствует о крайне неравновесном состоянии внедряющегося кимберлитового материала, его высокой газонасыщенности, динамичности и непрерывно меняющемся температурном режиме. Глубинный источник обломков подтверждает зарождение флюидизированных струй магмы на значительной глубине, а высокая степень карбонатизации кимберлитовых брекчий отражает существенно углекислый состав газового потока.

Ксеногенный материал кимберлитовых брекчий можно разделить на три группы: ксенолиты ультраосновных ("родственных") пород, ксенолиты докембрийского кристаллического основания (кристаллические сланцы, диабазы, гранитоиды) и ксенолиты палеозойских осадочных пород (известняки, глинистые сланцы) (фото 7). Общее содержание обломков варьирует в широких пределах - от 60 до 80 %. Размеры и форма ксенолитов зависят главным образом от глубины образования. Наиболее крупные глыбы, называемые "плавающими рифами" и достигающие нескольких метров в поперечнике, сложены палеозойскими известняками.

Цемент кимберлитовых брекчий гидротермический, карбонатный, составляет 10 - 30 % общего объема породы.

Пикритовые порфириты - это черные породы с хорошо выраженной порфиритовой структурой. Они похожи на пикрит-базальты и лимбургиты, но отличаются от первых полным отсутствием плагиоклаза в основной массе породы и значительным содержанием оливина, от вторых - высоким содержанием оливина (60 % против 30). Встречаются и переходные разновидности между пикритовыми порфиритами и лимбургитами, что подчеркивает их генетическую связь.

Пикритовые порфириты, по-видимому, находятся в нижней части эффузивной толщи, где они чередуются с другими вулканическими породами, а иногда непосредственно залегают на докембрийских грани-

тогдах. Характерно, что эти породы всегда сильно изменены. Ранее в эффузивной толще они не выделялись. Структура пород порфиристая, основной массы, вероятно, микролитовая. Вкрапленники (от 30 до 60 % объема породы) представлены идиоморфными удлиненными кристаллами оливина. Размер вкрапленников 8, обычно 2 - 5 мм. Присутствуют и мелкие вкрапленники оливина размером 0,15-0,25 мм (вероятно, оливин второй генерации). Оливин во вкрапленниках не сохранился. Интересно, что в породе часто прослеживаются два вида псевдоморфоз. В одних случаях оливин замещен карбонатом, хлоритом и гидроксидами железа, в других - карбонатом и серпентин-хлоритовым материалом. В обоих случаях сохраняется характерная петельчатая структура.

Вкрапленники пироксена встречаются в подчиненном количестве, а в некоторых разновидностях пикритовых порфиритов их может не быть. Пироксен полностью замещен теми же вторичными продуктами, что и вкрапленники оливина, в некоторых шлифах удалось обнаружить реликты титан-авгита.

Основная масса породы состоит из рудных минералов (лейкоксена, магнетита, пирита) и хлорит-серпентинового вещества псевдоморфоз микролитов по оливину (третья генерация), выполненных серпентином, и по пироксенам, выполненных хлоритом и карбонатом. Возможно наличие и продуктов девитрификации стекла.

Лимбургиты и авгититы - это плотные черные породы с микропорфировой, реже с афанитовой структурой. В авгититах основным минералом является титан-авгит (до 80 %); оливин, амфибол или биотит встречается в небольших количествах (их сумма не превышает 10 - 15 %), отмечены рудные минералы, стекловатый базис. Лимбургиты отличаются от авгититов наличием во вкрапленниках измененного оливина (до 30 %). Основная масса лимбургитов состоит из бурого стекла (15 - 30 %), в котором заключены столбчатые кристаллики титан-авгита, рудные зерна, а иногда амфибол и плагиоклаз. Стекловатый базис часто замещается анальцимом или альбитом; замещение не затрагивает пироксен, рудные, поэтому они оказываются пойкилитовключенными в анальцим.

Количественный минеральный подсчет показал, что для авгититов характерны следующие соотношения минералов (%): титан-авгита 74 - 80, оливина 3 - 10, рудных зерен 7 - 20, плагиоклаза 0 - 10, биотита и амфибола 0 - 5, стекла 0 - 5; для лимбургитов эти соотношения таковы: титан-авгита 35 - 70, оливина 15 - 30, рудных зерен 5 - 10, плагиоклаза 0 - 5, биотита и амфибола 0 - 6, стекла 15 - 30

Лимбургиты и авгититы похожи по минеральному составу и обычно постепенно переходят друг в друга.

Показатели преломления титан-авгита основной массы этих пород несколько выше, чем вкрапленников, что, вероятно, связано с более высоким содержанием в них титана и, возможно, железа.

Псевдолейцитовые базальты и лейцитифиры встречаются только в восточной части района среди обломков вулканических брекчий (фото 8). Вероятно, они образуют маломощные покровы среди бесполовошпатовых базальтов и их брекчий. В туфобрекчиях псевдолейцитовые базальты и лейцитифиры встречаются вместе с обломками щалочных базальтоидов, лимбургитов и авгититов.

Псевдолейцитовые базальты имеют порфировую структуру. Вкрапленники представлены кристаллами титан-авгита (размером 2-3 мм) и псевдоморфозами серпентина по оливину (до 1 мм). Основная масса породы состоит из кристалликов псевдолейцита размером 0,2-0,3 мм и стекла, замещенного хлорит-биотитовым материалом. Псевдолейцит имеет лучистое строение, обусловленное тонким обрастанием калиевого полевого шпата и нефелина (последний всегда замещен карбонатом). Характерная для псевдолейцита полигональная форма хорошо сохраняется.

Лейцитифиры встречаются реже, чем псевдолейцитовые базальты. Они содержат большое количество порфировых выделений лейцита размером до 1,5 мм, замещенных карбонатом, анальцитом, альбитом, и редких псевдоморфоз серпентина по оливину. В основной массе находятся полигональные образования эпидейцита, кристаллики пироксена, рудные зерна и разложившее стекло. Структура породы типичная оцеллярная.

Нефелиновые базальты были встречены в вулканической брекчии базальтоидов в скв. 85А на глубине 338,5 м. В коренном залегании они не обнаружены. Обломок нефелинового базальта имеет хорошо выраженную порфировую структуру. Порфировые вкрапленники представлены крупными (2-3 мм) кристаллами нефелина с характерными прямоугольными, квадратными и шестигольными сечениями, полностью замещенными карбонатом и анальцитом. Кроме нефелина (около 20 % объема породы) в виде мелких вкрапленников встречаются удлиненно-призматические кристаллы пироксена, замещенные преимущественно хлоритом и карбонатом, и редкие мелкие псевдоморфозы по оливину (в сумме - 8 - 10 %). Основная масса породы разрушена, первоначальный состав ее и структуры распознать нельзя. Состоит она из карбоната, хлорита и рудной пыли (фото 9).

Щелочные базальтоиды отличаются от лимбургитов и авгититов лишь соотношением минералов и стекла. Порфи́ровые выделения в породе составляют около 20 %, оливин занимает не более 8, а иногда его нет. Основная масса состоит из стекла, микролитов пироксена и рудных минералов. От лимбургитов щелочные базальтоиды отличаются более низким содержанием оливина во вкраплениях, лейцитом (замещенного анальцимом) и стеклом.

Трахибазальтовая серия

Породы трахибазальтовой серии, представленные пикрит-базальтами, базальтами, базальт-анамезитами, долеритами, андезит-базальтами, трахибазальтами, трахандезит-базальтами, трахитами (ортофирами), туфами трахитовыми, кварцевыми порфирами (липаритами), развиты в бассейне р.Мокрая Воляноваха. Туфы липаритовые встречаются в полосе от с.Стыла до с.Раздольное.

Петрохимические особенности пород

Имеется около 600 полных силикатных анализов пород волюновско-аланчикского магматического комплекса. Всего при выведении средних составов было выполнено 300 анализов вулканических пород (табл. 29).

Вулканы трахибазальтовой серии на петрохимических диаграммах образуют четкий, почти непрерывный изовариационный ряд, начинающийся пикрит-базальтами и заканчивающийся трахитами и липаритами. Такое распределение фигуративных точек указывает на высокую степень дифференцированности магмы и является характерной чертой трахибазальтовой (щелочно-оливин-базальтовой) формации. Вариационная кривая в разных частях поля asb имеет различный наклон по отношению к оси b . Ниже области со значением $b = 20$ вариационная кривая пород трахандезитовой серии совпадает со стандартной линией дифференциации и имеет один угол наклона к оси sb . Плавный ход кривой дифференциации в области кислых составов нарушается, показывая на плоскости asb расщепление составов: одна линия идет к трахитам (ортофирам), имеющим наиболее высокое значение характеристики a , другая через трахилипариты - к липаритам (кварцевым порфирам), где с уменьшением меланократовой составляющей b происходит уменьшение щелочности a (это явление названо А.Н.Заварцким "пантеллеритовой" тенденцией, проявляющейся в единой генетической серии). Однако петрологические особенности липаритов и трахитов свидетельствуют о различных условиях формирования этих пород.

Трахиты являются производными базальтовой магмы. Это продук-

Т а б л и ц а 29. Средний химический состав пород волно-
вазско-аланчского эффузивного комплекса, %

Компонент	1	2	3	4	5	6
SiO_2	41,85	42,79	42,73	39,94	43,85	48,60
TiO_2	5,18	6,34	4,76	5,86	5,27	4,45
Al_2O_3	9,61	10,09	10,06	8,87	13,18	14,68
Fe_2O_3	7,00	8,07	7,12	7,26	9,04	9,43
FeO	7,09	7,06	8,08	7,10	5,09	3,46
MnO	0,10	0,22	0,15	0,17	0,20	0,16
MgO	11,42	8,13	8,72	9,20	6,40	4,50
CaO	10,84	11,07	8,92	9,68	7,71	5,13
Na_2O	1,72	2,14	2,22	2,50	2,70	3,43
K_2O	0,69	1,53	1,97	2,72	1,99	2,21
П. п. п.	4,41	2,41	3,75	6,36	3,76	4,03
Другие	-	-	0,74	1,06	-	-
Сумма	99,91	99,85	99,24	100,17	99,19	100,08

Числовые характеристики по А.Н.Заварицкому

s	51,1	53,0	52,6	50,0	56,6	62,1
a	4,5	6,7	7,8	9,5	9,2	11,3
c	4,0	3,8	2,9	1,2	4,5	4,6
b	40,4	36,5	36,7	39,3	29,7	22,0
f'	31,0	37,2	38,0	33,5	44,5	54,6
m'	47,0	36,8	40,2	39,5	30,0	36,6
c'	22,0	26,0	21,8	27,0	17,5	8,8
a'	-	-	-	-	-	-
n	79,8	68,0	63,1	58,0	67,7	71,0
t	8,5	10,0	7,8	9,3	8,3	6,5
q	-10,8	-11,2	-13,3	-20,2	-9,7	-3,0
a/c	1,12	1,86	2,7	7,9	2,04	2,5

Примечание: 1 - пикрит-базальт, среднее из 30 анализов; 2 - антитит, среднее из 18 анализов; 3 - лембургит, среднее из 10 анализов; 4 - молочный базальт, среднее из 10 анализов; 5 - базальт покровный, среднее из 137 анализов; 6 - андезит-базальт покровный, среднее из 74 анализов.

ты поздних дифференциатов, эволюция которых в процессе кристаллизации закономерно приводит к образованию пород кислого состава (фото 10).

Липариты несут признаки корового происхождения.

Обобщение более 1000 химических анализов пород показало, что

среднее содержание TiO_2 составляет около 5 % (3 - 7 %). Кроме того, по методу А.Ритмана выявлены нормативные фельдшпатовиды: 12 % в щелочно-базальтоидной и 1,5 в трахибазальтовой сериях. Щелочно-базальтоидная серия тяготеет к грабенам (проницаемым зонам земной коры).

Присутствие крупнопорфировых пород в трахибазальтовой серии свидетельствует о том, что они образуются за счет той части магматических расплавов, которая в силу тектонических причин задерживалась в промежуточных очагах земной коры и испытывала длительную эволюцию. Одним из ведущих факторов эволюции является взаимодействие магмы с веществом коры, которое в итоге привело к образованию кислых палитгенных магм.

ТОЛЕИТ-БАЗАЛЬТОВЫЙ ЭФФУЗИВНЫЙ КОМПЛЕКС (D_3)

Толейт-базальтовый эффузивный комплекс представлен покровами толейтовых базальтов и дайками диабазов. Вулканогенные породы этого комплекса установлены на юго-восточном борту Воронежской антеклизы, в брекчиях солянокупольных структур ДДВ и Бахмутской котловины. В последние годы толейтовые базальты и диабазы обнаружены в зоне сочленения Донбасса с Приазовьем (с.Кумачево) и на границе Калмыкус-Торепской и Бахмутской котловин в районе ст.Бантышево. Можно предполагать, что толейт-базальтовый вулканизм в позднедевонское время захватил значительную часть Днепровско-Донецкого грабена и отчасти обрамляющие его структуры. На основании анализа данных о толейтовых базальтах Юга Донбасса и сопоставления их с материалами по солянокупольным структурам ДДВ и Воронежской антеклизы можно сделать вывод о неоднократном проявлении толейт-базальтового магматизма.

Геологические условия проявления

толейт-базальтового вулканизма

Толейтовые базальты вскрыты около с.Кумачево на площади 15 км² в 2 км восточнее с. Покрово-Киреево. Они образуют покров 10 - 40 м, подстилается породами верхнего девона, а перекрыты отложениями нижнего карбона. Базальты известны также на площади в 1900 км² юго-восточного склона Воронежской антеклизы и описаны И.Н.Быковым в 1976 г. Породы этого комплекса отмечены и в ДДВ (в кепроках и коренном залегании).

Петрографические особенности главных типов пород

Толентовые базальты Юга Донбасса характеризуются постоянным составом, они черного или темно-зеленого цвета, имеют массивную или миндалекаменную текстуру, порфировые, реже афировые структуры. Фенокристаллы плагиоклаза (размером до 2 мм) представлены лабрадором № 50 - 62, а пироксена, судя по оптическим константам ($n_g = 1,722$, $n_p = 1,698$, $2V = 56^\circ$, $cNg = 43^\circ$), - авгитом. Структура основной массы микрофитовая, реже интерсертальная. Основная масса состоит из плагиоклаза (андезит-лабрадор № 41 - 53), авгита, магнетита и продуктов девитрификации вулканического стекла (хлорита и кварца) в интерстициях между лейстами плагиоклаза. В основании покрова много миндалин диаметром до 25 мм, выполненных карбонатом, хлоритом и халцедоном.

Толентовые базальты Воронежской антеклизы детально изучены И.Н.Быковым и В.С.Гладких [19]. Это породы также темно-серые или почти черные, иногда с зеленоватым оттенком. Для них характерны массивные или миндалекаменные текстуры (в краевых частях покровов) и порфировые, реже гломеропорфиновые структуры. Порфировые базальты имеют небольшое количество вкрапленников плагиоклаза, пироксена и оливина (общее количество их 10 - 25 %). Гломеропорфиновые базальты отличаются от порфировых большим количеством гломеропорфировых сростков плагиоклаза и пироксена. Вкрапленники плагиоклаза (до 2 мм в длину) принадлежат в основном лабрадору. Рудные минералы составляют в породе 5 - 10 %. Основная масса базальтов сложена микролитами (0,2-0,6 мм) плагиоклаза (андезит-лабрадор № 43 - 60) и пироксена (авгит).

Однотипные толентовые базальты распространены в брекчиях, где их детально изучила Л.Г.Бернадская. Базальты из соляно-купольных структур содержат плагиоклаз (его состав колеблется от андезина до битовинита), пироксен (авгит), часто замещаются амфиболом, карбонатом и хлоритом. Рудные минералы (до 5 - 10 % объема породы) представлены магнетитом, титаномагнетитом, вильменитом, пиритом. Они образуют мелкие ксеноморфные зерна, деадритовидные и игольчатые выделения.

Петрохимические особенности пород толеит-базальтового комплекса

Базальты и диабазы солянокупольных структур Бахмутской котловины по петрохимическим данным целиком относятся к толентовому типу. Базальты зоны сочленения Донбасса с Приазовьем можно отнести

к двум независимым петрогенетическим сериям: толеитовых базальтов и щелочных базальтов. Толеитовые диабазы и базальты Донбасса в целом отвечают типу пересыщенных или насыщенных толеитовых базальтов повышенной щелочности (кварцевые и оливиновые толеиты). На диаграмме $SiO_2 - (Na_2O + K_2O)$ они попадают в поле толеитовой серии, за исключением некоторых анализов диабазов с. Адамовка; по содержанию же K_2O (0,16 %) порода не выделяется из ряда других. По серийному индексу А. Ритмана (1955) толеиты Донбасса относятся к известковой и известково-щелочной сериям ($\sigma = 1,2 - 2,5$), а по значению r (5 - 8) соответствуют типичным толеитам. Толеиты Донбасса содержат повышенные количества натрия, что связано с часто наблюдаемыми процессами альбитизации (вплоть до образования альбитов). По содержанию Ti , Fe , Mg , P и K их можно сопоставить с толеитовыми базальтами оливин-базальтовой формации (по В.А.Кутолну).

Как показали пересчеты химических анализов изученных пород для нормы А. Ритмана (1975), все они относятся к толеитовым базальтам с кварцем или без кварца. Цветовой индекс изменяется в пределах 36 - 52. Состав плаггиоклаза колеблется от андезина до лабрадора.

На диаграмме А.Н.Заваршского породы толеит-базальтового комплекса концентрируются в небольшом поле. Очевидно, глубинная дифференциация магмы этого комплекса имела весьма небольшие масштабы, на что указывает и незначительные изменения минеральных парагенезисов. Эта дифференциация в основном приводит к незначительной аккумуляции вкрапленников оливина. Последовательность внедрения несколько различающихся по составу базальтовых расплавов не установлена.

По химическому составу толеитовые мафиты Донбасса сходны с верхнедевонскими базальтами Воронежской антеклизы и диабазами солянокупольных структур ДДВ. На петрохимической диаграмме поля их развития совпадают. Для указанных пород установлены близкие концентрации элементов-примесей.

От пород трахибазальтовой серии толеитовые мафиты отличаются повышенным содержанием кремнезема и пониженным Ti , K и редких элементов. Особенно четко эти отличия видны по натриево-кальциевому и титан-железистому отношениям.

По петрографическим, петрохимическим особенностям и условиям формирования породы толеит-базальтового комплекса относятся к трапповому формационному типу [2, 19 и др.].

Сложность блокового строения Припятьско-Днепровско-Донецкого грабена и многостадийность его тектонического развития обусловили и сложность развития магматизма в девонское время. Подднефранский трашловый магматизм, идущий вслед за щелочно-olivин-базальтовым, проявился в несколько фаз и охватил весь Днепровский и западную часть Донецкого грабенов. Для этих структур отмечается совмещение в пространстве и времени толент-базальтового и трашбазальтового магматизма. По данным автора, модальный и нормативный состав этих пород свидетельствует о сходстве их с базальтами ранних этапов развития геосинклиналей и континентальных платформ.

КЕНО-ДОНБАССКИЙ ШОНКИНИТ-МОНЦОНИТ-ПЛАГИОПОРФИРОВЫЙ КОМПЛЕКС ($P_1 - P_2$)

Изверженные породы этого комплекса связаны с заальской фазой герцинского орогенеза в Донбассе. Они тяготеют к зоне Керченско-Славянского разлома, где развиты на площади 900 км². Около с. Михайловка они образуют шток. Возраст пород 270 - 290 и 200 - 230 млн. лет.

Петрографические особенности главных типов пород

Породы комплекса, вскрытые около ст. Еленовка, г. г. Курахово, Новоукраинка, Красногоровка, по р. Мокрая Волноваха, представлены шонкинитами, монцонитами, плагиопорфирами, грорудитами и другими разновидностями. В балке Долгая на глубине 384 м отмечена пологая дайла шонкинитов мощностью 38 м. Позже шонкиниты были встречены в выработках шахты № 12 Трудовского рудника. Внедрение магмы здесь произошло по угольному пласту K_6 . Уголь в контакте с шонкинитами превратился в кокс. В 2 км восточнее г. Красногоровка несколькими скважинами в отложениях верхнего карбона, выше угольного пласта n_3 , была перебурена межпластовая залежь шонкинита мощностью 46 - 48 м. В последние годы шонкиниты встречены в Дино-Донбасском районе, где они образуют мощные межпластовые залежи и слагают центральную часть Новомихайловского штока.

Шонкиниты темно-серые, хорошо раскристаллизованные. В приконтактовых участках порода более темная и плотная, приобретает порфировую структуру. Порфировые выделения принадлежат оливину и пироксену, размер их невелик (1-2, 5 - 8 мм). В скв. 2598 шонкинит разрушен: порода пронизана многочисленными тонкими (до 3 мм) прожилками волокнистого хризотила ($n_g = 1,543-1,539$; $n_p = 1,526 - 1,525$; $n_q - n_r = 0,017-0,014$), трещиноватая, плоскости трещин

часто покрыты бархатистым зеленовато-черным налетом хлорита. Структура монцинитов гипидиоморфнозернистая, в приконтактовых участках порфиристая. Монциниты состоят из калий-натриевого полевого шпата (43 - 54 %), плагиоклаза (0 - 7 %), клинопироксена (27 - 32 %), оливины (7 - 20 %), биотита (3 - 5 %), рудных минералов (2 - 4 %); апатит, эгирин и фибрит составляют 1-2 %. Развиты вторичные минералы - карбонаты, хлорит, хризотил, боулингит.

