

Глава 6

БУГСКО-РОСИНСКИЙ БЛОК

Бугско-Росинский блок (минерагеническая область) вытянут в субмеридиональном направлении и своей северо-западной частью граничит с Волынским блоком по Чернобыльскому и Звиздаль-Залесскому глубинным разломам, а западной и юго-западной – с Подольским блоком по Звиздаль-Залесскому и Немовскому разломам. Восточной границей блока служит сложно построенная Ядлово-Трактемировско-Тальновская зона разломов, отделяющая его от Голованевской шовной зоны. В южном направлении структуры блока продолжаются за пределы УЩ (рис. 1).

Бугско-Росинский блок в геоструктурном отношении может быть отнесен к архону, ремобилизованному в палеопротерозое.

В строении кристаллического фундамента Бугско-Росинского блока участвуют два структурных этажа: нижний, сложенный гранулитовым и гранулит-диафторитовым комплексами палеоархея, и верхний, представленный амфиболит-гранитовым комплексом неоархея – палеопротерозоя [65, 66]. По особенностям распространения этих образований в пределах блока можно выделить северную, центральную и южную его части. На севере блока развиты метабазальтоиды росинско-тикичской серии неоархея (2700–2800 млн. лет), относящиеся к формации амфиболитов и роговообманковых гнейсов. Некоторые исследователи считают их реликтами пород зеленокаменных ассоциаций. При этом отмечается, что метаморфизм метабазальтоидов происходил в более высокой термодинамической обстановке, чем пород зеленосланцевой фации [41]. Кроме того, в северной части блока широко распространены гранитоиды, главным образом, гранодиориты и диориты звенигородского комплекса палеопротерозоя (2600–2500 млн. лет), развивающиеся частично в полях пород росинско-тикичской серии, вместе с которыми образуют амфиболит-гранитовый формационный комплекс. В составе комплекса выделяется амфиболит-гнейсовая ассоциация, кристаллосланцево-диоритовая и мигматит-плагиогранит-гранитовая формации [64–66].

В центральной части блока распространены гранитоиды ставищанского, уманского и гайсинского комплексов (2100–2000 млн. лет), относящиеся к диафторит-тоналит-диоритовой и диафторит-диорит-гранитовой плутоно-метаморфическим формациям. Среди диафторитованных метаморфических образований устанавливаются реликты кинцигитовой, эндербито-гнейсовой и лейкогранулитовой формаций [64–66]. В целом, метаморфизм пород этой части блока выше, чем северной. Развитые здесь формации образованы в условиях переходных от амфиболитовой к гранулитовой фации или соответствуют высоко-температурной части амфиболитовой фации.

На юге блока развиты породы днестровско-бугской серии и гайворонского комплекса палеоархея (3500–3400 млн. лет), по особенностям состава выделенные в среднебугский гранулитовый формационный комплекс [64–66]. Последний представлен рядом суперкрупных формаций: эндербито-гнейсовой, лейкогранитовой, высокоглиноземисто-кварцевой, мраморо-кальцифировой, кондалитовой и эвлизитовой, на большей части площади замещенных эндербитовой и гнейсово-аляскитовой плутоно-метаморфическими формациями. Складчатость пород гранулитового комплекса южной части Бугско-Росинского блока, в отличие от Подольского, более сложная, со структурами линейной, кольцевой, овалоподобной и неправильной формы. Гранулитовый метаморфизм характеризуется появлением минеральных ассоциаций высоких давлений, которые накладываются на ранние парагенезисы, сформированные в условиях умеренных давлений. Общая мощность гранулитового слоя (до предполагаемого гранулит-базитового уровня) меняется от 2–3 км на севере блока до 6–8 км на юге [51–53].

Мощность литосферы в пределах блока колеблется от 200 до 250 км в южной части [67–69]. Граница Мохо располагается на глубине от 40 до 65 км (рис. 2). В наиболее стабильных участках блока глубина до верхней крошки мантии составляет 45–47 км. В южной половине блока погружение границы Мохо отмечается в южном направлении. В центральной же части погружение границы Мохо фиксируется в виде ветвей северо-западного и северо-восточного простирания, обрамляющих, очевидно, наиболее древнюю часть блока.