Калий-натриевый полевой шпат образует изометричные или удлиненные лейсты, двойникованные по карлсбадскому закону. Представлен он анортоклазом ($n_g = 1,532$; $n_p = 1,523$), иногда содержит пойкилитовые вроски андезина (скв. 9272).

Клинопироксен представлен зеленым диопсидом ($n_g = 1,702 - 1,710$; $n_p = 1,670 + 1,686$; $c \mu = 38 - 42^\circ$), рудные - магнетитом и ильменитом.

Интрузии монцинит-порфиров представлены двумя-тремя телами, иногда их встречается множество (юго-западная часть Донбасса).

Андезит-базальты развиты вдоль Длинного сброса около с. Владмировка. Структура их пилотакситовая. Плагиоклаз (на столбике Федорова) относится к андезиту № 40. Между микролитами плагиоклаза встречаются выделения калиевого полевого шпата, которые слегка корродируют андезин.

Лампрофиры Южно-Донбасского комплекса встречены вместе с монцинит-порфирами и трахидалеритами на обширной площади Юга Донбасса - от р. Дон на востоке до р. Волчьа на западе. Это единая, генетически родственная группа пород, что подтверждается общностью минерального состава, совместной их локализацией, взаимными переходами минерального и химического состава, присутствием в них одинаковых элементов-примесей. В восточной части Донбасса лампрофиры, по-видимому, встречаются чаще и имеют более пестрый минеральный состав [9].

Авгититовые керсантиты, вероятно, наиболее распространенный тип лампрофиров. Впервые дайки этой породы были встречены в шахте им. Артема Шахтинского района. Эти же породы обнаружены в скважинах, пробуренных на южном крыле Шахтинской котловины по р. Кадамовка, в Раздорском и Семикаракорском районах. В Южно-Донбасском районе они встречены южнее с. Константиновка, где слагают межпластовые залежи и дайки мощностью 0,4 - 5 м среди каменноугольных отложений. Августитовые керсантиты представляют собой мелкозернистую породу темно-серого, почти черного цвета с порфирированными выделениями кристаллов пироксена (до 2 - 6 мм) и блестя-

ших, золотисто-коричневых чешуек биотита. В породе обнаружены следующие минералы: плагиоклаз, биотит, авгит, магнетит, акцессорный апатит; вторичные - кальцит, хлорит и кварц. Плагиоклаз относится к лабрадору ($N_{52} - 60$) или андезину. Пироксен играет роль вкрапленников, по оптическим константам ($2V = 54^\circ$; $c_{Ng} = 43^\circ$; $n_g - n_p = 0,22$) определяется как авгит. Микролиты пироксена того же состава встречаются и в основной массе породы. Биотит ($n_m = 1,634$) во вкрапленниках представлен крупными чешуйками коричневого цвета. Значительное количество его содержится в основной массе в виде мелких листочков. Присутствуют магнетит и апатит. Структура породы порфировая, структура основной массы гипидiomорфнозернистая, реже микролитовая.

Кампитонит-диабазы - это породы афанитового строения, темно-серого или темно-зеленоватого цвета. Встречены они в Шахтинском районе, мощность даек 5-6 м. В состав пород входят лабрадор № 52 (55,5 %), авгит (16,8 %), роговая обманка типа синтагматита (11,7 %), биотит (9,1 %), рудный минерал (5,0 %), апатит (1,9 %). Структура породы микродиабазовая, текстура флюидальная.

Авгититовый керанит-спессартит перебурен одной скв. 2280 на р.Кадамовка. Интрузивное тело имеет мощность 10 м. Порода серовато-зеленоватого цвета с едва видимыми черными кристаллами пироксена. Это очень мелкозернистая порода (размеры от 0,04-0,3 до 0,1-0,2 мм) с гипидiomорфнозернистой структурой. В состав ее входят: олигоклаз № 25 (39,0 %), авгит (24,2 %), синтагматит (16,7 %), биотит (13,2 %), рудный минерал (5,1 %), кальцит (1,0 %), апатит (0,8 %).

Биотитовый кампитонит был встречен в двух скважинах (2280 и 2281) в бассейне р.Кадамовка и в Ингораздорской скв. 2202. Мощность тел соответственно 5,6 м, 1,2 и 2,0. Это мелкозернистая порода черного цвета, на темном фоне которой выделяются блестящие чешуйки биотита золотисто-коричневого цвета и порфиновые псевдоморфозы по оливицу (до 2 мм). Структура породы порфировая, структура основной массы гипидiomорфнозернистая.

Андезин № 44 (34-35 %) в виде неправильных выделений (2-3 мм) заполняет промежутки между темноцветными минералами. По сравнению с девонскими породами трахбазальтовой серии содержание в них SiO_2 и K повышено, Fe и Ti понижено. Расположение фигуративных точек составов пород комплекса на диаграмме А.Н.Заваржцкого указывает на относительную обогащаемость отдельных типов щелочами. В породах восточной части Донбасса, вероятно, пониженное количество щелочей. Колебания в содержании K нельзя объяснить с пози-

при кристаллизационной или гравитационной дифференциации, поэтому было сделано предположение о том, что эта дифференциация причинно связана со сквозьмагматическим щелочным потоком. Содержание SiO_2 постепенно увеличивается от основных разностей к кислым. Однако если для меланократовых пород комплекса имеется одна линия развития, то в лейкократовых происходит расщепление составов. Одна линия идет к платипорфирам, имеющим наиболее высокое значение характеристики a , а другая через трахиллариты - к грорудитам. С уменьшением меланократовой составляющей происходит уменьшение щелочности - пантеллеритовая тенденция, по А.Н.Заварицкому.

Расчет нормативных составов пород Южно-Донбасского комплекса показывает, что основными компонентами меланократовых разновидностей являются диопсид, плагиоклаз и санидин. Содержание оливина во всех разновидностях не превышает 10% (шонкинит). Биотит находится в породах комплекса в двух формах: в виде идиоморфных вкрапленников (без реакционных соотношений с оливином, пироксеном, плагиоклазом) и в виде агрегатов и отдельных листочков, образующих реакционные оторочки по другим минералам или замещающих их. Первая форма биотита возникает в ходе кристаллизации самих расплавов вслед за пироксеном; вторая, более чистая, возникает уже в раскристаллизованной породе (авгититовый керсантит). Во всех породах комплекса нет нормативных фельдшпатовцев. Количество нормативного кварца колеблется от 3,5 до 37%.

Для магматических пород Южно-Донбасского комплекса характерны более низкие содержания элементов группы железа (Fe , V , Cr , Mn , Co , Mg), а также редких элементов (Zr , Nb , Ta) по сравнению с девонскими породами трахизабальтовой серии. Все породы комплекса имеют одинаковые элементы-примеси, содержание которых колеблется незначительно. В кислых разновидностях комплекса происходит накопление Li , Be , Zr , Ge и объединение их элементами группы железа.

Формирование Южно-Донбасского комплекса на раннеорогенном этапе развития Донбасса и своеобразный набор пород в нем определяют принадлежность его к габбро-монцит-сиенитовому формационному типу, по Д.А.Кузнецову. Породы комплекса имеют коровый магматический источник, который возник в результате переработки сиалитической коры базальтовыми расплавами. Ведущую роль в образовании пород Южно-Донбасского комплекса играли процессы фракционной кристаллизации. Это подтверждается плавностью изменения состава внутри серии пород, близостью их минерального состава при различной степени меланократовости, появлением пород эвтектического

состава на завершающих стадиях формирования серии, пространственной близостью и общим структурным контролем в размещении магматических тел. Первая (ранняя) стадия кристаллизации характеризуется образованием интрателлурических вкрапленников магнетитового оливина и диопсидового клинопироксена, вторая — остановлением интрузивных тел, когда резко менялось давление, понижалась температура, прекратилась ассимиляция вмещающих пород.

Таким образом, Южно-Донбасский комплекс — это ряд дифференцированных пород, варьирующих по составу от габброидов умеренной щелочности (шонкинитов) до ультракислых щелочных пород (группы-дацитов).

АНДЕЗИТ-ТРАХИАНДЕЗИТОВЫЙ КОМПЛЕКС ($\rho_2 - \gamma$)

Породы этого комплекса широко развиты в Донбассе и давно привлекали внимание исследователей. Интерес к ним вызван и определенной ролью их в рудообразовании.

Основные черты геологического строения

Породы андезит-трахиандезитового комплекса распространены повсеместно вдоль южной окраины Донбасса. Помимо известных выходов по рекам Тузлов, Большой и Малый Несветай, Кадамовка, Грушевка, Аюта, Мокрая Волноваха они встречены многочисленными скважинами в бассейне р. Маныч, Шахтинском районе, в верховье р. Грузской Еланчик и Южно-Донбасском районе. Во многих случаях наблюдалась приуроченность пород комплекса к участкам поперечной субмеридиональной складчатости и дизъюнктивным нарушениям того же направления. В центральной части Донбасса размещение этих пород контролируется Центральным поперечным поднятием, ось которого проходит через Матвеев Курган, с. Дьяково, в 5 км западнее г. Ровеньки. В юго-западной части Донбасса породы андезит-трахиандезитового комплекса отчетливее приурочены к дизъюнктивным нарушениям (особенно субмеридионального направления). Например, суммарная мощность интрузий в бассейне р. Керчик — 50 — 230 м. Кроме трахиандезитов встречаются андезит-дациты и дациты. Их возраст 200 — 230 млн. лет.

Петрографические особенности главных типов пород

Выделяются андезиты (состав плагиоклаза $Ап_{40-45}$), андезит-базальты, андезит-дациты и кварцевые дациты. В трахиандацитах калиевый полевой шпат иногда находится в тесном сростании с кварцем

(до 20 % основной массы). Последний бипирамидального облика с включением таблечек калиевого полевого шпата, что создает своеобразную микропояклитовую структуру. Встречаются трахидацины и с фельзитовой основной массой. Из акцессорных минералов присутствуют офеи, апатит, циркон, анатаз.

Петрохимические особенности пород

Химический состав пород (по 100 анализам) андезит-трахандезитового комплекса варьирует в узких пределах. На пет окимических диаграммах они отчетливо делятся на два ряда: щелочноземельный тип с преобладанием натрия над калием (андезит-базальты, андезиты, андезит-дациты) и более щелочной тип пород умеренной щелочности, в которых калий преобладает над натрием (трахандезиты, трахидацины, кварцевые латиты). Все породы комплекса содержат одинаковые элементы-примеси.

Андезит-трахандезитовый комплекс образовался в позднеорогенный этап развития Донбасса. Он имеет вполне определенные состав, строение и большую устойчивость; характеризуется узким диапазоном дифференциации по SiO_2 и тенденцией к смещению моды в область андезит-дацитов и трахидацинов. Отчетливо выявляется близость во времени образования всех пород комплекса. Неоднородность пород по содержанию щелочей, возможно, обусловлена неоднородностью земной коры в области магмообразования. Все породы комплекса объединены в одну позднеорогенную андезит-трахандезитовую формацию.

МИУССКИЙ ЛАМПРОФИРОВЫЙ КОМПЛЕКС ($J_3 - K_1$)

К этому комплексу отнесены мончикиты, камптониты, олиниты (долериты) Амвросиевского района. Впервые мончикиты и камптониты были изучены И.А.Морозевичем в 1903 г. в нескольких обнажениях на левом берегу р.Крынка у с.Калиново. В дальнейшем их исследовали В.Ф.Мефферт в 1918 г. при геологической съемке Амвросиевского района. Он обнаружил около 50 даек мончикита и камптонита, сосредоточенных в относительно ограниченном районе - между селами Белоярская и Успенское по берегам р.Крынка, причем считал, что они образовались во время раннемеловой орогенической фазы.

При крупномасштабной геологической съемке Амвросиевского района геологами треста Артемгеология МГ УССР дайкиовые породы были обнаружены далеко за пределами площади их распространения, установленной В.Ф.Меффертом. Кроме известных в этом районе мончикитов и камптонитов Н.В.Бутуринов изучал олиниты (долериты). Бы-

до высказано предположение, что внедрение магмы, обусловившей образование пород, произошло в пфальцскую фазу варисского орогеназа ($P_2 - T_1$) и носило стадийный характер. Точное возрастное положение магматических образований остается пока не ясным. Поскольку породы этого комплекса прорывают осадочную толщу карбона, а верхнемеловые отложения залегают на размытой поверхности кильных пород (с. Успенское), их можно считать позднемеловыми. При определении абсолютного возраста оказалось, что мончикиты и камptonиты — самые юные магматические породы Донбасса ($162 - 166 \pm 12 - 16$ млн. лет). Абсолютный возраст одинита (долерита) определен в $230 - 245 \pm 30$ млн. лет (лаборатория ИГЕМ АН УССР). Исходя из этих данных, можно предположить, что образование даек мончикита и камptonита связано с киммерийской фазой тектогенеза, проявившейся в Донбассе в период от поздней юры до сеномана, а образование одинитов связано с более ранними, позднепалеозойскими, фазами складчатости.

Дайки выходят в Амвросиевском районе (с. Новопавловка), около сел Белоояровка и Новошахтинск, по рекам Крынка и Средний Тузлов; между селами Кринички и Артемовка наблюдается дайка длиной 5 км. Много даек отмечено у сел Калиново и Успенское. Все они приурочены к Центрально-Донецкому поперечному поднятию. Закономерная ориентировка их относительно основных складчатых структур Донбасса, ступенчатый характер строения даек, наличие в них своеобразных перемычек вмещающих пород и крупных ксенолитов гранитоидных пород докембрийского основания — все это позволяет утверждать, что их образование происходило в условиях растяжения и связано с дифференцированными движениями в зоне субмеридионального глубинного разлома.

Петрографические особенности главных типов пород

Мончикиты мусского комплекса разнообразны по минеральному составу. Первая, наиболее распространенная разновидность мончикита, состоит из порфировых вкрапленников оливина и гломеропорфировых скоплений титан-авгита. Основная масса представлена тонкими призмами титан-авгита, бурого амфибола, листочками биотита, зернами рудного минерала, а также буроватого стекла и анальцима. В стекле основной массы много призмочек пироксена, листочков биотита и иглоочек апатита. Вторая разновидность мончикита содержит значительное количество биотита (биотитовый мончикит). Порфировые вкрапленники в этом виде мончикита представлены оливином и биотитом; титан-авгит во вкрапленниках редок или его вовсе нет. Третий тип мончикита характеризуется тем, что порфировые выделения представле-

ны амфиболом (синтагматитом). Порфиновые выделения оливина, титан-авгита и биотита встречаются редко. В основной массе главную роль играет пироксен, мелкие рудные зерна и стекло. Четвертый тип мончикита обычно встречается в зоне закалки, у контактов. В виде порфириновых выделений встречается только оливин, на удалении от контакта появляются вкрапленники титан-авгита. Основная масса сложена микролитами титан-авгита, амфибола, мелкими рудными зернами и стеклом с анализимом. Пятый тип - эруптивная брекчия, обломки которой представлены мончикитом, а цемент состоит из стекловатой массы, содержащей мелкие вкрапленники оливина и пироксена.

Кампитониты представляют собой лампрофиты, содержащие плагиоклаз в основной массе. Они встречаются реже мончикитов (бассейн р.Крынка) и внешне не отличимы друг от друга. Во вкрапленниках находятся оливин, титан-авгит, а основная масса главным образом состоит из титан-авгита, синтагматита, плагиоклаза (андезина) и небольшого количества анализима; обычно также ильменит, хлорит, магнетит, циркон и апатит. Иногда в породе содержится большое количество листочков биотита (биотитовый кампитонит). Генетически мончикиты и кампитониты тесно связаны друг с другом и имеют почти тождественный состав. В некоторых дайках можно наблюдать переходы от мончикита (в контактах) к кампитониту (в центральной части тела). Среди кампитонитов можно выделить такие же минеральные разновидности, как и в мончикитах.

Кампитониты, в свою очередь, встречаются в переходных разновидностях пород, близких к одинитам. В этом случае в них совершенно исчезает анализим, плагиоклаз становится больше и он представлен лабрадором. Вкрапленники по-прежнему принадлежат оливину и титан-авгиту.

Кроме описанных мончикитов и кампитонитов в отдельную группу выделены и измененные выветрелые породы. Степень изменения их различна и меняется в пределах одной дайки. Породы бывают настолько сильно разрушены, что первичные минералы полностью замещаются новообразованиями; утрачиваются и признаки первичной структуры. Мончикиты и кампитониты трудно отличить друг от друга, а часто и невозможно.

Минеральный состав мончикитов (в %): авгита 30 - 50; биотита 10 - 16; оливина 10 - 20; амфибола 1 - 20; стекловатого базиса 15 - 30; магнетита и ильменита 4 - 6; плагиоклаза 0 - 3; флюорита 0 - 2; апатита 0,5-1,5. Иногда встречаются мелкие жилки с калиевым поле-

вым шпатом и нефелином. И. Морозевич отмечал, что в мончикитах может присутствовать меллит. Камптониты по минеральному составу отличаются от мончикитов большим содержанием плагиоклаза (до 15 %) и почти полным отсутствием стекловатого базиса. Структура мончикитов порфирировая с интерсертальной или гиалопикитовой структурой основной массы. В камптонитах темноцветные минералы основной массы более идиоморфны относительно плагиоклаза, вследствие чего структура основной массы пород близка к гипидиоморфнозернистой.

Порядок кристаллизации минералов в мончикитах и камптонитах выражен ясно. Самым первым (ранним) выделяется оливин, за ним авгит, амфибол и биотит. Основная масса, а также заключенные в ней плагиоклаз и апатит образовались в самом конце кристаллизации. Рудные минералы, вероятно, образовывались в течение всего процесса кристаллизации.

Одиниты (долериты) мусского комплекса по структурным, минеральным и химическим особенностям условно относятся к семейству лампрофиров. Структурные изменения и вариации минерального состава наблюдаются нередко в образцах, отобранных из одного магматического тела; об этом писал Н. В. Бутурдинов в 1960 и 1973 гг. Среди этих пород можно выделить несколько структурно-минеральных разновидностей, в которых прослеживаются переходы от долеритов к лампрофирам (одинитам, спессартитам). Грубозернистые одиниты состоят из крупных кристаллов амфибола (1-2 см), между которыми располагаются плагиоклаз и авгит.

Петрохимические особенности пород

На петрохимической диаграмме породы мусского комплекса ограничены вариационными линиями, соответствующими известково-щелочной и щелочной сериям, по А. Н. Заварицкому. Несмотря на близость химического состава всех пород комплекса, они четко подразделяются на две группы, описанные выше. Мончикиты и камптониты, по классификации А. Штрекайзена, соответствуют оливиновым фонотэфритам, а одиниты - толеитовым базальтам. При сравнении химических анализов мончикитов и камптонитов Амуро-Сиверского района со средними типами этих пород, по Р. Дали (1936), обращает на себя внимание пониженное содержание в них щелочей (s) и высокое содержание магния. Для мончикитов и камптонитов мусского комплекса изучены линейные корреляционные связи между главными породообразующими оксидами. Установ-

лены позитивная связь TiO_2 с MnO ; Na_2O , FeO и SiO_2 , негативная - SiO_2 с Na_2O и Fe_2O_3 ; Al_2O_3 с MgO ; Fe_2O_3 с FeO .

Мончикиты и камитониты по химическому составу сходны с девонскими лимбургитами и авгититами. Они отличаются от девонских эффузивов пониженным содержанием титана. Отмечается сходство в распределении элементов-примесей в этих породах. Высокие концентрации в породах золота и фтора, установленные И. Морозовичем [47], не подтвердились современными исследованиями Н. В. Бутурлинова и И. К. Латыша.

Химические анализы одинитов показали, что эти породы отличаются от мончикитов пониженным содержанием щелочей и особенно K_2O . В одинитах установлены такие же элементы-примеси, что и в мончикитах, но количественные соотношения их иные. Отмечено сходство элементов-примесей в одинитах и в породах Дино-Донбасского комплекса.

По тектоническим условиям формирования, петрологическим и петрохимическим особенностям лампрофиты мусского комплекса (мончикиты и камитониты) относятся к щелочно-базальтоидному формационному типу устойчивых областей земной коры.

Вулканизм ДДВ исследуется с конца прошлого века. Наибольшие успехи в его изучении достигнуты за два прошедшие десятилетия, благодаря глубокому (до 5700 м) бурению, в связи с поисками в регионе залежей нефти и газа. Наиболее полно материалы исследований опубликованы в монографиях Л.Г.Бернадской [2], З.М.Ляшкевич, Т.В.Завьяловой [36] и в др.

К настоящему времени геологическими данными и изотопным датированием [2, 6, 24, 36] достоверно установлена приуроченность накопления основной массы вулканогенных продуктов к позднедевонскому периоду при заложении глубинных разломов в условиях рифтогенеза [7, 14, 15, 30, 46]. Вместе с тем имеются сведения, указывающие на возможность проявления вулканизма в среднем девоне [5], о находках прослоев эффузивных и пирокластических пород в отложениях нижнего - верхнего карбона [12], а также определения абсолютного возраста, по которым диабазы солянокупольных структур отнесены к позднепротерозойско-раннепалеозойским образованиям [2]. Принимая во внимание противоречивость мнений о времени генерации вулканизма, из имеющейся в нашем распоряжении обширной коллекции магматических пород ДДВ были отобраны 30 проб, минимально подвергшихся воздействию вторичных процессов, включая редкие разновидности пород щелочно-ультрасоснового - щелочно-базальтоидного состава. Для них был определен возраст калий-аргоновым методом⁴. По полученным результатам, самый древний возраст (535 - 570 млн.лет) определен для пироксенитов из эффузивно-пирокластической толщи скв. Кинашевская-I, перекрывающейся нижневоронежскими отложениями, а в нижней части контактирующей с докембрийскими породами фундамента. Средне - позднедевонский возраст (353 - 370 млн.лет) установлен для авгититов, камптовогезитов, ортофиров, вскрытых окважинами на Мринской, Ладинской, Дорогинской и Борковской площадях, что соответствует геологическим представлениям. В интервале 250 - 280 млн.

⁴ Определения проводились в лаборатории ИГЕМ АН УССР Ф.И.Котовской.

лет формировались трахандезиты, трахиты и кварцевые монцититы, обнаруженные окважинами на Ловиной, Ковытвовой и Борковской структурах, хотя, по материалам объединения "Черныговнефтегазгеология" (А.Д.Бритченко), они залегают среди отложений девона. Наконец, по жильным камитонитам и мончикитам из скв. Мринская-1, 2, определен возраст в 176 - 178 млн. лет (раннеюрская эпоха).

Приведенные данные из-за недостаточной геолого-тектонической изученности и слабой информативности керна не позволяют считать достоверным проявление вулканической деятельности в указанные отрезки времени, однако идентичность проанализированных пород (по составу и по определениям изотопного возраста) образованиям вулканогенных комплексов Донбасса и зоны его очленения с Приазовским блоком [9] дает основание полагать, что тектоно-магматическая активизация в ДДВ проявлялась не только в среднем - позднем девоне, но и в позднерифейско-раннекембрийский, пермо-триасовый и раннеюрский периоды [49]. Ограничение проявления вулканизма отрезком $D_2 - D_3$ [24, 36] оладует считать преждевременным.

Существенно изменились взгляды исследователей и на формационную принадлежность вулканогенных пород впадины. Первая попытка в этом направлении была предпринята Л.Г.Бернадской [2], выделившей спилит-кератофировую, траштовую формации и формацию малых интрузий (лампрофировую). Спустя десятилетие, используя более богатый первичный материал, ряд авторов пришли к резко противоположному мнению, приурочивая накопление эндогенных образований к периодам тектонической активизации платформы. Так, К.В.Флерова [75] считает правомерным выделить в пределах ДДВ субщелочную оливин-базальтовую (трахбазальтовую) и щелочно-ультраосновную - щелочно-базальтовую формации, что в целом соответствует более поздним выводам З.М.Ляшкевич [30]. Согласно представлениям В.С.Гладких [19], здесь распространена только щелочная оливин-базальтовая формация, а по мнению В.И.Гоньняковой [21], - лишь щелочно-ультраосновная - щелочно-базальтоидная. Несколько позже З.М.Ляшкевич, развивая предыдущие представления [36], устанавливает среди вулканитов ДДВ трахбазальт-трахандезит-трахклишаритовую, щелочно-ультрамафитовую и базальт-долеритовую формации, характерные для эпиконтинентальных рифтов [35, 36]. Последняя точка зрения является наиболее приемлемой. К базальт-долеритовой формации, по мнению автора, приурочены исключительно дайки диабазов. По нашим данным, аналогичные породы широко распространены в юго-восточной части региона на Новострошской, Талалаевской, Северо-Колыдинцевской, Тимофеев-

ской, Исачковской, Машевокой, Суходоловской площадях, где по масштабам проявления, преимущественно пластовому и склловому характеру залегания они приближаются к образованиям трапповой формации. Тем не менее по химизму долерит-базальты, как и дайки диабазов, соответствуют натриевым трахбазальтам, а на диаграмме $SiO_2 - (K_2O + Na_2O)$ они ложатся в область субщелочных, иногда толеитовых базальтов. Для выяснения истины необходимы дополнительные геолого-петрохимические исследования.

Дифференциаты, отнесенные к щелочно-ультрамафитовой формации, обнаружены в пределах Белоцерковской, Миргородской, Кляшевской, Ильинецкой, Монастирщанской, Ковпитовской, Седневской, Мринской и Григорьевской площадей, в то время как трахбазальт-трахандезит-трахипаритовая формация объединяет образования, сосредоточенные сугубо в северо-западной части ДДВ.

В 1980-1981 гг. предпринята первая попытка выяснить масштабность распространения эффузивно-пирокластических толщ [34, 35]. На основании построенных схематических карт взорвайт подсчитан объем вулканогенных образований, оцениваемый в 4,1 тыс. км³ для северо-западной части впадины и 6 - 10 тыс. - для всего Днепровско-Донецкого региона. Несомненно, из-за недоступности визуальному наблюдению магматических пород осложняется возможность реального подсчета их объема, однако при современном состоянии изученности существует ряд положений, подтверждающих более широкое развитие вулканических продуктов в геологическом прошлом. Во-первых, в большинстве случаев разрез вулканогенных толщ на 40 - 90 % сложен рыхлым туфообломочным материалом, который в условиях интенсивной тектонической активности подвергался быстрому разрушению с последующим формированием терригенных горизонтов. Во-вторых, при подсчете объема не в полной мере учтены сведения о накоплении эндогенных продуктов в центральной и юго-западной частях ДДВ, где по степени раскрытия рифта следует предполагать мощные толщи базальтов толеитовой серии, что подтверждается и геофизическими исследованиями [22]. В-третьих, тектоно-магматическая активизация, очевидно, проявлялась не только в додевовский период, но и гораздо позже, в результате чего происходило наращивание мощности вулканитов.

Особый интерес вызывает карбонатные туфы, вскрытые в центральной части ДДВ скв.Лелеки-500, которые описаны З.М.Ляшневич и др. [33] как взрывные карбонаты. Для решения вопроса о принадлежности карбонатитов к эндогенным образованиям И.П.Луговая в ла-

Т а б л и ц а 30. Средний химический состав магматических пород

Компонент	1	2	3	4	5	6	7	8
SiO_2	67,00	71,95	73,23	64,24	62,48	59,39	62,31	53,99
TiO_2	0,44	0,31	0,23	0,76	0,81	0,97	0,87	1,49
Al_2O_3	11,00	11,60	13,00	15,85	15,09	16,55	13,81	16,21
Fe_2O_3	3,76	2,42	2,01	4,48	2,70	3,58	3,01	2,87
FeO	2,45	0,88	0,71	1,00	1,77	2,38	3,90	4,30
MnO	0,35	0,06	0,05	0,04	0,13	0,19	0,20	0,08
MgO	0,37	0,76	1,19	0,94	1,31	2,07	0,64	3,17
CaO	2,64	1,90	0,42	2,04	2,50	1,82	3,89	3,12
Na_2O	0,20	2,38	4,10	4,02	3,87	5,54	4,88	2,85
K_2O	7,60	5,59	4,30	3,88	6,24	4,25	3,61	6,58
P_2O_5	0,01	0,06	0,30	0,15	0,11	0,16	0,23	0,29
H_2O^+	1,13	0,85	0,57	0,77	1,18	1,27	1,48	2,03
H_2O^-	0,14	0,16	0,06	0,15	0,23	0,21	0,31	0,30
CO_2	2,97	1,24	0,14	1,94	1,38	1,36	1,16	2,22
Σ	0,01	0,26	0,17	0,07	0,17	0,22	-	0,24
Сумма	100,07	100,42	100,21	100,33	99,97	99,96	100,30	99,74

Количество
в анали-
зов

3 5 2 2 7 7 3 2

боратории ИГЕМ АН УССР по выделенным карбонатам провела комплексные определения изотопов ^{18}O и ^{13}C . Величины $\delta^{18}O$ и $\delta^{13}C$ соответственно составили: $\delta^{18}O = 18,6 - 20,1$ и $\delta^{13}C = 25 - 16,9$ ‰. Сумма редкоземельных элементов в предполагаемых карбонатах не превышает 109 - 159 г/т, а количество P_2O_5 колеблется в пределах 0,14 - 0,2 ‰. Учитывая изложенное и тот факт, что в ассоциации с существенно карбонатно-брекчиевой толщей нет типичных для карбонатитовых комплексов щелочных пород типа щелочных гипербазитов, ийолитов-мельтейгитов, нефелиновых сиенитов, рассматриваемые образования не могут быть отнесены к типичным карбонатитам мира [25] и не сопоставимы с карбонатитами Черниговской зоны Украины [18, 27].

Днепровско-Донецкой впадины, %

9	10	11	12	13	14	15	16	17
56,81	58,51	57,32	54,40	52,81	48,97	46,67	45,25	47,77
1,42	1,20	1,52	1,81	1,51	1,49	1,67	3,26	1,86
16,77	21,27	17,42	17,37	16,86	16,70	15,59	13,60	15,82
1,82	1,64	3,45	3,76	3,94	4,92	4,89	6,14	3,64
4,39	0,50	2,46	4,26	2,68	5,33	6,80	9,26	7,04
0,21	0,02	0,04	0,11	0,10	0,37	0,24	0,24	0,17
2,44	0,99	1,69	3,33	3,14	3,32	6,94	5,52	5,09
3,60	0,82	3,32	4,82	4,48	7,56	8,24	10,93	10,79
6,27	1,51	5,36	3,91	3,44	3,73	3,29	3,03	3,52
3,61	10,78	3,77	2,92	5,33	1,33	0,83	1,11	0,43
0,31	0,14	0,30	0,53	0,46	0,34	0,29	0,65	0,21
1,60	2,04	1,11	1,52	2,84	2,26	3,23	1,00	1,65
0,15	0,26	0,28	0,50	0,58	0,79	0,48	0,05	0,18
0,27	0,29	1,82	0,78	1,82	3,04	0,68	0,14	1,69
0,61	0,10	0,04	0,07	0,22	0,12	0,14	0,08	0,15
100,28	100,07	99,90	100,09	100,21	100,27	99,98	100,26	100,01

2 3 7 6 13 4 25 6 9

С другой стороны, в ДДВ известны такие щелочные разности пород, как пироксениты, оливиниты, мельтейгиты, лимбургиты, авгититы, нефелиниты, псевдолейцититы, магнезиты, щелочные скениты, вероятность ассоциации с которыми карбонатитов не вызывает сомнения.

Длительное время не было обобщающих работ по минералогии, что отрицательно сказалось на изучении вулканизма ДДВ. Наиболее полно были охарактеризованы лишь основные породообразующие [20, 31, 37, 39], отдельные акцессорные [38, 40] и вторичные минералы. Познания в этой области значительно расширились после работы А.И.Марушкина [41], в которой приводятся ком-

Окончание табл. 30

Компонент	18	19	20	21	22	23	24	25
SiO_2	45,89	42,56	48,21	47,34	46,87	42,58	42,68	43,21
TiO_2	2,02	1,90	2,13	2,78	2,92	2,85	3,27	3,25
Al_2O_3	15,14	13,64	14,82	13,31	16,03	11,42	12,32	11,57
Fe_2O_3	4,45	3,71	5,21	6,43	3,32	6,48	8,45	5,75
FeO	7,36	9,44	6,37	4,67	8,49	6,21	7,12	8,15
MnO	0,14	0,14	0,32	0,34	0,14	0,25	0,27	0,28
MgO	6,37	10,27	5,33	6,73	4,32	8,98	8,62	9,25
CaO	7,82	7,16	6,29	6,05	7,98	10,70	9,09	10,79
Na_2O	2,85	4,27	5,22	2,73	2,87	1,98	2,45	2,05
K_2O	1,08	0,20	0,40	4,55	3,11	3,39	1,80	2,27
P_2O_5	0,45	0,18	0,31	0,59	0,83	0,64	0,66	0,56
H_2O^+	5,12	5,20	3,10	2,45	2,49	1,71	2,09	2,27
H_2O^-	0,15	0,34	0,40	0,63	0,12	0,70	0,37	0,16
CO_2	0,96	0,94	1,65	1,40	0,28	1,87	0,65	0,24
S	0,14	-	0,07	0,22	0,12	0,12	0,06	0,08
Сумма	99,94	99,95	99,83	100,22	99,89	99,88	99,90	99,88

Количество
во анали-
зов

5 2 19 13 2 5 3 2

Примечание: 1 - риолитовые порфиры, 2 - кварцевые кварцевые, 6 - ортофиры, 7 - сyenиты кварцевые, 8 - сyenиты, 9 - андезиты, 13 - трахандезиты, 14 - андезит-базальты, 15 - базальт-базисы анальцимовые, 20 - трахобазальты натриевые, 21 - трахобазальты - камптовогезиты, 26 - меламалиньиты, 27 - лимбургиты, 28 - авцититы, 32 - пикрит-порфириты, 33 - пироксениты.

лексная минералогическая характеристика 44 минералов изверженных пород ДДВ. Весьма емкой по содержанию, охватившей с различной степенью детальности практически все аспекты вулканизма региона, представляется монография Э.М.Ишкеевич и Т.В.Завьяловой "Вулканизм Днепровско-Донецкой впадины" [36].

В петрографическом отношении изверженные породы впадины отличаются чрезвычайным разнообразием и дифференцированы от це-

26	27	28	29	30	31	32	33
48,10	38,65	41,98	40,89	38,24	33,00	36,30	35,39
1,11	4,83	3,54	3,84	5,15	4,76	4,32	6,77
9,40	7,53	9,51	7,69	7,39	4,37	6,96	3,09
6,73	8,65	8,19	8,37	10,78	9,45	8,96	12,73
1,24	7,05	6,02	5,95	4,88	6,91	8,12	5,74
0,14	0,32	0,16	0,47	0,30	0,28	0,38	0,23
5,63	12,43	7,73	13,29	10,96	10,30	15,84	11,00
12,82	10,56	11,58	10,12	10,84	15,48	9,97	18,30
5,00	2,04	2,33	2,04	2,49	2,63	0,81	0,80
3,14	1,12	2,53	1,05	1,42	2,25	0,76	0,79
0,18	0,83	0,75	0,60	1,08	0,92	0,70	1,97
0,12	4,20	3,10	3,41	4,32	3,09	4,28	1,74
0,23	1,28	0,31	1,33	0,89	0,73	0,87	0,28
6,02	0,45	2,06	0,84	1,22	5,70	1,36	0,91
-	0,14	-	0,46	0,11	0,18	0,17	0,04
99,86	100,08	99,79	100,35	100,07	100,05	99,80	99,78

2 8 5 6 13 2 3 5

порфиры, 3 - комендиты, 4 - дациты рнолитовые, 5 - ортоциты
 сиениты щелочные, 10 - ортоклазиты, 11 - плагиопорфиры, 12 -
 ты, 16 - долериты, 17 - диабазы, 18 - габбро-диабазы, 19 -
 зальты, 22 - эссекситы, 23 - мончикиты, 24 - камитониты,
 гититы, 29 - ангарамиты, 30 - меланефелиниты, 31 - мелалей-

лочно-ультраосновного до кислого состава (табл. 30). Наиболее
 подробно описаны базальты и диабазы [2], камитониты, мончикиты,
 эссекситы и щелочные сиениты окв. Григорьевская-I [32], в мень-
 шей мере - щелочно-ультраосновные - щелочно-базальтоидные породы
 скважин 231 и 232, пробуренных на Белоцерковской площади [13].
 Бурением последних лет скважин на Киншавеской, Ильинцевкой, Рашен-
 ской, Ловинской, Кукшинской и других структурах обнаружены вулка-

ногенные образования, оригинальные по петрографической принадлежности; описание их приводится ниже.

ПЕТРОГРАФИЧЕСКАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА ПОРОД

По фациальной приуроченности вулканогенные образования подразделяются на две обширные группы: эффузивные и интрузивные. В первую входят следующие петрографические разновидности: базальты, анамезиты, долериты, анкармиты, андезит-базальты, трахибазальты, трахибазальты натриевые, андезиты, трахиандезиты, риолитовые порфиры, комендиты, кварцевые порфиры, ортофиры, ортофиры кварцевые, щелочные трахиты, плагиопорфиры, лимбургиты, авгититы, меланефелиниты, псевдолейцититы, пикрит-порфириты; во вторую - щелочные пироксениты, малиньиты, камптониты, камитовогезиты, мончикиты, диабазы, габбро-диабазы, диабазы аналцимовые, эссекситы, щелочные сиениты, сиениты, кварцевые сиениты, монциониты.

Часть этих пород, отнесенная нами к излившимся аналогам (пикрит-порфириты, лимбургиты, авгититы, меланефелиниты, нефелиновые базальты, псевдолейцититы), могут слагать как эффузивные, так и интрузивные тела (жилы, дайки, силлы). Неопределенность выделения в ту или иную группу дериватов щелочно-ультрасосновой - щелочно-базальтоидной магмы обусловлена тем, что в подавляющем большинстве случаев они обнаружены в толще агломератовых туфов и в виде обломков лавобрекчий. Только в скв. Седневская-310 принадлежность авгититов, лимбургитов и пикрит-порфиритов к эффузивным образованиям не вызывает сомнения.

Эффузивные породы и их туфы составляют примерно 90 - 65 % всего объема вулканогенных разрезов, причем наиболее распространены базальты. Они сопоставляются с умеренно щелочными оливиновыми базальтами Западной зоны Восточно-Африканской рифтовой системы и имеют порфировое, изредка гломеропорфировое и афирровое строение. В пределах одного шифа нередко устанавливается не менее двух разновидностей микроструктур. Обычно преобладают интересерральная, микродолеритовая гемикристаллическая, реже встречаются микроофитовая, долеритовая и очень редко пилотакситовая структуры.

Вкраплениями представлены плагиоклазом, авгитом, титан-авгитом, замещенными оливином, магнетитом и титаномagnetитом. Отмечается немногочисленность (3 - 12 %) и достаточно низкая степень идиоморфизма фенокристаллов.

Пироксен слегка окрашен в зеленоватые и буроватые тона или приобретает светло-розовую окраску в титан-авгитах. Он обычно све-

ний и лишь в интенсивно измененных породах замещается хлоритом, пренитом или карбонат-хлоритовым агрегатом; в редких случаях наблюдается слабая амфибололизация. Размер вкрапленников по удлинению 0,1-0,7 мм. Оптические свойства заметно колеблются: $n_x = 1,714 - 1,726$; $n_y = 1,696 - 1,709$; $n_z = 1,698 - 1,709$; $c \mu = 39 - 44^\circ$; $2V = 54 - 60^\circ$. Мелкие вкрапленники оливина размером до 0,1-0,3 мм имеют вид преимущественно округлых зерен, но иногда с отчетливыми кристаллографическими гранями и, как правило, опацифицированы. Свежий оливин не обнаружен, он полностью замещен вторичными продуктами типа хлорита, боулингита, в меньшей мере идингситом. На долю вкрапленников приходится до 4 - 9 %, в то время как в основной массе количество оливина не превышает 1 - 4 %. Плагноклаз также подвержен процессу замещения, преобладает альбитизация. Если в слабо измененных фенокристаллах, представленных удлиненно-призматическими и толстотаблитчатыми индивидами с хорошо выраженным двойниковым орастанием, состав плагноклаза отвечает андезит-лабрадору (№ 40 - 65), то в основной массе плагноклаз содержит не более 45 % анортитовой составляющей, причем альбит-олигоклаз присутствует в подавляющем количестве. Кроме того, он замещается хлоритом, эпидотом, пренитом, карбонатом и пелитовыми продуктами. Спорадически встречается гломеропорфировые сростания.

Основная масса сложена плагноклазом, пироксеном, мелкими зернами замещенного оливина и магнетитом. Интерстиции, особенно в слабо раскристаллизованных базальтах, заполнены хлоритизированным стеклом. Из рудных минералов присутствуют титаномagnetит, ильменит, пирит, халькопирит, из аксессуарных - офеи и единичные кристаллы циркона, апатита. Magnetит и титаномagnetит - постоянная, иногда существенная составляющая базальтов. Они образуют как отдельные кристаллы (1-2 мм), так и мелкие различной степени идиоморфные зерна, рассеянные в основной массе породы (0,1-0,2 мм). Кристаллы магнетита, как правило, характеризуются октаэдрическим габтусом. Минеральный состав базальтов без учета вторичных минералов следующий (в %): плагноклаза 42 - 62; пироксена 24 - 40, оливина - 1 - 13, магнетита 3 - 14; остальных аксессуарных и рудных - апатита, циркона, офеи, пирита, халькопирита - 1 - 3.

Отличительной особенностью базальтов является наличие миндалекаменной структуры (текстуры). Миндалины самой разнообразной конфигурации, иногда достигающие 40 % объема породы, заполнены постмагматическими продуктами: хлоритом, карбонатом, пренитом, реже эпидотом и анальцимом. Наряду с вторичными минералами в них образуются кристаллы пирита и халькопирита.

Среди базальтов выделяются явно кристаллические доломиты и тонкозернистые анамезиты, в которых практически нет фенокристаллов, а породы, обогащенные темноцветными минералами на 60 - 75 % (главным образом авгитом и титан-авгитом), отнесены к анкарамитам.

Базальтовые туфы в ДВ распространены повсеместно и чередуются с лавами и кластолавами основного состава. Наиболее часты литокластические и лито-кристаллокластические, редко витро-кристаллокластические. В строении толщ вулканогенных пород иногда устанавливается ритмичность, выраженная в смене грубообломочных фаций туфов более мелкообломочными и пирокластическими породами - осадочно пирокластическими. Обломки представлены всеми разновидностями базальтов угловатой и неправильно округлой формы. Структура обломков от микрофитовой, офитовой, интерсертальной до гвелооплитовой и шлакообразной. Осколки кристаллов находятся в подчиненном количестве. Среди них преобладает клинопироксен, реже встречается плагиоклаз. Цементирующей массой обломочного материала служат карбонат, хлорит, гидроксиды железа, а также хлорит-монтмориллонит-карбонатный и альбит-карбонатный агрегаты. В скв. № 500 и Гадячская-3 вскрыты редко встречающиеся аналцит-палагонитовые псаммит-псефитовые витрокластические туфы, в которых обломки хлоритизированного стекла, пород, пироксена и редко плагиоклаза сцементированы хлорит-аналцит-карбонатным материалом.