Интенсивность теплового потока в центральной части блока составляет менее 30 мВт/м², в северной и южной – до 40 мВт/м² (рис. 3).

Для Бугско-Росинского блока характерно преимущественно положительное гравитационное поле (рис. 4). В центральной части его установлена положительная изометричная аномалия поля силы тяжести интенсивностью 30–40 мГл. В северной части блока положительное гравитационное поле осложнено Бориспольской отрицательной аномалией. Этот минимум соединяется на северо-западе с Коростенским региональным минимумом, обусловленным рапакиви-гранитным плутоном, а на юго-востоке через разрыв в полосе положительных аномалий Голованевского максимума – с Корсунь-Новомиргородским минимумом такой же природы. Можно предположить, что и Бориспольский минимум обусловлен наличием в кристаллическом фундаменте гранитоидов коростенского комплекса.

Для магнитного поля в пределах блока характерно мозаичное распределение аномалий поля T_a интенсивностью до +7000 нТл в южной части блока и + 500–2000 нТл в северной его части (рис. 5). По особенностям распределения гравитационного и магнитного полей в северной половине блока выделяется протолитогенная кольцевая структура I порядка (нуклеар) диаметром около 200 км, фиксирующая область развития метабазальтоидов росинско-тикичской серии неоархей, которые некоторые исследователи [41] относят к гранит-зеленокаменной ассоциации (рис. 6).

В северной части блока на структуры фундамента наложен ДДА девонского возраста. В узле сочленения Чернобыльского и Трактемировского разломов (Брагинский выступ) известны проявления щелочных-субщелочных базальтоидов верхнедевонского возраста.

Осадочный чехол в центральной части блока достигает мощности 100–150 м и представлен терригенными формациями мезо-кайнозойского возраста; в южной части блока, в пределах Причерноморской впадины, мощность чехла увеличивается до 1000–2000 м и в составе его отложений преобладают терригенные морские формации венд-фанерозойского возраста.

Несмотря на сочетание благоприятных факторов (архейский возраст консолидации фундамента, наличие гранит-зеленокаменных образований), многочисленные находки алмазов в неогеновых цирконий-менитовых россыпях и отложениях балтской свиты, целенаправленные поиски коренных источников алмазов здесь практически не проводились.

Это обусловлено тем, что в опробованных в 1966–1969 г.г. древнеаллювиальных отложениях IV террасы р. Днепр, прослеживающейся по долинам р.р. Рось и Россава, образованиях водноледниковых потоков, развитых вдоль современных рек Рось, Россава, Гнилой Тикич, Ольшанка и Тясмин, аллювиальных отложениях II и III надпойменных террас р.р. Рось, Ольшанка, Тясмин, Горный Тикич, а также отложений I надпойменной террасы р. Рось и в верховьях р. Тясмин минералы-спутники алмаза не обнаружены. Из палеогеновых отложений опробованию подвергнуты лишь породы бучакской свиты. В отобранных 4 крупнообъемных и 18 шлиховых пробах ни алмаз, ни его минералы-спутники не были обнаружены. Лишь в двух крупнообъемных пробах из песчаников полтавской свиты в верховьях р. Рось были установлены 15 мелких кристаллов алмаза. В шлиховых пробах из тех же отложений минералы-спутники алмаза не выявлены.

При более поздних работах (1970–1974 г.г.) в русловом аллювии р. Рось (на участке от устья р. Роська до устья р. Сквирка), ее правых (р.р. Молочная, Торец и Тарган) и левых (р.р. Кода, Березянка и Сквирка) притоков в 25% проб диагностированы пиропы в количестве от 1 до 8 зерен на шлих. В бассейне р. Роська пиропы встречены в 10% проб в количестве от 1 до 11 зерен на 20 л породы. В бассейне р. Рось впервые была установлена алмазоносность и пиропоносность среднеполтавских отложений, а также аллювия размывающих их рек. Из бучакских отложений этой территории отобрано 3 крупнообъемные пробы и в двух из них обнаружены пиропы: в одной – 2 зерна размером до 0,5 мм, в другой – 11 зерен, из которых 4 в классе – 1+0,5 мм и 7 – размером до 0,5 мм. Из среднеполтавских отложений отобрано 11 крупнообъем-