Натриевые трахобазальты по минеральному составу, структурным и текстурным особенностям соответствуют базальтам, но имеют и характерные черты. Прежде всего, следует отметить отсутствие феррических минералов во вкрапленниках, за исключением единичных фенокристаллов авгита. Оливин локализуется только в основной массе породы, а в большинстве случаев его нет. Удлиненно-призматические вкрапленники плагиоклаза, изредка образующие гломеропорфирные сростки, составляют не более 1 - 4 %. Как в фенокристаллах, так и в основной массе содержание анортитовой молекулы в плагиоклазах не превышает 10 - 20%. Интерсертальная структура наиболее типична для натриевых трахобазальтов. Минеральный состав (в %): плагиоклаза 53 - 64; пироксена 12 - 35, оливина 0 - 10; хлоритизированного, в меньшей мере карбонатизированного стекловатого мезостазиса 5 - 25; рудных 6 - 14 и акцессорных 0,5 - 2. Таким образом, натриевые трахобазальты относятся к лейкократовой разновидности субалочных базальтов и весьма близки по составу к андезит-базальтам, с той лишь раз-

ншей, что в андезит-базальтах плагиоклаз чаще соответствует андезиту и хорошо выражены порфировая, реже гломеропорфировая структуры; в результате по минеральному составу вкрапленников можно выделить авгитовые и авгит-плагиоклазовые андезит-базальты.

Трахибазальты также широко развиты среди вулканических образований региона и обнаружены скважинами на Видальцевской, Хрещатинской, Грибоворуднянской, Боржовской, Краснопартизанской, Великобогачанской, Ковытовской, Кинашевской площадях. Благодаря глубокой дифференциации трахибазальты ДДВ представлены многочисленными петрографическими разновидями. Описание некоторых из этих разновидей приводится ниже.

Наиболее типичные трахибазальты из скважин Грибоворуднянская-6 и 7, Кинашевская-1, Краснопартизанская-5. Для них характерно порфировое строение. Вкрапленниками являются плагиоклаз (5 - 25 %), клинопироксен (от редких кристаллов до 10 %), оливин (1 - 3 %) и титаномагнетит (2 - 8 %). Самые крупные таблитчатые (1,5-9 x 0,5-4 мм), реже ксеноморфные выделения, частично или полностью замещенные хлоритом и карбонатом, принадлежат авгиту ($n_g = 1,715-1,721$; $n_p = 1,698-1,703$; $n_m = 1,703-1,708$; $2V = 52 - 56^\circ$). Прямоугольные и неправильные зерна титаномагнетита несколько мельче (0,2-1 мм), местами мартитизированы, так что в тонких пластинках, ориентированных параллельно плоскости шлифа, при проходящем свете имеют красную и оранжево-красную окраску. Узкие лейсты плагиоклаза (№ 5 - 12) с простым двойникованием ориентированы беспорядочно и достигают 0,02-0,2 x 0,09-0,6 мм. Фенокристаллы оливина размером 0,2-0,3 x 0,3-0,8 мм идиоморфны и присутствуют в виде вытянутых шестиграников, а в индивидах, лишённых граней (010), представлены ромбическими сечениями. Они всецело замещены хлоритовыми продуктами и опациitizedированы по периферии кристаллов. Описанные вкрапленники погружены в хлоритизированную микрогидрооксидную основную массу, в отдельных образцах пропитанную многочисленными мелкими (сотые и тысячные доли миллиметра по удлинению) и разноориентированными иголочками ильменита; содержание последнего при пересчетах химических анализов на минеральный состав достигает 4,7 - 7,5 %. Среди расплывчатых микролейст альбита и выделений хлоритизированного стекла в основной массе с трудом диагностируются неправильные пятна каллевого полевого шпата, нередко фиксируемого в узких каемках по периферии вкрапленников альбит-олигоклаза. Акцессорные минералы - апатит,

рутил. Аналогичные трахибазальты скв. Краснопартизанская-5 имеют влакообразную текстуру из-за многочисленных (25 - 30 %) миндалин амёбообразной, червеподобной и неправильно округлой форм.

В скв. Хрещатиноская-I в трахибазальтах почти нет вкрапленников плагиоклаза, и они значительно больше обогащены феррическими минералами. Фенокристаллы короткостолбчатого и табличчатого габитуса представлены титан-авгитом ($n_x = 1,732-1,740$; $n_z = 1,698-1,704$; $2V = 50 - 56^\circ$) розовато-буроватого цвета размером до 1-2 мм по удлинению. Встречаются индивиды с зональным строением, сдвойникованные, иногда со структурой песочных часов. Нередки разрезы, перпендикулярные к $[001]$. Единичные лейсты плагиоклаза интенсивно альбитизированы и пренитизированы. Кристаллы оливина (0,2-0,4 x 0,3-0,9 мм) всецело хлоритизированы. Содержание вкрапленников (%): клинопироксена 10 - 20, оливина 3 - 8; плагиоклаза и магнетита - единичные зерна. Основная масса имеет неясно офитовую структуру и представлена микролейстами альбита, неправильными зернами пироксена и обильными (10 - 18 %) вкраплениями магнетита. Небольшое количество калиевого полевого шпата фиксируется в интерстициях основной массы и в редких скоплениях округлой формы (до 0,5-1 мм); возможно, он развивался по первичному лейститу (?). Спорадически встречаются миндалины, выполненные хлоритом и карбонатом; акцессорные - апатит.

Существенно, что среди трахибазальтовой серии пород Видельцевской, Хрещатиноской, Кинашевокой площадей обнаружены высококальцевые разновидности, для которых полевошпатовая составляющая представлена преимущественно ортоклазом. Эти трахибазальты имеют порфировое строение. Фенокристаллы сложены розовато-буроватым титан-авгитом (5 - 8 %) с размером призм 0,1-0,6 x 0,5 - 3 мм и более, мелкими зернами титаномангнетита - до 0,6 мм. Клинопироксен иногда зональный и образует двойники. Основная масса обладает слабо выраженной варнолитовой структурой, обусловленной радиально-лучистым расположением лейст ортоклаза (0,02-0,04 x 0,1-0,3 мм) и многочисленными микропризмочками пироксена, расположенными независимо от лейст ортоклаза. Нередко структура основной массы кристаллитовая с субпараллельно расположенными микролитами калиевого полевого шпата. Отмечаются мелкие пластинки флогопита (1-2 %), плеохрозирующего от бледно-розовато-желтого по n_p до красновато-бурого цвета по n_g . Как в основной массе, так и во вкраплениях пироксена и магнетита находится апатит (0,5 - 2 %). Кроме того, наблюдаются округлые, реже с извилистыми краями пятна, заполнен-

ные кальсильитом. Из вторичных минералов в небольшом количестве присутствуют хлорит, карбонат, иногда цеолит, главным образом выполняющие редкие мицдалины и замещающие пироксены. Нормативный состав породы (в %): пироксена I7 - 30, оливина 2 - 4, ортоклаза 24 - 28, альбита I6 - 2I, анортита 6-7, нефелина 3 - 5, магнетита 6-7, гематита I - 3, ильменита 5 - 8, апатита I-2.

Трахиандезиты Борковской и Кынашевской площадей почти идентичны таковым, описанным В.С.Гладких [19] для Припшитской впадины. Структура их порфирровая. В зависимости от состава вкрапленников выделяются амфибол-пироксеновые, амфибол-плагноклаз-пироксеновые и пироксеновые разновидности. Пироксен фенокристаллов (15 - 20 %) свежий, образует сериальные выделения размерами от 0,02 x 0,1 до 0,1 x 1,3 мм и редко - гломоропорфирровые сростания. Окраска пироксена светло-зеленая, со слабо выраженным плеохроизмом ($n_{\gamma} = 1,718-1,723$; $n_{\rho} = 1,688-1,689$); по периферии кристаллы иногда приобретают густо-зеленую окраску в связи с эгиринизацией. В отдельных случаях наблюдается замещение пироксена хлоритом и альбитом. Зерна амфибола (2-3 %), как правило, имеют оплавленную форму, длина их до 1 мм, они опацифицированы или полностью разложены в магнетит и биотит. Удлиненные призмы и таблички плагноклаза альбитизированы; в единичных более свежих кристаллах содержание анортита не превышает 36 - 38 %. Полнокристаллическая основная масса с трахитовой структурой сложена плагноклазом, щелочным полевым шпатом и магнетитом. Аксессуары представлены апатитом (до 1 %), сфеном и рутилом. Сфен лейкоксенизированный, в разрезе шлифа имеет ромбическую и призматическую формы, иногда достигает размера вкрапленников (до 0,9 мм). Для рутила отмечаются коленчатые и сердцевидные двойники.

Своеобразными по сравнению с описанными являются трахиандезиты, вскрытые в коренном залегании скв. Ловинская-3; по составу вкрапленников их можно отнести к плагноклазовой разновидности. Многочисленные (30 - 35 %) сериальные фенокристаллы представлены субпараллельно расположенным андезином № 35 - 48, размер их 2 - 8 x 3 - 20 мм по плоскости (010) и 0,5 - 2 x 3 - 20 мм по плоскости (110) при значительном преобладании крупных индивидов (до 8 - 15 мм по удлинению). Характерны полисинтетические двойники и зональное строение, а сами кристаллы часто обрастают узкими каемками калиевого полевого шпата. Редкие порфирровые выделения пироксена и амфибола полностью замещены вторичными (хлорит, карбонат, уральит) и рудными минералами. Основная масса имеет трахитовую и слабо выра-

ченную трахитовую структуру, сложена лейстами плагиоклаза, полностью уралитизированным и хлоритизированным пироксеном, незначительным количеством девитрифицированного стекла и еще меньше - вторичным биотитом. В основной массе некоторых трахандезитов появляются мелкие выделения кварца, поэтому они относятся к трахандезит-дацитовым порфирам. Акцессорный минерал - апатит.

Трахиты и щелочные трахиты находятся в ассоциации с трахандезитами и идентичны с ними по минеральному составу с той лишь разницей, что вкрапленники плагиоклаза в них сменяются калиевым полевым шпатом и уменьшается количество темноцветов. В щелочных трахитах заметную роль играют эгирин-авгит, реже эгирин.

Ортофиры широко распространены в фаменских вулканогенных толщах северо-западной части ДДВ и обнаружены в разрезах Ладинской, Олишевской, Хрещатинской, Ковпытовской и Бруслявской площадей. Макроскопически это породы светло-серого цвета, с розоватым, желтоватым, буроватым и зеленоватым оттенками. Они представляют собой полнокристаллические разности с порфировой структурой. Вкрапленниками полевого шпата являются микроклин-пертит и анорт-клаз-криптопертит, оптические константы которого установлены А.И. Марушкиным [41]: $n_D = 1,528-1,531$; $n_P = 1,521-1,523$; $n_M = 1,525+1,529$; $2V = 67 - 71$ до -74° . Изредка встречается санидин. Форма его кристаллов в основном ксеноморфная, в единичных случаях идиоморфная, с максимальным размером индивидов по удлинению до 1 см. Замещается он карбонатом, хлоритом и магнетитом. Феррических минералов в порфирированных выделениях либо нет, либо они представлены четкими кристаллами амфибола (2 - 4 %), полностью замещенного рудным веществом, и единичными хлоритизированными выделениями пироксена. Редкие порфирированные лейсты плагиоклаза размером 0,3-1 x 0,5-3 мм альбитизированы и замещаются карбонатом. В более или менее свежих индивидах состав соответствует андезиту № 40 - 43. Щелочной полевой шпат основной массы имеет форму лейст или коротких столбиков и табличек, в зависимости от этого образуются трахитовая или ортофирная структуры. Местами интерстиция заполнена девитрифицированным стеклом, а вся масса породы "загрязнена" рудным веществом. Из акцессориев обнаружены апатит, анатаз, циркон. Среди ортофиров, в основной массе и минералитовых пустотах которых появляются мелкие выделения кварца, различаются кварцевые ортофиры, а породы с выделением в фенокристаллах только плагиоклаза классифицируются как плагиопорфиры.

Заметим, что ортофиры, как и трахандезиты, в ряде случаев подвергаются высокотемпературному процессу, в результате чего образуются ортоклазыты. Эти породы почти лишены вкрапленников. В некоторых разностях они составляют не более I - 3 % и представлены кристаллами пироксена, полностью замещенными хлоритом, а также альбитизированным, хлоритизированным и каолинизированным плагиоклазом. Основная масса имеет ортофириковую структуру, сложена короткими призмочками и табличками каолинизированного ортоклаз-микрпертита. В интерстициях немного хлорита. Встречаются пустоты, заполненные в большей степени каолином, в меньшей - хлоритом и мелкозернистыми скоплениями кварца. Фенокристаллы пироксена и плагиоклаза иногда образуют гломеропорфирные срастания. Рудные представлены магнетитом, акцессорные - апатитом.

Кварцевые порфиры, встреченные в скважинах Горбовская-208, Анисовская-307 и Ладинская-231, макроскопически светло-серые с красноватым, желтоватым, зеленоватым и буроватым оттенками. Текстура их массивная, реже неясно микрополосчатая, флюидальная. Иногда наблюдается тонколитчатое строение в результате разделения отдельных слоев тонкими прожилками гидроксидов железа. Среди кварцевых порфиров наблюдается ряд переходных разновидностей - от обогащенных порфировыми вкрапленниками (до 40 %) до лишенных порфировых выделений стекловатых дериватов. Фенокристаллы в свежих породах представлены водяно-прозрачным санидином ($n_g = 1,527$; $n_p = 1,521$; $n_m = 1,526$; $2V =$ от -28 до -32° (41°)), в более измененных - буроватым анортоклаз-пертитом, а также кварцем и фемическими минералами, полностью замещенными хлоритом. Плагиоклаза в порфировых выделениях нет. Санидин и кварц образуют как идиоморфные, так и ксеноморфные индивиды, часто оплавленные, с включениями остатков девитрифицированного стекла. В зависимости от степени раскристаллизации структура основной массы бывает микроойкилитовая, фальзитовая и стекловатая. Наиболее характерна микроойкилитовая, образованная неправильными выделениями кварца и койкилитовыми включениями в нем идиоморфных короткостолбчатых табличек калиевого полевого шпата. Изредка встречается радиально-лучистые скопления полевого шпата с девитрифицированным стеклом в центральной части оферолитов. Из вторичных минералов присутствует хлорит, в измененных породах по полевою шпату развивается карбонат, хлорит. Единичные кристаллы акцессориев представлены цирконом, ортитом, анатазом и коенотимом, рудные - пиритом, магнетитом.

Полнокристаллические породы скв. Ладинская-3, аналогичные кварцевым порфирам и обогащенные на 35 - 40 % вкрапленниками кварца и санидина, в основной кварц-полевощатовой массе имеют мелкие выделения феррического минерала, плеохрозирующего в синезеленых тонах, возможно, щелочного состава и, по данным химического анализа, отнесен к комендиатам. Редкие разновидности с фальзитовой, чаще микропояклитовой структурой основной массы и единичными порфирами плагиоклаза являются рiolитовыми порфирами.

Туфы кислого состава представлены литокристаллокластической, мелкообломочной, реже пепловой разновидностями светло-серой окраски с зеленоватым, буроватым и фиолетовым оттенками. Кластический материал состоит из каллевого полевого шпата, кварца, спорадически встречающегося плагиоклаза, единичных чешуек биотита и обломков кварцевых порфиров, риолитовых порфиров, иногда кварцевых ортофиров. В ряде случаев для обломков пород характерна микрополосчатая и неясно флюидальная структура. Обломки пород и минералов находятся в различных процентных соотношениях, тем не менее пирокласты минералов значительно преобладают. Размер обломков минералов от 0,05 до 12 мм, а обломки пород достигают 3 см. Связующая масса алевропелитовая с прослойками микрофальзитовая за счет раскристаллизации пеплового материала. Она составляет 60 - 90 % породы и часто замещается карбонатом, хлоритом, глинистыми продуктами, реже гидрослидой. В значительном количестве присутствуют гидроксиды железа. Среди вулканогенных толщ девона в ДДВ нередки и туфы смешанного состава, обладающие пестрой окраской и состоящие из обломков, характерных для туфов как базальтового, так и кислого состава.

Лимбургиты и авгититы - наиболее распространенный вид среди щелочно-ультраосновных пород. Обладают порфировой, сериально-порфировой или афировой структурами и плотной черной, темно-зеленой, реже буроватой основной массой.

Вкрапленники лимбургитов (фото II) в порфирированных разновидностях составляют 8 - 10 % и представлены призматически-таблитчатыми кристаллами диоксид-авгита (3 - 35 %) (оптические константы: $n_g = 1,708-1,716$; $n_p = 1,679-1,683$; $n_m = 1,687-1,690$; $2V = 55 - 60^\circ$; $c n_g = 42 + 48^\circ$), а также оливина (3 - 12 %), относящегося к хризолиту ($n_g = 1,695-1,705$; $n_p = 1,659-1,665$; $n_m = 1,673-1,679$; $2V = -(84 - 87^\circ)$). Кристаллы пероксенов достигают величины 0,1-0,8 x 0,6 - 3 мм, окрашены в желтовато-зеленый цвет,

как правило, свежие, но иногда подвергаются слабой хлоритизации и эпидотизации. Встречаются образцы с субпараллельным расположением вкрапленников, и тогда структура становится явно лимбуртовой.

Следует подчеркнуть, что диопсид-авгитовый состав пироксенов является характерной особенностью всех разновозрастных щелочно-ультрасосновых - щелочно-базальтоидных пород ДДВ. Зерна оливина (0,4 x 0,7 - 2,6 мм) зачастую имеют округлую и овальную формы, в меньшей мере - клиноморфные. Слабо измененные его кристаллы в скв. Седневская-310 имеют оплавленные вершины и грани, совершенно бесцветные; в остальных случаях замещаются серпентином и хлоритами. Среди вкрапленников нередко присутствуют титаномagnetит (1 - 3 %) и единичные оплавленные пластинки размером 0,1-0,8 x 0,3 - 2,5 мм. Основная масса состоит из микролитов клинопироксена, мелких зерен оливина, титаномagnetита и выполняющего интeрстиции магматического стекла. Отмечаются выделения неизмененного изотропного стекла, насыщенного весьма мелкими (0,01-0,001 мм) иглами моноклиного пироксена. Мелкие включения рудного минерала иногда заполняют основную массу до такой степени, что она становится непрозрачной в проходящем свете. Средний минеральный состав лимбургитов следующий (в %): оливина 6, пироксена 65, титаномagnetита 8, стекла и вторичных продуктов 21; акцессорные - апатит, перовскит.

Авгититы (фото 12) отличаются от лимбургитов отсутствием в порфириновых выделениях оливина, более титанистым составом клинопироксена и появлением незначительного количества эгирин-авгита. Породы, по составу близкие к лимбургитам, но с мелкими индивидуальными анализированными нефелинами в основной массе, отнесены к анкаратритам. С другой стороны, в телах лимбургитов встречены шпирь, где количество вкрапленников оливина возрастает до 35 - 45 % при содержании стекла не выше 5, а общее число темных пятен достигает 80 - 90. По составу такие разности соответствуют пикрит-порфиритам (фото 13). Тесная ассоциация пикрит-порфиритов, лимбургитов и анкаратритов наблюдается в пределах Седневской площади.

Не менее широко в ДДВ распространены меланефелиты, которые преимущественно развиты в пределах Миргородской, Кивашевской и Белоцерковской площадей; представлены как порфириновыми, так и афирновыми разностями. В меланефелитах с порфириновой структурой вкрапленниками являются сериально-порфириновые кристаллы диопсид-авгита, нефелина, редко титаномagnetита и меланита, кото-

рые погружены в зеленовато-бурую изотропную основную массу, в свою очередь пересыщенную мельчайшими включениями рудного минерала (фото I4). Клинопироксены размером 0,2-1,2 x 1 - 2,6 мм интенсивно, часто полностью замещаются кальцитом. Нефелин имеет квадратные, шестиугольные и короткопрямоугольные разрезы с максимальным размером по удлинению до 0,3-0,4 мм; замещается буроватыми, розовато-буроватыми минералами группы содалита, либнеритом (?), реже анализимом, цеолитом. В участках скоплений нефелина наблюдается нефелинитовая структура базиса. Единичные округлые и эвещицеобразные темно-бурые до черных вкрапленники меланита (0,4-0,9 мм) иногда находятся в сростании с кальцитом. Некоторые породы обогащены апатитом до 3 - 5 %. В меланефелинитах части миндалины округлой и вытянутой овальной форм, заполненные анализимом, кальцитом. Количественно-минеральный состав (в %): пироксена 40 - 50, замещенного нефелина 10 - 30, рудного минерала - 10 - 20, изотропного мезостазиса 10 - 15, апатита 1 - 5; акцессорные - меланит, рутил. Афировые разновидности обнаружены в скв. Кинашевская-3 и обладают минрогишидноморфной структурой.

В этой же скважине встречены и описаны слюдяные оливинные меланефелиниты. Структура их порфировая. Вкрапленники представлены овальными зернами оливина (0,2-0,5 x 0,3-1 мм), полностью замещенными спутанно-волокнистым серпентин-хлоритовым агрегатом. Основная масса сложена удлиненными призмами диопсид-авгита, короткими пластинками флогопита (0,4x0,1 - 0,2x0,1 мм), титаномagnetитом, мелкими выделениями замещенного нефелина и оливина, хлоритизированным, в меньшей мере серпентинизированным мезостазисом, выполняющим незначительные промежутки между минералами. Зерна клинопироксена размером 0,4 - 2 мм по удлинению замещаются карбонатом, хлоритом. В свежих индивидах он окрашен в желтовато-зеленые тона, нередко эгиринизирован по периферии. Слюда представлена зональными кристаллами (по Mg - розовато-коричневая, по Na - желтая), центральные части которых соответствуют флогопиту, а краевые, интенсивно окрашенные в красновато-бурые тона, - биотиту. Удлиненные ее чешуйки часто окаймляют зерна оливина. Для слюдяных оливинных меланефелинитов характерны миндалины, достигающие размеров фенокристаллов оливина, которые заполняются кальцитом. Нередко кроме округлой, они имеют расплывчатые шестиугольные и прямоугольные формы, что указывает на возможность замещения порфиров первичного нефелина. Количественный состав породы (в %): пироксена 50 - 60, оливина 5 - 10, флогопита 10 - 15, замещенного нефелина 6 - 10, рудного минерала 15 - 20; акцессорные - апатит, меланит, рутил.

Нефелиновые мелалейцититы - очень редкие породы в ДДВ. Они иногда встречаются в отдельных обломках туфобрекчиевых толщ Балоцерковской и Кинашевокой площадей. По минеральному составу нефелиновые мелалейцититы идентичны меланефелинитам с той разницей, что вкрапленники нефелина сменяются лейцитом, полностью замещающимися анальцимом, слюдами и карбонатом. В основной массе, наряду с мелкозернистым лейцитом, присутствует нефелин. Содержание лейцита составляет 8 - 10 %. Эти породы на 80 - 90 % обогащены фемическими минералами.

Туфобрекчи и кластолавы щелочно-ультрасосновного - щелочно-базальтоидного состава в настоящее время уже не представляют большой редкости для описываемого региона. Кроме известных ранее толщ этих пород в скважинах Остапьевско-Балоцерковского выступа [13], в пределах Берестовецкой, Брусловокой и Ладинской площадей [36], нами они установлены в скважинах Кинашевская-1, 2, 3, 7; Ильинецкая-1; Монастырищенская-19; Миргородская-238; Великобогачанская-7 и Дорогичинская-6.

По размерности, составу и количеству кластического материала туфобрекчи и кластолавы весьма разнообразны. Содержание обломков изменяется от 30 до 90 %; обычно в их число входят обломки пород, иногда стекла и осколки минералов, изредка идиоморфного облика. Величина обломков пород колеблется от нескольких миллиметров до 5 - 10 см, иногда крупнее. Наиболее типичная картина для кластолав, когда обломки пород цементируются стекловатой массой с обильными вкрапленниками осколков темноцветных минералов, причем обломки пород и цемент являются продуктами щелочно-базальтоидных и щелочно-ультрасосновных лав. Среди кластитов пород самой разнообразной формы (от остроугольной до округлой) различаются следующие дифференциаты: нефелиниты и меланефелиниты, лейцитовые базальтоиды и мелалейцититы, авгититы и лимбургиты, мельтейгиты, малиньиты, пикриты и пикритовые порфириты, пироксениты, а также породы фундамента.

Структура полнокристаллических разновидностей преимущественно гшидиоморфнозернистая, а остальных - порфировая в ассоциации с миндалекаменной текстурой. Примечательно, что цементирующая масса кластолав в целом и обломков пород в частности, особенно с гшалиновой основой, сильно пропитана рудным веществом при относительно слабой измененности фемических вкрапленников. Осколками минералов являются диопсид-авгиты, титаномagnetиты, в резко меньшем

количестве отмечаются оливины, эгирин-авгиты, эгирин, кальцит, нефелин, апатит, сфен, гранат и в еще меньшем — инородные индивиды калиевого полевого шпата, кварца. Обилие осколков минералов свидетельствует о большой разрушающей силе взрывных вулканических процессов. Связующий материал класталав подвергается хлоритизации, карбонатизации, реже серпентинизации. Основная масса туфобрекчий частично или полностью замещается теми же вторичными продуктами, но чаще появляется гидрослюда и заметное количество анальцима.

В тесной генетической и пространственной связи с эффузивами находятся интрузивные и жильные образования, наиболее распространены нефелинсодержащие породы.

М е л ь т е й г и т ы в ДДВ впервые обнаружены З.Т.Волошиной [13] в класталавах и туфобрекчях скв. Белоцерковская-232. Аналогичные породы установлены нами среди обломков туфобрекчневых толщ скв. Кинашевская-1 и Миргородская-238. Макроскопически мельтейгиты зеленого и темно-зеленого цвета, массивные, мелкозернистые. Микроструктура их сложная, в целом ее можно определить как порфировидную. Фенокристаллы представлены удлиненно-призматическими (0,3-0,6 x 1,2 - 3 мм) единичными зернами титаномагнетита (до 1 мм) и очень редкими овальными выделениями серпентинизированного и хлоритизированного оливина (0,8-1,2 x 1,6-2,5 мм), причем хлорит окрашен в розовато-сиреневый цвет, что характерно для хромсодержащих разновидностей. Основная полнокристаллическая масса сложена чередующимися бесцветными и буроватыми участками выделений соответственно анальцимизированного и цеолитизированного нефелина с расплывчатыми контурами и ксеноморфными пластинками флогопита между ними. Нефелин и флогопит как бы пронизываются тонкими (очень удлиненными) призмочками и игольчатыми индивидами авгита и эгирин-авгита (0,02 x 0,3 до 0,02 x 0,004 мм), образуя пойкилитовую и пойкилоофитовую структуры. В то же время по отношению друг к другу клинопироксены нередко располагаются субпараллельно. Флогопит плеохромует от бледно-желтого (*hp*) до розовато-красного (*hy*) цвета. По всей сплошности породы рассеян титаномагнетит средней размерности 0,01-0,02 мм. Минеральный состав (в %): клинопироксена 60 - 65, нефелина 20 - 25, титаномагнетита 10 - 15; флогопита 2-3; акцессорные — оливин, апатит, перовскит.

М а л и н ь и т ы (скв. Миргородская-238) представлены мелкозернистой разновидностью зеленовато-серого цвета и состоят из эгирина (50 - 55 %), замещенного нефелина (20 - 25 %), ортоклаза

(15 - 25 %) и титаномагнетита (5-6 %): Структура порфиридная. Вкрапленники образованы призматическими и шестигранными зернами эгирина (0,2-0,4 x 0,5 - 1,8 мм) темно-зеленого цвета, табличками ортоклаза (0,1-0,5 x 0,5 - 2 мм) и полностью замещенным карбонатами нефелином. Содержание вкрапленников следующее (в %): эгирина 3 - 5, ортоклаза 5 - 8, замещенного нефелина 1-2. Ортоклаз иногда образует крестообразные двойники, имеет пойкилитовые включения игольчатого эгирина, нередко располагающегося параллельно граням кристаллов, опорадически - сфена и биотита. Основная масса содержит те же минералы, что и вкрапленники, а из вторичных развиваются натролит и карбонат, акцессорные - апатит, сфен.

Щелочные пироксениты - полнокристаллические породы свежего облика, макроскопически темно-зеленого цвета, иногда с бурыми оттенками. Структура паницидоморфная и сидеронитовая. Основным породообразующим минералом является светло-зеленый диопсид-авгит ($n_y = 1,702-1,706$; $n_p = 1,674-1,679$; $n_m = 1,685-1,688$; $2V = 56 - 59^\circ$), слабо эгиринизированный по периферии некоторых кристаллов. Размер клинопироксенов в среднем колеблется от 0,1x0,4 до 2 x 5, а в отдельных индивидах 0,3 - 10 мм и даже 2 см по удлинению (скв. Ильинцы-1). Нередко проявляются зональность и двойники. В промежутках пироксенов находятся титаномагнетит, апатит, кальцит и биотит-флогопит. Последний образует крупные (1 - 3 x 2 - 5 мм) пластинки, ксеноморфизм которых обусловлен пойкилитовыми и пойкилоофитовыми вростками пироксена, магнетита, апатита и кальцита. Окраска слиты по n_p светлая, розовато-желтая, а по n_y пятнистая с участками темно-бурого и буровато-желтого цвета, что объясняется замещением флогопита биотитом. Зерна титаномагнетита размером от десятых долей до 8 мм содержат пойкилитовые вростки апатита и карбоната. В некоторых разновидностях титаномагнетит развивается в виде цемента между зернами пироксена, образуя сидеронитовую структуру, характерную для козьвитов. Примечательно, что в щелочных пироксенитах, где содержание титаномагнетита снижается до 5 - 8 %, появляется меланит (до 10 - 15 %). В подавляющем большинстве это неправильные зерна, но иногда с хорошей огранкой ромбододекаэдрических кристаллов, в центральных частях скелетно прорастающих кальцитом. В шлифах среднезернистых пироксенитов встречаются микрокристаллические прожилки мощностью 2-3 мм того же состава с ксеноморфными зернами не более 0,1 мм, но обогащенные титаномагнетитом до

35 - 40 %. Минеральный состав щелочных пироксенитов варьирует в широких пределах (в %): пироксена 50 - 65, титаномagnetита 5 - 35, меланита I - 15, апатита 2 - 10, биотит-флогопита 2 - 15, кальцита I - 5.

Наряду с описанными пироксенитами, в скв. Кивашевская-I обнаружены нефелиновые пироксениты. Они состоят из эгиринизированного диопсид-авгита (60 - 70 %); титаномagnetита (15 - 20 %); анальцитизированного, в меньшей мере - эгиринизированного и еще реже - замещающегося минералами группы содалита - нефелина (10 - 15 %); апатита (3 - 5 %); хлоритизированного мезостазиса (?) (до 1 %); акцессорные - лейкоксенитизированный офен.

Породы лампрофирового ряда такие, как камптониты, камптовогезиты и мончикиты, вскрыты скважинами на Мринской, Городищенской, Григорьевской, Строевской и Олишевской площадях.

К а м п т о н и т ы - темно-зеленые до черных меланократовые образования с лампрофировой структурой. По минеральному составу вкрапленников выделяются амфибол-пироксеновые, пироксеновые и амфибол-пироксен-биотитовые разновидности. Пироксен фенокристаллов представлен призматическими и шестигранными сечениями титан-авгита розовой и светло-сиреневой окраски, размер кристаллов до 1 см; иногда он образует гломеропорфировые сростания и имеет характерную для титан-авгитов структуру в виде песочных часов. Желтовато- и красновато-бурые порфировые выделения амфибола наблюдаются в нечеткопризматических, шестигранных, ромбических, редко ксеноморфных разностях и по оптическим константам ($n_g = 1,703$; $n_p = 1,576$; $n_m = 1,695$; $cNg = 13 - 16^\circ$; $2V = 80^\circ$), а также химическому составу относятся к керсутиту, кристаллы которого нередко имеют зональное строение - светлое ядро и более темная кайма по периферии. Иногда размеров вкрапленников достигают пластинки биотита (0,3 x 0,9 мм). Несколько чаще, чем биотит, присутствует полностью замещенный серпентином оливин. Основная мелкозернистая (0,1-0,3, в отдельных кристаллах 0,4-0,8 мм) масса состоит из тех же минералов, что и вкрапленники, плюс альбитизированный плагноклаз, магнетит и вторичные продукты: преит, хлорит, каолин, карбонат. В скважине Григорьевская-I, где камптониты прорывают евлановско-ливенскую соленосную толщу, интерстиции и трещинки заполнены галитом, а породообразующие минералы корродируются им. Акцессорные - апатит, рутил, андратит [32]. Часто в камптонитах появляется ортоклаз, и тогда образуется переходная разновидность - камптовогезит.

Наиболее типичные мончикиты из скв. Мринская-I обладают порфировой структурой. Немногочисленные вкрапленники представлены керсутитом (5-6 %) и титан-авгитом (2-3 %). Размер их колеблется от I до 8 мм по удлинению. Амфибол фенокристаллов, как и в камптонитах, имеет зональное строение и содержит единичные пойкилитовые включения оливина и кальцита. Основная масса состоит из многочисленных, относительно крупных (0,1-0,2 x 0,3-0,5 мм) выделений керсутита и более мелких (0,01-0,05 x 0,05-0,6 мм) призмочек авгита, погруженных в цеолитизированную среду. Отмечаются редкие пластинки биотита. В результате пересчета породы на нормативный состав выявлено от 2 до 16 % нефелина. Количественный состав (в %): керсутита 20 - 25; авгита, титан-авгита 15 - 20; титаномагнетита 10 - 15; биотита 1-2 и цеолитизированного цемента 30 - 35; аксессуарные - апатит, рутыл, пирит, оливин.

Э с с е к с и т ы обнаружены только в скважине Григорьевская-I в ассоциации с камптонитами, мончикитами и щелочными сиенитами. Все указанные породы пропитаны галитом, который особенно интенсивно разбедает амфибол и клинопироксен. Структура эссекситов кристаллически-равномернозернистая, существенно образованная альбитизированным андезитом (№ 40 - 45) и количественно подчиненными ему ортоклазом, фиолетовым титан-авгитом, красновато-бурым керсутитом, а также единичными листочками биотита. По содержанию феррических минералов (25 - 30 %) порода относится к лейкократовой разновидности. Керсутиту свойственны те же оптические константы, что и камптониту. Он образует идиоморфные шестигранные сечения размером 0,1-0,7 x 0,6 - 2,1 мм. Кристаллы титан-авгита несколько меньше (0,2-0,8 x 0,4 - 1,8 мм), нередко со структурой в виде песочных часов; кроме галита незначительно замещается хлоритом, иногда имеет пойкилитовые ростки плагиоклаза. Ортоклаз образует ксеноморфные выделения между неориентированно расположенными лейстами плагиоклаза (0,2-0,4 x 0,7-1,7 мм). Последний часто полисинтетически двойникован и в отдельных индивидах интенсивно замещается пренитом и хлоритом. Наряду с галитом пренит, хлорит и реже кальцит заполняют интерстиции между минералами. Количественно-минеральный состав породы таков (в %): плагиоклаза 45 - 50; ортоклаза 20 - 25, керсутита 15 - 20, титан-авгита 5 - 8; титаномагнетита 2-3, апатита 2-2,5. Титаномагнетит образует скелетные выделения, а апатит пронизывает породу в виде длинных тонких игл.

М о н ц о н и т ы образуют постепенные переходы с камптово-

гезитами в окв. Городище-500 и представлены меланократовой разновидностью. Структура монцонитовая, микропояклитовая. Первая обусловлена ксеноморфизмом калиевого полевого шпата по отношению к плагиоклазу, вторая - микровключениями пироксена, биотита и рудного минерала в полевых шпатах. Наиболее распространенный фемический минерал - зеленоватый диопсид-авгит (35 - 40 %) в идиоморфных кристаллах размером 0,1-0,5 x 0,3-1,2 мм и в виде редких гломоропорфиновых скоплений зерен. Бурый биотит (3 - 5 %) в подавляющем большинстве имеет размер пластинок 0,0₁ x 0,1 мм, редко достигая 0,1 x 9,4. Оливин (1-2 %) обычно целиком замещается карбонатом. Плагиоклаз андезитового состава (№ 39 - 42) подвержен процессу альбитизации, незначительно замещается хлоритом, карбонатом и составляет 20 - 25 % объема породы. Ксеноморфные выделения ортоклаза (15 - 20 %) в краевых частях некоторых зерен слабо цеолитизированы. Рудные минералы - ильменит и титаномagnetит (10 - 12 %), акцессорные - апатит, сфен, пирит.

Кварцевые монцониты впервые обнаружены нами в скв. Ращенская-325 на глубинах 3251 - 3254 м в ассоциации с гранофировыми порфирами, ортофирами и трахиандезитами. Гипидиоморфнозернистая структура их образуется плагиоклазом, калиевым полевым шпатом, кварцем, амфиболом и биотитом. Наиболее идиоморфны лейсты плагиоклаза (андезин № 41 - 45), которые составляют 28 - 30 %. Примерно в равных количествах с плагиоклазом находится калий-натриевый полевой шпат в резко ксеноморфных зернах. Амфибол представлен зеленым актинолитом (20 - 25 %); он образует бесформенные выделения, обрастающие полевыми шпатами. Как правило, в сростаниях с актинолитом находится бурый биотит (1-2 %). Рудные минералы - магнетит, акцессорные - апатит, сфен, рутил (иногда с сердцевидными двойниками) и пирит.

Щелочные скениты - розовато-серые среднезернистые породы с гипидиоморфнозернистой структурой. Они состоят из пертитизированного калиевого полевого шпата (80 - 85 %), галит-анальцима (5 - 8 %) и фемических минералов (10 - 13 %) - авгита, эгирина-авгита, эгирина, ярко-красного биотита. Лейсты полевого шпата (0,05-0,4 x 0,2-1 мм) интенсивно альбитизированы, реже пернитизированы. На контакте с галит-анальцимовыми выделениями, заполняющими промежутки между минералами, образуются узкие полоски альбита. Кристаллы пироксена (размером от микроскопических зерен до 0,7 x 2,6 мм) составляют не более 10 %, причем его микровключения в полевых шпатах представлены авгитом, а эгирином и эгирином-авгитом.

сосредоточиваются в галит-анальцимовой массе и на контакте с ней. Содержание биотита 2-3 %. Из вторичных минералов, кроме указанных, встречается кальцит. Рудные - титаномагнетит (2-3 %), пирит, акцессорные - апатит, сфен, циркон. В скв. Строевская-333 смениты подвергались значительному воздействию вторичных процессов, проявившихся в интенсивной пелитизации полевых шпатов и полном замещении фемической составляющей карбонатом, эпидотом и рудными минералами.

К в а р ц е в ы е с м е н и т ы, как и щелочные, имеют глинидоморфнозернистую структуру, но отличаются минеральным составом. Фемические минералы представлены зеленоватым диоксид-авгитом (3 - 5 %), обычно в ксеноморфных зернах, зеленым амфиболом (2-3 %), часто замещающим пироксены, и бурым биотитом (0,5-1 %). Основными породообразующими минералами являются интенсивно пелититизированный и серицитизированный альбит-олигоклаз (№ 3 - 13) и калий-натриевый полевой шпат. Плаггиоклазы в виде коротких таблиц составляют 40 - 45 % породы, зачастую полисинтетически сдвойникованы; в более основных олигоклазах иногда проявляется слабо выраженная зональность. В подчиненном количестве (20 - 25 %) по отношению к плаггиоклазу находится щелочной полевой шпат микропертитового строения. Интерстиции полевых шпатов заполняются ксеноморфными выделениями кварца (12 - 15 %). Последний нередко образует микрографические срастания с калиевым полевым шпатом, причем хадакритами являются ростки кварца. Пироксены большей частью замещаются эпидот-доизит-карбонатным материалом. Рудные представлены магнетитом (3 - 5 %), акцессорные - апатитом, сфеном, цирконом. Следует отметить, что кварцевые смениты, с одной стороны, очень близки по составу к гранодиоритам, с другой - к кварцевым диоритам. От первых они отличаются более низким содержанием темноцветов и значительным количеством щелочей ($K_2O + Na_2O = 8 - 9 \%$), а от вторых - меньшим содержанием кварца и более кислым составом плаггиоклаза.

Наконец, самыми распространенными среди дайковых образований являются д и а б а з ы. Поскольку они были тщательно изучены Л.Г.Бернадской [2], мы приводим лишь общую их характеристику. Это мелко- и крупнозернистые породы зеленовато- или темно-серого цвета офитовой и пойкилоофитовой структуры. Главными породообразующими минералами являются плаггиоклаз (№ 32 - 84) и моноклиный пироксен ($+2V = 42 - 56^\circ$, $c M\mu = 39 - 48^\circ$). Плаггиоклаз и пироксен находятся примерно в равных количествах при незначительном преобладании то одного, то другого. В некоторых разновидностях

присутствует оливин (I - 5 %). Рудные представлены главным образом титаномагнетитом, в резко подчиненном отношении к нему отмечаются ильменит, пирит и халькопирит, акцессории - апатит, сфен. Из вторичных минералов в порядке значимости присутствуют: альбит, хлорит, кальцит, роговая обманка, пренит, кварц, биотит. Процесс замещения в некоторых диабазах длится вплоть до образования типичных пропилитов.

Таким образом, на основании геолого-петрографических исследований изверженных пород ДДВ отмечены следующие особенности: присутствие в базальтах более кислого плагиоклаза (в основном олигоклаз-андезина), чем в нормальных разностях; сложная дифференцированность как по минеральному составу, так и по количественной представительности петрографических видов пород щелочно-ультрасосновой - щелочно-базальтоидной формации, в большинстве случаев содержащих оливин; наличие субкальциевого авгита в базальтоидах и смена его диоксид-авгитом в породах ультрамафитового состава; широкое развитие базальтов, андезит-базальтов, трахибазальтов и почти полное отсутствие андезитов на фоне часто встречающихся трахиандезитов в базальт-трахитовой серии; принадлежность значительной части пород к калишпатсодержащим, постоянное преобладание среди рудных и акцессорных титаноносных минералов во всех разновидностях пород - титаномагнетита, сфена, ильменита, рутила, меланита; широкое проявление характерных постмагматических преобразований - аргиллизации, хлоритизации, карбонатизации, серпентинизации, эпидотизации, пренитизации, анальцимизации, реже целитизации; присутствие галита в составе многих пород.

Вулканические продукты описываемого региона, а также сопровождающие их интрузивные и жильные образования по петрографической принадлежности вполне сопоставимы не только с аналогами Припятской впадины и зоны сочленения Донбасса с приазовской частью Ущ., но весьма близки к породам Маймеча-Котуйской провинции Сибири и Восточно-Африканской рифтовой зоны. Исходя из приведенной ассоциации пород, среди них вполне могут быть обнаружены карбонаты и глубинные дериваты взрывного генезиса, что расширяет перспективность ДДВ на поиски рудных и нерудных полезных ископаемых.

В связи с позднепалеозойско-раннемезозойской тектоно-магматической активизацией в Западном Причерноморье интенсивно проявились разломы и связанная с ними вулканическая деятельность.

До начала параметрического и структурно-поискового бурения на юго-западе Одесской области, т.е. в восточной части палеозойского перикратонного прогиба, Министерством геологии УССР был проведен комплекс региональных геофизических исследований. В составе осадочного чехла лишь предположительно отмечалось наличие мощного эффузивного комплекса. Только в районе г. Арциз, у с. Павловка, магниторазведкой более точно была оловтурена четкая локальная положительная аномалия, которая отождествлялась с внедрением в осадочный чехол магнитоактивных магматических пород. Структурно-поисковым бурением объединением Крымгеология последних лет на Татарбунарской, Юбилейной и других площадях установлено широкое и мощное развитие эффузивов основного, среднего и кислого состава.

Первые сведения о наличии в Сасыкской зоне прогиба (южной части Прут-Днепровского междуречья) эффузивных пород были получены в 50-е годы. Скважиной, пробуренной в 1953-1954 гг. на западном побережье оз. Сасык (с. Глубокое), под отложениями юры был вскрыт эффузивный комплекс мощностью 183 м. Изучением его в 1954 г. занималась группа молдавских геологов под руководством А.А. Чумакова. Эффузивы представлены главным образом туфолавовыми и туфобрекчиевыми бескварцевыми порфирами и их туфами в тесной ассоциации с туфитами, кремнистыми и кремнисто-глинистыми образованиями. Подобная ассоциация пород, по мнению А.А. Чумакова [77, 78], указывает на геосинклинальные условия их формирования. По нашему мнению, они относятся к субплатформенным условиям образования. Породы в значительной мере изменены процессами гипергенеза: на них развита довольно мощная (до 20 м) кора выветривания.

Время проявления эффузивной деятельности на юге междуречья Днестр - Прут А.А. Чумаков связывал с киммерийскими тектоническими движениями в Добрудже, а сам эффузивный комплекс он рассматри-

вал как продолжение покровных порфиров и дацитов, распространенных в зоне Тулча в Северной Добрудже. Палеотипный облик эффузивов в районе с.Глубокое объясняется тем, что они претерпели эпитенетическое перерождение и динамометаморфизм. Параметрическим бурением второго этапа при изучении эффузивного комплекса Сасыкской зоны установлены огромная мощность вулканогенно-осадочной толщи, грандиозность и интенсивность тех процессов, которые протекали здесь в период ее формирования.

Результаты литолого-петрографических исследований этих пород приведены в работах В.Г.Бондаренко, Б.И.Денег, В.Д.Рогожникова, Г.И.Музыной и других геологов объединения Крымгеология и УкрНИГРИ МГ УССР, а также В.А.Семка (ИГЕМ АН УССР), занимавшихся первичной обработкой материалов бурения.

Эффузивный комплекс, вскрытый и изученный в Сасыкской зоне прогиба, не имеет аналогов в западной части. Здесь вулканизм не был столь активным. Продукты вулканической деятельности известны с конца позднего палеозоя и описаны В.М.Бобринским в составе пород нижнеготешской подсвиты перми. Этот факт в известной мере может указать на синхронность формирования вулканогенно-осадочного комплекса или какой-то части его в Сасыкской зоне и нижнеготешской подсвиты на Западе Причерноморского прогиба. Тектоно-магматическая активизация в прогибе связана с позднегерцинской эпохой, когда, по данным Б.С.Слюсарь, В.И.Няга [65] и М.С.Шаповалова, на Мизийской плите и в пределах описываемого прогиба повсеместно шло накопление молассы. К этой же эпохе, по-видимому, относится активизация движений по разломным структурам в восточной части Преддубрудья, обусловившая интенсивное излияние лав в сравнительно узкой, но весьма подвижной Сасыкской зоне. Киммерийская тектоно-магматическая активизация связана с поздне-среднетриасовым временем. Она проявилась излияниями эффузивов в зоне Тулча. Тогда же произошла существенная перестройка режима тектонических движений в геосинклинали Северной Добруджи. Это привело к смещению области максимальных накоплений осадков верхнего триаса на север (материалы результатов бурения скв. 5 в районе г.Килия).

Осадочно-эффузивный комплекс, вскрытый на Татарбунарской, Юбилейной и других площадях, представлен чередованием основных и средних пород в нижней части разреза, а в верхней - щелочными породами среднего и кислого состава.

Петрохимическая классификация вулканитов Западного Причерноморья, предложенная Н.П.Семеновко, основана на нормативном содержании кварца и нефелина, а также на соотношении полевых шпатов. Величина ортоклазовой составляющей представляет собой долю калиевого полевого шпата среди всех полевых шпатов породы (в процентах). Роль анортитовой составляющей (номер плагиоклаза) определяется по содержанию плагиоклаза в общей полевошпатовой части.

По количеству калиевого полевого шпата среди вулканитов Западного Причерноморья выделяются следующие ряды дифференциатов: I - известково-щелочной (O_r 0 - 25 %), II - среднекалиевый (O_r 25 - 50 %), III - высококалиевый (O_r 50 - 75 %), IV - ультракалиевый ($O_r > 75$ %) (фото 15) (см. рис. 3). По наличию кварца и нефелина выделены такие семейства пород: слабодосыщенные (Me 0 - 5 %), насыщенные (q , $Me = 0$), нормальные (q 0 - 5 %), слабопересыщенные (q 5 - 15 %), пересыщенные (q 15 - 30 %), сильнопересыщенные ($q > 30$ %). При выделении групп пород внутри каждого семейства учитываются величины полевошпатовых отношений:

Семейство слабодосыщенных пород. Миндалекаменные спилиты - это зеленовато-серые, серые до темных породы порфирировой структуры. Порфириновые выделения имеют вытянутую, прямоугольную или неправильную формы. Размер их 0,5 - 5 мм. Основная масса от тонко- до мелкозернистой.

Под микроскопом структура породы олигофирировая с пилотакситовой массой. Редкие вкрапления плагиоклаза представлены альбитом. Основная масса состоит из беспорядочно расположенных, вытянутых лейст альбита, имеющих извилистые очертания; промежутки между ними выполнены тонкочешуйчатым хлоритом, кальцитом и землистыми скоплениями лейкоксена. Количественно преобладает альбит (около 75 - 80 % объема породы). Миндалины округлой и вытянутой формы выполнены кальцитом и крупночешуйчатыми агрегатами хлорита. Нередко по вкраплениям плагиоклаза развит кальцит.

Миндалекаменные андезит-базальты характеризуются небольшим содержанием кремнекислоты (в среднем 48 %), что, по-видимому, обусловлено развитием хлоритов в миндалилах, достигающих в диаметре 10 мм. Порфириновые разности по внешнему виду темно- и серовато-зеленые, черные, плотные, иногда заметно пористые. Реже встречаются афирмовые разности, практически без вкраплений, с хорошо раскристаллизованной основной массой.

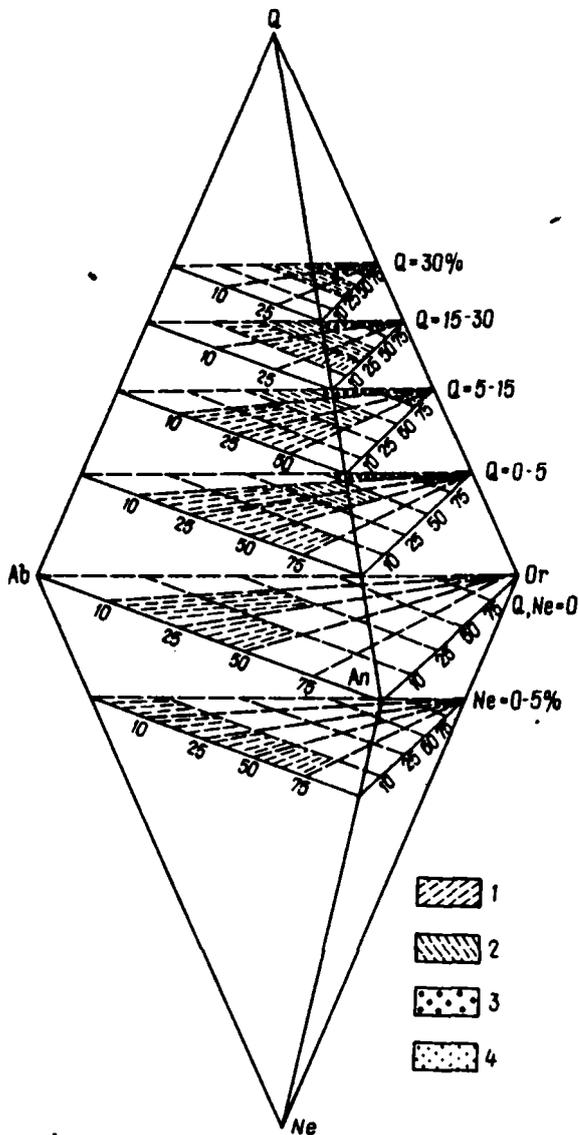


Рис. 3. Ряды дифференциации вулканитов Западного Причерноморья:
 1 - известково-щелочной, 2 - среднекальциевый, 3 - высококальциевый, 4 - ультракальциевый

Микроскопически структура породы порфировая, сериально-порфировая, олигофировая с пилотакситовой, гранулит-офитовой и доле-ритовой структурой основной массы. Количество вкрапленников достигает 20 %, среди них развит в основном плагиоклаз (№ 41 - 51), сдвойникованный полисинтетически по альбитовому закону и образующий простые двойники по карлсбадскому закону, реже встречается моноклинический пироксен (авгит). Акцессорные минералы представлены магнетитом и реже апатитом. Мелкие зерна магнетита распределены по породе равномерно. Из вторичных развиты хлорит и кальцит. Количественные соотношения главных породобразующих минералов следующие (в %): плагиоклаза 10 - 20; авгита 1 - 5; акцессорных до 3; основной массы 70 - 80.

Семейство насыщенных и нормальных пород. Плагиотрациты - серовато-зеленые, серовато-коричневые, темно-серые, темно-коричневые, темно-зеленые, коричневые до черных, плотные, порфирового облика. Текстура их миндалекаменная, этакситовая и однородная. На фоне мелкозернистой основной массы видны крупные фенокристы плагиоклаза от 3 до 15 мм по длине.

Под микроскопом структура породы порфировая, олигофировая, гломеропорфировая, сериально-порфировая, базальная с микролитовой, микродиабазовой, пилотакситовой структурой основной массы. Фенокристы представлены плагиоклазом (до 20 %) и единичными, сильно разрушенными зернами пироксена. Первичный плагиоклаз встречается в виде реликтов и представлен андезином (№ 30 - 40), сдвойникованным полисинтетически по альбитовому и карлсбадскому законам и образующий простые двойники по манэбахскому и карлсбадскому законам.

Альбит и альбит-олигоклазы (№ 0 - 17) замещают андезин и характеризуются упорядоченностью от 0,5 до 1,00, по А.С.Марфуни-ну [42]. Фенокристы альбитов чаще встречаются в подошве потоков и кверху сменяются андезинами. Для альбитов характерны полисинтетические двойники по альбитовому, карлсбадскому, манэбахскому, эстерельскому и аклиновому законам.

Основная масса сложена беспорядочно ориентированными, реже обволакивающими миндалинами лейстами плагиоклаза, интерстиции между которыми выполнены мелкими зернами пироксена, кальцитом, хлоритом и рудной пылью. Отдельные лейсты плагиоклаза и пироксена полностью замещены кальцитом и хлоритом. Единичные разрозненные миндалины округлой и овальной формы имеют зональное строение: центральная часть занята крштокристаллическим кальцитом и хлоритом, на периферии - чистым хлоритом.

Андезит-базальты - темно- и серовато-зеленые, серовато-коричневые, серые до черных мелкокристаллические породы. В мелкозернистой основной массе наблюдаются крупные (до 15 мм по длине) фенокристы плаггиоклаза. Текстура однородная, миндалевая (гороховая).

Микроскопически структура породы порфировая, сериально-порфировая, базальная с гранулит-оцитов основной массой. Минеральный состав (в %): плаггиоклаза 50 - 80, пироксена (моноклинного) 2 - 30; хлорита I - 3; кальцита I-2; рудных I - 5.

Фенокристы представлены плаггиоклазом (№ 60 - 67), двойникованным полисинтетически по альбитовому закону, реже встречаются сочетания полисинтетических двойников по альбитовому и по манбах-эстерельскому законам. Кроме того, отмечены двойкования по альбитовому и карлсбадскому законам.

Основная масса сложена лейстами плаггиоклаза состава андезин - лабрадор и мелкими зернами авгита. В интерстициях развиты хлорит, кальцит и мелкие зерна магнетита. Миндалины имеют идеально-округлую форму и выполнены хлоритом и кальцитом.

Трахит-сандиниты - светло-коричневые, светло-серые и буроватые плотные породы, структура их порфировая. Фенокристы представлены обычно санидином. Основная масса микролитовая. В результате магматического течения в них видна параллельная ориентировка микролитов. Основная масса сложена лейстами кислого плаггиоклаза и щелочного полевого шпата.

Ультракалийевые трахиты залегают в виде лавобрекчий и лавовых потоков. Макроскопически серовато- и темно-коричневые, плотные. Текстура их брекчиевидная-такситовая. Во флюидальной массе включены различно ориентированные обломки ультракалийевых трахитов. Границы между обломками и лавой не четкие. Структура цемента аллотриоморфная, кварц-полевошпатовая (фото 16).

Для ультракалийевых трахитов характерна порфировая структура с микрофальзитовой основной массой. Фенокристы представлены полностью хлоритизированными зернами темноцветов и полевыми шпатами. Полевой шпат встречается в виде ромбов, квадратов и прямоугольников, представлен санидином, ортоклаз-микропертитом и ортоклазом. Калиевый полевой шпат образует простые двойники по манбахскому закону. По трещинам часто развиваются карбонаты, нередко захватывая и фенокристы калиевых полевых шпатов.

Семейство слабопересыщенных пород. Кварцевые пла-

г и о т р а х и т ы - темно-коричневые и темно-зеленые, плотные образования. Текстура их миндалекаменная. Миндалины вытянутой или линзовидной формы выполнены кварц-карбонатным веществом. В афанитовой основной массе видны крупные фенокристы плаггиоклаза длиной до 15 мм. Микроскопически структура породы порфировая, линофированная, базальная, с микродиабазовой и пилотакситовой основной массой. Крупные фенокристы плаггиоклаза, представленного альбитом, заключены в основной массе, состоящей из множества разноориентированных лейст альбита, в промежутках между которыми расположены магнетит, гематит, хлорит, кальцит. Для фенокристов плаггиоклаза характерно тонкое полисинтетическое двойникование по альбитовому закону. Нередко отмечается точечная серицитизация вкрапленников плаггиоклаза и включения в них гематита и магнетита. Миндалины имеют обычно зональное строение: центральная часть выполнена кальцитом, а периферическая - кристаллическим кварцем. Нередко их обтекают субпараллельные микролиты плаггиоклаза. Местами в основной массе наблюдаются участки, сложенные кварц-полевошпатовым веществом с характерной аллотриоморфной структурой.

Макро- и микроскопически плаггиотрахиты кварцевые и плаггиотрахиты очень близки. Единственное отличие - наличие свободного кремнезема в виде кварца в первых и отсутствие его во вторых.

К в а р ц е в ы е а н д е з и т - б а з а л ь т ы - темно-зеленые и темно-коричневые с зеленоватым оттенком массивные породы. Текстура их миндалекаменная. Размеры миндалин в диаметре от нескольких до 10 мм. Миндалины выполнены кальцитом, кварцем, реже цеолитами. Минеральный состав (в %): плаггиоклаза 70 - 30; моноклинического пироксена 2 - 10; амфибола I; рудных 3 - 10; кальцита I - 3; кварцита 2 - 5; хлорита I - 5. Под микроскопом структура породы офитовая, серицитально-порфировая с микродиабазовой и гранулит-офитовой основной массой. Фенокристы представлены плаггиоклазом (№ 40 - 50), нередко сильно корродированы.

К в а р ц е в ы е т р а х и а н д е з и т - б а з а л ь т ы - темные, массивные, эффузивные породы. Текстура их миндалекаменная, структура афанитовая. На фоне черной мелкозернистой основной массы видны миндалины оливкового цвета диаметром 5 - 10 мм.

Макроскопически структура породы гломеропорфировая, олигофированная с пилотакситовой основной массой. Фенокристы представлены плаггиоклазом (№ 40 - 50), реже моноклиническим пироксеном. Основная масса состоит из магнетита, плаггиоклаза, щелочного полевого шпата

и монокли́нного пироксена. Миндалины выполнены кварц-карбонатным веществом.

Лавобрекчия щелочных кварцевых трахитов - зеленовато- и темно-коричневая, плотная пирокластическая порода. Текстура брекчиевиднотакситовая.

Макроскопически структура породы лито-кристаллокластическая. Порода состоит из округлых, частично корродированных и оплавленных кристаллов плагиоклаза и обломков щелочных кварцевых трахитов. Цемент - микрофельзитовая стекловатая масса, сильно загрязненная рудной пылью. Для плагиоклаза характерно полисинтетическое двойникование по альбитовому закону. Плагиоклаз представлен альбит-олигоклазом (№ 8 - 18) с упорядоченностью 0,74-0,75, реже встречается андезин (№ 33) с упорядоченностью 1,0. Калиевый полевой шпат представлен ортоклаз-микрпертитом и санидином, образующими простые двойники по манэбахскому закону. Санидин наблюдается в виде шести- и прямоугольников.

Ультракальевые кварцевые трахиты - андезит-базальты - темно- и серовато-коричневые, плотные породы. Текстура однородная. Структура от мелкозернистой до стекловатой, микроскопически - порфирова с микрофельзитовой, микролитовой, аллотриоморфной основной массой. Фенокристы представлены полностью хлоритизированными вытянутыми зернами темноцветов и ромбовидными или прямоугольными кристаллами санидина. Встречаются в виде лавобрекчий и лавовых потоков.

Семейство пересыщенных пород. Щелочные риолиты - темно-, светло- и зеленовато-коричневые, плотные образования. Текстура их однородная, атакситовая, флюидальная. Флюидальность обуславливается чередованием полос фельзитового и микрофеллолитового сложения. В пределах каждого слоя сферолиты расположены цепочкой, здесь же присутствуют неполные сферолитовые образования: розетки, веера и лучистые агрегаты - элемент радиально-лучистой структуры.

Микроскопически порода состоит из кварц-полевощпатового агрегата. Структура афирова с микролитовой, аллотриоморфной или фельзитовой основной массой. Щелочные риолиты отмечаются в виде лавобрекчий и лавовых потоков.

Туфы андезит-базальтов - коричневая, серая и серовато-зеленая обломочная порода. Текстура брекчиевиднотакситовая, эвтакситовая. Структура алевритовая. Микроскопически

структура лето-кристаллокластическая. Порода сложена неотсортированными, слабо оватанными обломками андезит-базальтов и осколками зерен кварца и плагиоклаза. Рудная пыль концентрируется на границах обломков, образуя неровные полосы. Цемент представлен пепловым и карбонатным веществом.

Р и о л и т ы - темно- и серовато-коричневые эффузивные породы. На фоне стекловатой массы видны буровато-желтые вкрапленники плагиоклазов (I - 3 мм по длине).

Микроскопически структура порфировая, гломеропорфировая, с фельзитовой, флюидальной и микророговиковой основной массой. В стекловатой основной массе расположены фенокристы плагиоклазов и редкие хлоритизированные вкрапленники амфиболов. Зачастую вкрапленники плагиоклаза полностью замещены кальцитом. Плагиоклаз представлен альбитом и альбит-олигоклазом, образующими простые двойники по манэбахскому закону и полисинтетические - по альбитовому.

Кварц присутствует лишь в основной массе в виде мелких зерен, выполняющих интерстиция между микролитами полевого шпата, или образует участки микропиклитового характера. Кальцевый полевой шпат располагается в основной массе в виде микролитов сангидина.

В результате магматического течения часто проявляется флюидальность за счет параллельной ориентировки микролитов. Содержание темноцветов невелико.

У л ь т р а к а л к е в ы е р и о л и т ы - серовато-желтые, плотные породы. Текстура их атакситовая. Структура мелкозернистая; микроскопически она афировая с фельзитовой и аллотриоморфной основной массой, сложенной полевошпатовым агрегатом. Отмечаются участки и трещинки, выполненные крупнозернистым кварц-полевошпатовым веществом с гранобластовой структурой. Для этих участков характерно обильное развитие кальцита.

Семейство сильно пересеченных пород. **Щ е л о ч н ы е р и о л и т ы** - светло- и серовато-коричневые, а также зеленовато-серые породы. Текстура их однородная, шпироватакситовая. Микроскопически структура порфировая, афировая, с микролитовой, фельзитовой, микророговиковой, аллотриоморфной и радиально-лучистой основной массой.

Фенокристы пелитизированного плагиоклаза (№ 20 - 30) размером I - 3 мм по длине расположены в кварц-полевошпатовой основной массе. Часто порода разбита карбонатными прожилками. Рудные минералы присутствуют в незначительном количестве (I-2%). На

фоне микролитовой основной массы отмечаются участки перекристаллизации, сложенные кристаллическим кварцем и кальцитом.

Ультракалевые рiolиты - темно-коричневые породы. Текстура их флюидальная. Микроскопически флюидальность представляет собой чередование извилистых струй и потоков с различной микроструктурой. Структура породы афировая с микрофельзитовой, микролитовой и аллотриоморфной основной массой. Полевой шпат представлен санидином, образующим микролиты в основной массе, в интерстициях между которыми расположены криптокристаллические агрегаты кварца.

В южном обрамлении Восточно-Европейской платформы следы древнего вулканизма установлены в отложениях рифея, верхнего палеозоя, а затем мезозоя. Мезозойская (меловая) стадия вулканизма проходила в платформенных условиях на герцинском основании Скифской плиты [51].

Наиболее ранние внедрения магмы относятся к байкальской эпохе. В скв. 9 в г. Аверьяновка (Присивашье) они представлены интрузиями щелочных гранитоидов. Их возраст 600 - 620 млн. лет. По генезису эти породы непосредственно тяготеют к структурам Восточно-Европейской платформы. С доплатформенной раннегерцинской субгеосинклинальной эпохой связаны девон-раннекарбонные вулканоγενные образования. Они слагают Новоселковский и Симферопольско-Новоцарицинский выступ фундамента Крыма. В позднепалеозойское время с послегеосинклинальными и орогенными тектоническими движениями на границе среднего и позднего карбона в грабенообразных прогибах внутри герцидов Скифской плиты и у южного края докембрийской платформы отложились пермско-триасовые породы эффузивно-терригенной (с. Крыловка), карбонатной (г. Евпатория) и молассовой (около с. Новоселевка и г. Генгеск) формаций. На Тарханкутском п-ове и в Присивашье (с. Балашовка) вулканические процессы проявлялись во время формирования ороговикованных сероцветных песчано-глинистых пород. В толщу осадочных образований внедрялись пластовые тела порфиритов и интрузий гранитоидов абсолютного возраста 250 млн. лет (Балашовка, Октябрьская и Меловая площади).

В триас-юрское время в связи с раннекембрийскими движениями в районе г. Джанкой (Орловская, Северо- и Восточно-Джанкойская, Вишняковская площади) по разломам проникала магма. Раннемезозойский вулканизм здесь представлен дацит-андезитовыми порфиритами (скважины Орловская-3, инт. 4146,0 - 4181,0 м; Северо-Джанкойская-15, глубина 4494,5 м); в пределах Новоселовского поднятия юрские андезитовые порфириты эффузивного генезиса вскрыты скв. Красновская-1 в инт. 870 - 1170 м. Эти породы залегают непо-

средственно на метаморфических сланцах карбона и принадлежат, по-видимому, лавовому потоку трещинного типа излияния. Крупное интрузивное тело встречено под песчаниками нижнего мела западнее с. Северное в скв. I, инт. 910 - I416 м. Оно сложено среднезернистыми кварцевыми диоритами и кварцевыми диабазами верхнего тряса (абсолютный возраст 210 млн. лет, определение Ф.И. Котловской) и представляет собой, вероятно, гипабиссальную или субвулканическую интрузию. Сходство минерального состава, структуры и, по-видимому, формы триасовых интрузий Новоселковского поднятия субинтрузивных тел Горного Крыма, а также соответствие пересчитанных по катионам химических анализов не оставляют сомнения в их комагматичности.

Особенности строения триас-юрских отложений в Равнинном Крыму и их синхронность с магматизмом подтверждают сделанное в 1937 г. предположение А.С. Моисеева о том, что кimmerийские (по автору "херсонесские") движения захватили не только южную, но и северную части Крыма, и, возможно, затрагивали весь Ущ. Таким образом, выясняется, что зарождение мезозойской Крымско-Кавказской геосинклинальной системы сопровождалось тектонической активизацией герцинской Скифской плиты, особенно ее слабо консолидированных участков, соответствующих внутренним и краевым позднепалеозойским прогибам. Образовавшиеся при этом на молодой субплатформе ранне-мезозойские прогибы и грабены тесно связаны генетически, а нередко и пространственно с вновь возникшей южной геосинклинальной областью. По-видимому, основные фазы активизации тектонических движений и сопутствовавшего им магматизма были в известной степени общими для Южно-Крымской геосинклинальной зоны и мезозойских прогибов Равнинного Крыма. Последние были ареальными структурами по отношению к геосинклинали Южного Крыма, но отличались от нее более кратким периодом существования. К концу средней юры эти прогибы были уже замкнуты и почти весь Равнинный Крым как единое целое сохранял в позднеюрское время приподнятое положение, за исключением самых южных участков, вовлеченных в погружения со стороны остаточной Восточно-Крымской геосинклинали.

Ранне-мезозойские прогибы и грабены Равнинного Крыма не являются геосинклинальными прогибами, так как по стилю строения имеют много общего с платформенными структурами. В то же время по особенностям внутреннего строения, проявлениям магматизма, степени дислоцированности и вторичной измененности заполняющих отложений они неоднородны и в одних случаях тяготеют по этим признакам к парагеосинклиналь-

ным или тафрогеосинклинальным прогибам, в других - лучше отвечает понятию платформенных, или равнинноплатформенных.

Собственно платформенный чехол в Равнинном Крыму (как и в Северном Причерноморье) начинается нижнемеловыми отложениями с вулканитами, развитыми повсеместно и залегающими резко несогласно и трансгрессивно на разновозрастных породах. Начало становления его связано с замыканием в готериве остаточных геосинклинальных прогибов Горного Крыма.

В строении чехла выделяются два структурных яруса, разделенных региональным перерывом и угловым несогласием: нижний - от нижнемеловых до среднелицевых и верхний - от среднелицевых до антропогенных образований.

На севере, вдоль границы сочленения древней и молодой платформ, тянется зона меловых грабенообразных прогибов и односторонних грабенов, намеченных впервые М.В. Чирвинской и Б.Л. Гуревичем. В западной части рассматриваемой зоны выделяется глубокий Каркинитско-Северокрымский грабенообразный прогиб глубиной 1,0-1,5 км, а восточнее - более мелкий Североазовский односторонний грабен.

Южнее простирается субширотная область приподнятого залегания подошвы меловых отложений, которая состоит из Среднеазовской и Симферопольско-Новоселовской зон поднятия, включая неглубокий Вернадский грабен. На встречном погружении этих двух зон поднятий, против Шакалинского сужения Сиваша, расположена Нижнегорская седловина. Наконец, в юго-восточной части Равнинного Крыма выделяется глубокий Индольский прогиб, представляющий собой лишь западную часть единого Индоло-Кубанского краевого прогиба.

В Каркинитско-Северо-Крымском прогибе широко развиты вулканогенные образования (Меловая, Родниковская, Задорненская, Каштановская, Северо-Серебрянская, Орловская, Северо- и Восточно-Джанкойская, Вишняковская пласмиды). Наиболее мощные разрезы осадочно-вулканогенных пород встречены в районах сел Меловое, Каштановка и юго-восточнее с. Орловское. Скважина Меловая-4 на Тарханкутском п-ове вскрыла средне-верхнеальбские вулканогенно-осадочные породы в млт. 2600 - 3770 м. Нижняя часть (300 м) сложена разнообломочными туфами с прослоями туфолав и лав. Выше залегает толща туфов, туффитов, туфобрекчий, туфоаргиллитов и аргиллитов мощностью 860 м. Вулканокластические породы андезитового состава образуют пачки мощностью 10 - 30 м, развитые на площади 30 - 35 км². В восточном направлении (Родниковская, Западно-Октябрьская, Октябрь-

ская площади) вулканокластические породы замешаются вулканогенно-осадочными. Каштановский разрез осадочно-вулканогенных пород (скв. I, инт. 2870 - 3690 м) представлен внизу массивными андезитовыми порфиритами мощностью 210 м (самые верхи нижнего альба), перекрывающимися пачкой среднеальбских алевритовых аргиллитов с тонкими прослоями туффитов. Выше (инт. 2870 - 3276 м) залегают верхнеальбские разнообломочные туфы с прослоями лав, туфолав и туффитов дацит-андезитового состава. Орловский осадочно-вулканогенный комплекс, пройденный полностью скв. 3, состоит из двух толщ вулканогенных пород, разделенных аргиллитами. Нижняя мощностью 450 м (инт. 3475 - 3940 м) сложена массивными сероцветными андезитовыми порфиритами с прослоями светлых дацит-андезитовых порфиритов. Относятся они к самым низам верхнего - среднего и частично к верхам нижнего альба. Верхняя осадочно-вулканогенная толща мощностью 900 м (верхний альб - низы сеномана) сложена в нижней части лавами, туфолавами и аргиллитами с подчиненными прослоями туфов средне- и разнообломочных, иногда лапиллиевых, в верхней части - лавами, лавобрекчиями и туфолавами с подчиненными прослоями туфов. Состав пород андезитовый и дацит-андезитовый.

Стратиграфический диапазон развития меловых вулканогенных пород Каркинитско-Северокрымского грабенообразного прогиба охватывает возрастной интервал от среднего или верхов раннего альба до низов сеномана включительно. Верхняя граница соответствует уровню затухания разрывных нарушений, ограничивавших прогиб. С этим возрастным интервалом связано также распространение кремнистых образований (опок, опонголитов, гезов) в Северном Причерноморье.

Состав вулканогенных пород (дацит-андезитовая формация), вероятно, обусловлен их происхождением из промежуточных коровых магматических очагов одного генетического уровня.

Главнейшие вулканические очаги центрального типа располагались юго-западнее с. Меловое у современной береговой линии Тарханкутского п-ова, юго-восточнее с. Орловское, северо-западнее г. Дьянской (у с. Богемка), в районах сел Алексеевка (севернее крупного краевого разрыва) и Первомайское. На Вишняковской (у с. Арбузовка) и вблизи Каштановской площадях существовали очаги излияния лав трещинного типа.

Меловой вулканизм Северокрымского прогиба можно считать унаследованным от предшествовавшего раннемезозойского периода вулканической деятельности, так как под базальными песчаниками нижнего мела

(на участках меловых вулканических очагов) обнаружены порфириды триас-юрского возраста, по структуре и составу похожие на нижнемеловые эффузивы.

Североазовский односторонний грабен глубиной 3,5 км расположен в пределах Азовского моря. Это сложнопостроенная погребенная депрессия, заполненная меловыми отложениями и разбитая продольными и поперечными разрывами.

Среднеазовская зона поднятия представляет собой приподнятую по разломам и наклоненную к югу погребенную глыбу Скифской плиты, выраженную в гипсометрии поверхности фундамента и в отложениях мела.

Симферопольско-Новоселовская приподнятая зона занимает всю центральную часть Равнинного Крыма и, судя по геофизическим данным, продолжается в пределах акватории Черного моря. В ее составе выделяются Симферопольский выступ, Новоселовское поднятие и примыкающая к ним неглубокая Альминская впадина.

Среди меловых отложений Новоселовского поднятия широко распространены прослои вулканогенных пород; они имеют такой же стратиграфический диапазон развития, что и в Каркинитско-Северокрымском прогибе (средний - верхний альб и сенман). Представлены туфопесчаниками, туфоалекролитами, туфоаргиллитами, туффитами и туфами дацит-андезитового состава. Источником вулканогенного материала были, по-видимому, вулканы Каркинитско-Северокрымского грабенообразного прогиба.

Восточнее Симферопольского поднятия расположен меловой Белогорский прогиб. Он выполнен мощной толщей песчаников, конгломератов и глин позднего готерив-барема, залегающих трансгрессивно на титон-валангинских отложениях Восточно-Крымского синклиория и заключающих в себе крупные экзотические глыбы и гальки древних метаморфических пород фундамента. Севернее краевых известняковых выступов синклиория протягивается полоса развития мощных толщ верхнебаррем-аптских и альбских отложений, заполняющих северную обособленную часть прогиба.

Нижнегорская седловина возникла на рубеже крупных мезозойских погружений в северной части Крыма, развивавшихся в связи с формированием Каркинитско-Северокрымского и кайнозойских опусканий при формировании Индольского прогиба. Она сопровождалась, по-видимому, вулканическими процессами.

Индольский прогиб с максимальными мощностями олигоцен-нижне-

миоценовых отложений расположен в северной части Керченского п-ова, а неогеновый (собственно Индальский) с приосевой зоной - в южной части Азовского моря.

Строение нижней части платформенного чехла Равнинного Крыма и прилегающих районов характеризуется значительной расчлененностью, сильной дизъюнктивной нарушенностью, наличием погребенных структурных элементов и особенно широким развитием вулканогенных пород, что свидетельствует о преобладании движений доплатформенных и раннеплатформенных этапов истории геологического развития. Верхняя часть чехла отличается меньшей контрастностью и почти полным отсутствием проявлений магматизма.

Платформенный вулканизм Украины проявлялся на протяжении нескольких геологических эпох. Первая вспышка его, по-видимому, в виде дайковых тел вулкано-плутонической фации произошла 2700 млн. лет назад в пределах Днепровской платформы (центральная часть Ущ) вследствие нарушения режима стабилизации (кратонизация). К этому времени относится образование первых отрицательных структур (трогов), в которых накапливался грубообломочный материал. Внедрявшаяся магма основного (и частично ультраосновного) состава сформировала тела, представленные главным образом диабазами (Базавлукское дайковое поле и др.). Изотопный возраст даек этого района колеблется от 2700 до 1500 млн. лет, что отвечает раннему протерозою. Более молодые дайки (1500 млн. лет) связаны с повторной тектоно-магматической активизацией этого региона. С этим же временным интервалом связаны процессы метаморфизма даек и преобразование их в амфиболиты и амфиболизированные породы. Среди даек диабазов свежего облика выделяются оливиновые и нормальные диабазы, двупироксеновые диабазы и конгадиабазы.

Вторая вспышка вулканизма также в виде даек, внедрившихся в сиенитовый комплекс Приазовского блока Ущ и метаморфизованные породы осницкого комплекса на северо-западе Ущ, относится к позднему протерозою; возраст 1600 - 1800 млн. лет. Дайки этой вулканической эпохи известны также в бассейнах рек Ингул и Черный Ташлык, где они выделяются в самостоятельное Ингульское дайковое поле. Дайки представлены диабазами, оливиновыми диабазовыми порфиритами, конгадиабазами и лампрофирами. Калий-аргоновым методом определен возраст лампрофира из с. Седневка (правый берег р. Ингул) - 1720 млн. лет. На основании этого, по-видимому, их можно отнести к наиболее ранним внедрениям лампрофировой магмы на Украине.

С овручской эпохой складчатости (поздний протерозой) связаны дайки северо-западной части Ущ, где они представлены диабазами, кварцевыми порфиритами; абсолютный возраст 1500 - 1300 - 1200 млн. лет. Во многих точках наблюдается секущий контакт этих даек с гра-

нитоядами кирвоградско-житомирского, осницкого и коростенского комплексов. В большинстве случаев дайки относятся к послекоростенской истории формирования Ущ. Они развиты в районе сел Сновидовичи, Мушное, Томашгород, Осницк, Масевичи, Карпыловка, Александровка, Мочулянка, Боровое.

После стадии относительного покоя Ущ в конце позднего протерозоя расчленялся на блоки, причем в образовавшихся впадинах (Томашгородский и другие грабены) накапливались осадочно-терригенные образования верхнего рифея. К этому интервалу времени относится внедрение даек Дубровицкого горста. На западном склоне Ущ и Припятском валу к ним относятся песчаники полесской серии. Однако, как свидетельствуют новые данные Н.А.Савченко, еще до отложения песчаников полесской серии на этой территории отлагались грубозернистые метаморфизованные терригенные породы, которые по возрасту следует отнести к среднему рифею. Они представлены коричнево-серыми кварцитами и кварцит-песчаниками, а пересекаются темно-серыми телами кислой (возможно и щелочной) магмы. Дополесские осадочно-вулканогенные образования наиболее достоверно выявлены в Клевовском грабене и на Дубровицком поднятии (северо-западный оклон Ущ), в связи с чем предлагается выделить их в самостоятельную "дубровицкую серию" среднего рифея. Их возраст может быть раннерифейским. С этой фазой вулканизма, возможно, связаны на северо-западе Украины внедрения кимберлитов. К ранне-среднерифейскому времени относятся внедрения лампрофиров участка Ленчин (1150 млн.лет). Следующая, позднерифейская фаза вулканизма (1000 - 700 млн.лет), представлена силами габбро-диабазов, внедрявшихся в толщу песчаников, аргиллитов и алевролитов полесской серии верхнего рифея. Они распространены почти на всей территории Припятского вала и за его пределами (рифейский Предгалыцкий прогиб). В отдельных точках (сала Камень-Каширский и Хотешов) внедрялись щелочные базальтоиды.

В связи с вендской тектоно-магматической активизацией на Припятском валу и прилегающих территориях сформировались обширные трапповые поля, представленные афанитовыми базальтами и их туфами. Их абсолютный возраст 640 - 590 млн.лет. Во многих разрезах (Березичи, Замостье) отмечаются довольно свежие долерит-базальты. Их стратиграфическое положение окончательно пока не определено. С жемами в вулканитах участка Рафаловка (карьер Поллица) связано оригинальное проявление агата и аметиста.

Несомненно, что породы внедрялись в конце волянского времени или даже позже, так как на Восточно-Европейской платформе и ее

северном обрамлении известны случаи внедрения типичных платформенных траппов, происходившие в палеозое (Тиман), а также в мезозое (Земля Франца-Иосифа). В последующую, валдайскую, эпоху сформировались эффузивные, пирокластические и субвулканические тела, среди которых на Волыни известны пикритовые порфириты и меймечиты, а на севере Восточно-Европейской платформы выделены и кимберлитовые разновидности пород.

В палеозойскую эпоху проявлялось не менее двух-трех вулканических всплесков (фаз) внедрений: 1) силурийская, проявившаяся главным образом вдоль западного склона УШ и в западной части Восточно-Европейской платформы в связи с отголосками каледонского орогенеза в Гампшанской области северной части Скандинавии. Силурийский вулканизм представлен щелочными и субщелочными залежами; 2) девонская, проявлявшаяся во всех структурах обрамления УШ - Припятской впадине, ДДВ и Донбассе, а также в пределах Припятского вала. Ее следы отмечаются в Солжыгалчском грабене, Московской синеклизе и других структурах Восточно-Европейской платформы.

По радиологическим данным, возраст вулканитов 320 - 360 млн. лет, что подтверждает позднепалеозойское время их образования. По А.С.Махначу и В.П.Корзуну, в Белоруссии (Лоевская седловина в восточной части Припятской впадины) на Ястребовском, Вышемировском, Васильевском, Борщевском, Шарпиловском, Веткинском и других участках отлагались в эффузивной и пирокластической фазах, а также в субвулканических телах породы щелочно-ультраосновной - щелочно-базальтоидной формации. Среди них выделены щелочные трахиты, нефелиниты, лимбургиты, пикритовые порфириты, анкаратрит-пикриты, микросиениты, шонкиниты, вогезиты. Аналогичные породы (трахибазальты, мончикиты, лейцититы и другие лампрофиты) щелочно-ультраосновной - щелочно-базальтоидной формации работами Н.А.Савченко установлены на Припятском валу, прилегающих участках западного склона УШ и во Львовской впадине. Вещественный состав вулканитов ДДВ детально изучен А.Г.Бернадской, З.Г.Волошиной, З.М.Ляшкевич и В.Н.Бутаенко.

В девонское время в ДДВ сформировались три осадочно-вулканогенных комплекса (по данным А.Д.Бритченко): нижне-среднефранский, осадочно-вулканогенный, верхнефранский галогенный (с силлами и дайками диабазов) и нижнефаменский туфогенно-терригенный мощностью от первых сотен до полуторатысячи метров, а на Анисовской площади эта мощность достигает 2,5 км. В ДДВ эффузивные, субинтрузивные и

субвулканические тела формировались в следующем порядке: от ультраосновных (пикритовые порфириты Остапьевско-Белоцерковской площади), через основные (оливиновые базальты и щелочные базальтоиды, анкаратриты, лимбургиты, мельтейгиты, нефелиниты, нефелиновые эпидейцититы, базальты нефелиновые; эпидейцититы) до кислых эффузивов (риолитов и риодацитов) абсолютного возраста 320 - 360 млн.лет (по данным В.Н.Бутаенко). Кроме того, имеются новые материалы о проявлении в ДДВ и каменноугольного вулканизма. Последний установлен также на западном окончании Припятского вала (в Вижниця-Луковском блоке).

В зоне сочленения Донбасса с Приазовьем вдоль Волновахской зоны разломов внедрялись главным образом дайки оливиновых и толеитовых базальтов, а также породы щелочно-ультраосновной - щелочно-базальтоидной формации. Среди них Н. В. Бутурлинов отмечает представителей щелочно-базальтоидной (пикритовые порфириты, лейцитифиры, псевдолейцитовые базальты, нефелиновые базальты) и трахибазальтовой (пикрит-базальты, базальты, долериты, андезит-базальты, трахибазальты, трахиты, ортофиры, лшариты и разнообразные туфы) серий. К этому же времени приурочены тела кимберлитов. Абсолютный возраст внедрявшихся вулканических пород Донбасса 350 - 360 млн.лет, т.е. они относятся к девонскому времени.

С возрастным интервалом 326 - 330 млн.лет связано внедрение позднепалеозойских жильных и, возможно, дайковых тел щелочных базальтоидов Припятского вала (трахитов, тефритов, лейцититов, нефелиновых базальтов).

Со средне-верхнедевонским (или карбоновым?) щелочно-ультраосновным - щелочно-базальтоидным вулканизмом в указанных структурах сопряжен и кимберлитовый вулканизм.

Мезозойская тектоно-магматическая активизация и связанные с ней подновления древних разломов, а также внедрение вулканических тел отмечены к северу-востоку от УЩ, в восточном секторе Донбасса (район г.Новошахтинск) и на Юге Донбасса, где известны внедрения лампрофиров, представленных камбиотитами, оливиными лампрофирами, мончикитами абсолютного возраста 180 - 160 млн.лет. Внедрявшиеся лампрофиры, возможно, связаны с отголосками тектонических движений, которые в юрское время проходили в альпийской Кавказско-Крымско-Карпатской геосинклинальной складчатой области, вдоль южного и юго-западного краев докембрийской Восточно-Европейской платформы. С этим же движением связаны проявления юрского вулканизма в Западном Причерноморье.

Позднемеловой вулканизм эффузивной фации известен пока только в Степном (платформенном) Крыму, где он представляется андезитами и дацит-липаритами. На УЩ и его склонах внедрялись дайковые и жильные тела.

В третичное время, возможно, происходили перемены и отложение более древних вулканических пород в платформенной части Украины, однако не исключаются внедрения из местных источников.

1. Бернадська Л.Г. Вулканизм Ровенської області. - К.: Вид-во АН УРСР, 1958. - 40 с.
2. Бернадская Л.Г. Вулканические породы Днепровско-Донецкой впадины. - Киев: Изд-во АН УССР, 1961. - 173 с.
3. Бернадская Л.Г., Усенко И.С. Дайково-эффузивные формации Украины. - В кн.: Геохронология докембрия Украины. Киев: Наук. думка, 1965, с. 165 - 174.
4. Бессонова В.Я. и др. Опорные скважины СССР. Опорная скважина № 2 Оршанской впадины. - Минск: Наука и техника, 1972. - 217 с.
5. Бритченко А.Д. и др. К вопросу о орденедевонских образованиях северного борта Днепровско-Донецкой впадины - Геол. журн., 1975, 35, вып. I, с. 112 - 117.
6. Бутаенко В.Н. Новые данные об изотопном возрасте вулканогенных пород северо-западной части Днепровско-Донецкой впадины. - В кн.: Вопросы геохимии, минералогии, петрологии и рудообразования. Киев: Наук. думка, 1975, с. 82-83.
7. Бутаенко В.Н. Верхнедевонский вулканизм Днепровско-Донецкой впадины. - В кн.: Тез. докл. У Сьмьоз. по гебхімії магмат. пород. М.: ГЕОХИ АН СССР, 1979, с. 53-54.
8. Бутурлинов Н.В. Шошкити вго-западної часті Донбасса. - Тр. Донецк. индустр. ін-та, Сер. геол., 1959, 37, вып. 2, с. 13 - 21.
9. Бутурлинов Н.В. и др. Геологическое строение, вулканизм и металлогенность зоны сочленения Донецкого края с Приазовским блоком Ущ. - В кн.: Платформенные структуры обрамления Украинского щита и их металлогенность. Киев: Наук. думка, 1972, с. 158 - 181.
10. Бутурлинов Н.В., Гоньшакова В.И., Юрченко В.Ф. Геолого-петрографическая характеристика. - В кн.: Базит-гипербазитовый магматизм и минералогия юга Восточно-Европейской платформы. М.: Недра, 1973, с. 186 - 229.
11. Васько В.М. Дайкові породи басейну р. Інгул. - Вісн. Київ. ун-ту. Сер. геологія та географія, 1962, вип. I, с. 47 - 62.
12. Воссанчук С.С., Мазур А.Н. Вулканизм карбона Днепровско-Донецкой впадины. - В кн.: Проблеми палеовулканологічних реконструкцій та картирования в зв'язі з вулканогенним рудообразованием: Тез. докл. У Всесоюз. палеовулканолог. симпозиума. Киев: Наук. думка, 1981, ч. I, с. 154-155.
13. Волошина З.Г. Вулканогенные образования девона центральной части Днепровско-Донецкой впадины. - В кн.: Вулканизм и рудные формации ДДВ и Донбасса. Киев: Наук. думка, 1977, с. 55 - 75.
14. Гавриш В.К. Глубинные разломы, геотектоническое развитие и нефтегазоносность рифтогенов. - Киев: Наук. думка, 1974, с. 55 - 59.
15. Гавриш В.К., Ляшкевич З.М. Рифтогенез и вулканизм Днепровско-Донецкой впадины. - Докл. АН УССР. Сер. Б, 1981, № 4, с. 6 - 8.
16. Галий С.А., Бутаенко В.Н., Марушкин А.И. Титаномагнетиты из вулканогенных пород девона Днепровско-Донецкой впадины. - Докл. АН УССР. Сер. Б., 1979, № 8, с. 598 - 602.

17. Геологическое строение, вулканизм и металлогенность зоны сочленения Донецкого кряжа с Приазовским блоком Ущ (Н.В.Бутурлинов, М.В.Коселев, С.В.Нечаев, Б.С.Панов). - В кн.: Платформенные структуры обрамления Ущ и их металлогенность. Киев: Наук. думка, 1972, с. 158 - 186.
18. Гладких В.С. К петрологии верхнедевонских вулканогенных пород Припятского и Днепровского грабенов. - Бюл. Моск. о-ва испытателей природы, Отд. геол. 1972, 47, вып. 6, с. 73 - 85.
19. Глевасский Е.Б., Кривдик С.Г. Докембрийский карбонатный комплекс Приазовья. - Киев: Наук. думка, 1981, - 227 с.
20. Гоньшакова В.И., Егоров Л.С. Петрохимические особенности ультраосновных - щелочных пород Маймеча-Котуйской провинции. - М.: Наука, 1968. - 35 с.
21. Гоньшакова В.И., Ружицкий В.О. Особенности проявления щелочно-ультраосновного - щелочно-базальтоидного магматизма в структурах Русской платформы. - Сов. геология, 1973, № 2, с. 71 - 79.
22. Заварицкий А.Н. Вулканы Камчатки. - М.: Изд-во АН СССР, 1955, - 82 с. (Тр. Лаб. вулканологии АН СССР; Вып. 10).
23. Иголкин Н.С., Кириков В.П., Кривосая Т.Ю. Основные этапы формирования осадочного чехла Русской платформы. - Сов. геология, 1970, № II, с. 16 - 35.
24. Кітязь В.І. Смішко Р.М., Куциба І.В. Нові дані про абсолютний вік вулканічних порід Дніпровсько-Донецької западини. - Доп. АН УРСР. Сер. Б., 1970, № I, с. 17-19.
25. Карбонатиты Под. ред. О. Гиттла и Дж. Гиттинса. - М.: Мир, 1969. - 485 с.
26. Лычак І.Д. Дайкові породи Західної Волині. - Геол. журн., 1954, 14, вип. I, с. 13 - 28.
27. Луговая И.П., Кривдик С.Г., Загнитко В.Н. Отношения $18O/16O$ и $13C/12C$ в карбонатитах Черниговской зоны и проблема их генезиса. - Докл. АН УССР. Сер. Б., 1978, № I, с. 21 - 24.
28. Лучицкий В.И., Деселев П.И. Петрография Украины. - Л.: Изд-во АН СССР, 1934. - 324 с.
29. Левенштейн М.Д., Павленкова Н.И., Баранова К.П. Особенности строения фундамента наиболее погруженной части Днепровско-Донецкой впадины. - Геол. журн., 1971, вып. 2, с. 77 - 82.
30. Ляшкевич З.М. Вулканогенные породы Днепровско-Донецкой впадины - образования древней рифтовой зоны. - Докл. АН СССР, 1974, 214, № 4, с. 898 - 901.
31. Ляшкевич З.М., Алексина М.А. Пироксениты девонских вулканических пород Днепровско-Донецкой впадины. - Минерал. сб. Льв. ун-та, 1975, 29, вып. 3, с. 83 - 87.
32. Ляшкевич З.М., Бритченко А.Д. О жильной серии щелочных базальтоидов в соленосной формации Днепровско-Донецкой впадины. - В кн.: Геология и геохимия соленосных формаций Украины. Киев: Наук. думка, 1977, с. 79 - 83.
33. Ляшкевич З.М. и др. Об эксплозивных карбонатитах в Днепровско-Донецкой впадине. - Геология и геохимия горючих ископаемых, 1978, вып. 51, с. 68 - 72.
34. Ляшкевич З.М. Об объеме вулканических продуктов в Днепровско-Донецкой впадине. - Докл. АН УССР. Сер. Б., 1980, № I, с. 21 - 23.
35. Ляшкевич З.М. Вулканическая активность древнего рифта Днепровско-Донецкой впадины. - Проблемы палеовулканологических реконструкций и картирования в связи с вулканогенным рудообразованием: (Тез. докл. У Всесоюз. палеовулканолот. симпозиума). Киев: Наук. думка, 1981, ч. I, с. 22-23.
36. Ляшкевич З.М., Завьялова Т.В. Вулканизм Днепровско-Донецкой впадины. - Киев: Наук. думка, 1977. - 177 с.

37. Марушкин А.И., Бугаенко В.Н. К минералогии пироксенов вулканических пород Днепровско-Донецкой впадины. - Региональная и генетическая минералогия, 1979, вып. 3, с. 47 - 55.
38. Марушкин А.И. Гранаты девонских вулканических пород Днепровско-Донецкой впадины и их генезис. - Минерал. сб. Льв. ун-та, 1979, № 33, вып. 1, с. 88 - 90.
39. Марушкин А.И. Сравнительная характеристика оливина из щелочно-ультраосновных пород Днепровско-Донецкой и Припятской впадин. - Минерал. сб. Льв. ун-та, 1979, вып. 2, № 33, с. 82 - 84.
40. Марушкин А.И., Самойлович Л.Г., Наседкина Л.Ф. Первоскит из щелочных ультраосновных туфов Днепровско-Донецкой впадины. - Минерал. журн., 1980, 2, № 5, с. 75 - 79.
41. Марушкин А.И. Минералогия вулканических образований Днепровско-Донецкой впадины: Автореф. дис. ... канд. геол.-минерал. наук. - Киев, 1980, - 16 с.
42. Марушкин А.С. Полевые шпаты - фазовые взаимоотношения, оптические свойства, геологическое распределение. - М.: Изд-во АН СССР, 1962, - 295 с.
43. Махнач А.С. Древнепалеозойские отложения Белоруссии. - Минск: Изд-во АН БССР, 1958, - 225 с.
44. Махнач А.С., Веретеников Н.В. Вулканогенная формация верхнего протерозоя (Венда) Белоруссии. - Минск: Наука и техника, 1970, - 236 с.
45. Махнач А.С. и др. Рифей и венд Белоруссии. - Минск: Наука и техника, 1976, - 360 с.
46. Милановский Е.Е. Основные типы рифтовых зон материков. - Вест. Моск. ун-та. Сер. геол., 1970, № 2, с. 13 - 35.
47. Морозевич И.А. О некоторых жильных породах Таганрогского округа. - Тр. Геол. Ком., Нов. сер., 1903, вып. 7, с. 1 - 29.
48. Мушкетов И. Волнист. - Сб. Минерал. о-ва, 1972, сер. 2, ч. 7.
49. Периоды вулканической активизации в Днепровско-Донецкой впадине. - В кн.: Проблемы изотопного датирования процессов вулканизма и осадкообразования: (Тез. докл. Всесоюз. совещ.) / В.А. Бугаенко, Ф.И. Котловская, А.Д. Бритченко. Киев: Наук. думка, 1982, с. 76-77.
50. Пап А.М. Геологическое строение и состав кристаллического фундамента Левобережной Припяти. - В кн.: Платформенные структуры обрамления Украинского щита и их металлоносность. Киев: Наук. думка, 1972, с. 11 - 19.
51. Плахотный Л.Г., Бондаренко В.Г. Платформенные структуры и магматизм нижней части чехла Равнинного Крыма. - В кн.: Платформенные структуры обрамления Украинского щита и их металлоносность. Киев: Наук. думка, 1972, с. 211 - 221.
52. Половинкина Ю.Ир. Эффузивно-осадочные и магматические комплексы Ущ. М.: Госгеолтехиздат, 1954. - 94 с. (Тр. ВСЕГЕМ; Т. I).
53. Половинкина Ю.Ир., Наливкина З.Б. Нижнепротерозойская спилитовая формация Приднепровья. - М.: Госгеолтехиздат, 1956. - 136 с. (Тр. ВСЕГЕМ; Т. 26).
54. Радзивилл А.Я., Бугаенко В.Н. О девонской тектонической активизации Черниговского выступа. - В кн.: Вулканизм и рудные формации ДДВ и Донбасса. Киев: Наук. думка, 1977, с. 84 - 89.
55. Семенов Н.П., Клушин В.И., Савченко Н.А. и др. Рифейский вулканизм и металлоносность западной части Украинского щита. - Киев: Наук. думка, 1968. - 169 с.
56. Савченко Н.А., Крандиевский В.С. О силурийском вулканизме Припятского вала, Волинно-Подольи и смежных участков. - Докл. АН СССР, 1967, 172, № 1, с. 172-173.
57. Савченко Н.А. Этапы развития вулканических явлений в Припятском вале и западном склоне Украинского щита. - Изв. АН СССР. Сер. геол., 1969, № 7, с. 17 - 26.

58. Савченко Н.А. Гипербазиты из дифференцированных трапхов зоны сочленения Львовского прогиба и Припятского вала. - Докл. АН УССР, Сер. Б., 1972, № II, с. 993 - 995.
59. Семененко Н.П., Бойко В.Л. и др. Новые данные по соотношению осадочно-вулканогенных пород Криворожско-Кременчугской и Базар-лукской зон с гранитоидами. - В кн.: Новые данные абсолютной геохронологии. М.: Наука, 1974, с. 47 - 67.
60. Семененко Н.П., Савченко Н.А., Клушин В.И. Припятский вал. - Киев: Наук. думка, 1976. - 179 с.
61. Семка В.А., Панченко Д.Е., Семка Л.В. Петрохимическая классификация вулканических пород Западного Причерноморья. - Геология и рудообразование, 1983, вып. II, с. 25 - 37.
62. Сліпченко В.А. Деякі нові дані з петрографії дайково-еффузивних порід р.Конки. - Тез. доп. XII наук. сесії КДУ. Секція геол., К., 1955, с. 24 - 27.
63. Сліпченко В.А. Петрохімічні особливості дайкових порід Західного Приазов'я. - Наук. зап. КДУ, 1957, 16, вип. 14, Геол.зб., 1957, с. 157 - 162.
64. Сліпченко В.А. До геології та умов утворення дайкових порід Західного Приазов'я. - Наук. зап. Київ. ун-ту, 1959, 18, вип. 6, с. 189 - 199.
65. Слюсарь Б.С., Няга В.И. О распределении и вероятном возрасте красочной серии Предобруждинского прогиба. - Изв. АН МССР. Сер. физ.-тех. наук, 1970, № 3, с. 25 - 31.
66. Станковский А.Ф. и др. Новый тип магматизма в венде севера Русской платформы. - Докл. АН СССР, 1979, 247, № 6, с. 1456 - 1460.
67. Стрелкова Н.С. Західний схил Українського кристалічного щита. Басейн Горніч. - Стратиграфія УРСР. Т.2. Рифей - Венд. К.: Наук. думка, 1971, с. 163 - 178.
68. Тарасенко В.Е. Об эффузивной горной породе из Дыповского узла Киевской губ. - Зап. Киев. о-ва естествоиспытателей, 1895, 9, с. 17 - 27.
69. Тарасенко В.Е. Новая область вулканических горных пород в Волынской губернии. - Зап. Киев. о-ва естествоиспытателей, 1905, 19, с. 31 - 39.
70. Ткачук Л.Г. Интрузивно-эффузивные породы Ровенской области УССР. - Наук. зап. Льв. политехн. ин-та, 1948, вып. 3, № I, с. 31 - 40.
71. Ткачук Л.Г. Базальты Кировоградской области УССР. - Науч. зап. Льв. политехн. ин-та, 1948, вып. II, № 3, с. 135 - 139.
72. Усенко И.С. Дайковые породы Криворожского района. - Геол. журн., 1946, 8, вып. 2, с. 5 - 10.
73. Усенко И.С. Дибазы р.Базавлук. - Там же, с. 10 - 15.
74. Усенко И.С. Ильинские породы Украинского кристаллического массива. - В кн.: Геология СССР. Т.5, ч. I. Украинская ССР. Геогеолтехиздат, 1958, с. 327 - 342.
75. Флорова К.В. Некоторые особенности состава и формационная принадлежность девонских эффузивов Днепровско-Донецкой впадины. - В кн.: Вопросы геологии нефтегазоносных регионов Украины. Киев: Техника, 1972, с. 37 - 49.
76. Царовский И.Д. Щелочные породы восточной части Украинского щита. - В кн.: Геохронология докембрия Украины. Киев: Наук. думка, 1965, с. 147 - 155.
77. Чумаков А.А. Магматические породы Молдавии. - Уч. зап. Кишин. ун-та, 1955, 19, с. 18 - 25.
78. Чумаков А.А., Сухаревич П.М. О тектоно-магматических проявлениях в южной части Днестровско-Прутского водораздельного плато. - Докл. АН СССР, 1956, 108, № 3, с. 16 - 20.

ПРЕДИСЛОВИЕ	3
КРАТКАЯ ИСТОРИЯ ИССЛЕДОВАНИЙ ВУЛКАНИЗМА НА УКРАИНЕ (Н. А. САВЧЕНКО)	6
ДАЙКОВЫЕ ПОРОДЫ УКРАИНСКОГО ШИТА (Л. Г. БЕРНАДСКАЯ, В. И. ДОЛГОВА)	17
Древнейшие платформенные дайковые породы (архей, нижний протерозой)	18
Дайковые породы среднего протерозоя	31
Дайковые породы верхнего протерозоя	40
Северо-западная часть Украинского щита	44
Центральная часть Украинского щита	54
Приазовская часть Украинского щита	57
Дайковые породы позднего докембрия	70
Палеозойские дайковые породы Украинского щита	72
ВУЛКАНОГЕННЫЕ ПОРОДЫ ПРИПЯТСКОГО ВАЛА И ЗАПАДНОГО СКЛОНА УКРАИНСКОГО ШИТА (Н. А. САВЧЕНКО)	92
Условия залегания вулканогенных и субвулканических образо- ваний Припятского вала и смежных территорий	92
Верхнерифейские образования	93
Вендские образования	109
Палеозойские осадочно-вулканогенные образования	133
Мезо-кайнозойские вулканогенные образования	145
Краткая петрографическая и петрохимическая характеристика вулканогенных пород	148
Породы трапповой формации	148
Возраст пород трапповой и щелочно-ультраосновной - щелочно- базальтоидной формаций	168

Возраст вулканогенных пород траповой формации	169
Возраст вулканогенных пород щелочно-ультраосновной - щелочно-базальтоидной формации	176
ДАЙКОВО-ВУЛКАНОГЕННЫЕ ПОРОДЫ ДОНБАССА (Н.В.БУТУРЛИНОВ)	178
Развитие магматизма в Донбассе	178
Волноватско-Еланчикский эффузивный комплекс ($D_2 - D_3$).	179
Петрографические особенности главных типов пород	180
Щелочно-базальтоидная серия	180
Трахибазальтовая серия	184
Петрохимические особенности пород	184
Толент-базальтовый эффузивный комплекс (D_3)	186
Геологические условия проявления толент-базальто- вого вулканизма	186
Ожно-Донбасский монкинит-монционит-плагнопорфировый комплекс ($P_1 - P_2$).	189
Петрографические особенности главных типов пород	189
Андезит-трахиандезитовый комплекс ($P_2 - T_1$).	193
Основные черты геологического строения	193
Миусский лампрофировый комплекс ($L_3 - K_1$)	194
Петрографические особенности главных типов пород	195
Петрохимические особенности пород	197
ВУЛКАНОГЕННЫЕ ПОРОДЫ ДНЕПРОВСКО-ДОНЕЦКОЙ ВПАДИНЫ (В.Н.БУ- ГАЕНКО)	199
Петрографическая характеристика пород	206
ВУЛКАНОГЕННЫЕ ПОРОДЫ ЗАПАДНОГО ПРИЧЕРНОМОРЬЯ (В.А.СЕМКА)	225
Петрохимическая классификация	227
ВУЛКАНОГЕННЫЕ ПОРОДЫ СТЕПНОГО (ПЛАТФОРМЕНННОГО) КРЫМА (В.Г.БОНДАРЕНКО, Л.Г.ПЛАХОТНЫЙ)	235
ЗАКЛЮЧЕНИЕ	241
СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ	246

Савченко Николай Андреевич, Бернадская Людмила Генриховна,
Долгова Валентина Израилевна, Бутурлинов Никодим Васильевич,
Бутаенко Владимир Николаевич, Семка Владимир Алексеевич,
Бондаренко Виктор Григорьевич, Плахотный Леонид Григорьевич

ПАЛЕОВУЛКАНИЗМ УКРАИНЫ

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

Редактор Л.К.Медникова
Оформление художника Г.М.Балона
Художественный редактор И.П.Савицкая
Технические редакторы И.Ю.Алексашина, Л.Н.Муравцева
Корректоры С.В. Лисицына, В.М. Лесникова

Информ. бланк № 6305

Подп. в печ. 08.06.84, БФ 26435. Формат 60x84/16. Бумага офс. № 1.
Офс. печ. Усл. печ.л. 15,11. Усл.кр.-отт. 15,64. Уч.-изд.л. 16,51.
Тираж 350 экз. Заказ 4-67. Цена 2р. 20к.

Издательство "Наукова думка". 252601 Киев 4, ул. Решина, 3.
Киевская книжная типография научной книги. 252004 Киев 4, ул. Ре-
шина, 4.