ных и 12 шлиховых проб. Пиропы в количестве от 1 до 24 зерен обнаружены в пяти крупнообъемных и трех шлиховых пробах (от 2 до 4 зерен на шлик). Почти все они находятся в классе $-1 +0,5$ мм. В одной из крупнообъемных проб ($13,4 \text{ м}^3$) среднеполтавских галечно-гравийно-песчаных отложений найдено пять кристаллов алмазов октаэдрического и кубического габитуса, бесцветных и желтоватых, величиной $0,2\text{--}0,3$ мм, люминесцирующих в УФЛ. Пиропы в кластических отложениях балтской свиты установлены в 75–80% шлиховых и крупнообъемных проб. Подавляющая часть их имеет размеры менее 0,5 мм (74% общего числа зерен), пиропы класса $-1 +0,5$ мм составляют 24%, а крупнее 1 мм – всего 1%. В двух крупнообъемных пробах найдены три бесцветных обломка кристаллов алмаза размером $0,2\text{--}0,3$ мм, люминесцирующих светло-желтым цветом.

В центральной части блока известны рутил-циркон-ильменитовые россыпные месторождения Зеленоярское и Тарасовское. Алмазоносность Зеленоярской россыпи установлена в 1964 г.: из пробы в 600 кг было выделено 155 кристаллов алмаза общим весом 3,55 мг, в 1966–1968 г.г. из технологических проб извлечено еще 247 алмазов. Средний вес одного зерна алмаза 0,023 мг, ориентировочное содержание алмазов в исходных песках $0,06 \text{ кар/м}^3$ (вес 1 м^3 принят равным 2,1 т) или $0,24 \text{ кар/т}$ тяжелой фракции.

Алмазоносность Тарасовской россыпи установлена в 1969–1970 г.г., когда в технологической пробе весом 800 кг было обнаружено 57 кристаллов алмаза.

Областью питания этих россыпей считается Бердичевское поднятие кристаллического фундамента Подольского блока. В связи с этим, а также слабой изученностью как магматизма, так и пиропоносности осадочных образований Бугско-Росинского блока здесь не выделяется район (ареал) вероятного кимберлитового магматизма. Перспективной для выявления коренных источников алмазов кимберлитового и лампроитового типов может быть северная часть блока, относящаяся к области сочленения УЩ и ДДА. Эта часть блока расположена в благоприятной для проявления глубинного магматизма «плечевой» части ДДА и приурочена к центру протолигитогенной кольцевой структуры (нуклеара), охватывающей область развития метабазальтоидов, предположительно относящихся к гранит-зеленокаменной ассоциации (рис. 6). Имеются сведения о наличии в северной части блока массивов ультраосновных пород (Чепиженский, Юровский и др.) с повышенной щелочностью, в том числе и калиевой специализации, возможно, представляющих собой предкимберлитовую стадию магматизма. Массивы сложены апотеридотитовыми серпентинитами, дунитами, лерцолитами, гарцбургитами и горнблендитами, химический состав которых приведен в табл. 17, имеют изометричную форму и фиксируются локальными магнитными аномалиями трубчатого типа интенсивностью от 200 до 500 нТл и размером до 200–250 м в поперечнике. Контакты с вмещающими гранитоидами резкие, в эндоконтактах массивов встречаются ксенолиты пород рамы. Хромшпинелиды из перидотитов Чепиженского массива имеют сравнительно высокую хромистость (Cr_2O_3 – 40–47%) и железистость (FeO – 25–28%, Fe_2O_3 – 11–18%), низкие глиноземистость (Al_2O_3 – 7–12%) и магнезиальность (MgO – 3–5%). Они несколько обогащены TiO_2 (0,3–0,8%) и MnO (0,3–0,5%), а также постоянно содержат примесь ZnO (0,1–0,6%) и NiO (0,07–0,18%).

В южной части блока, вблизи г. Гайворон, при проведении глубинного геологического картирования масштаба 1:50000 (Р.Н. Довгань и др., 1989 г.) выявлены слабо контрастные ореолы пиропов и хромшпинелидов в четвертичных и неогеновых отложениях. Среди них наибольший поисковый интерес представляют ореолы, установленные в отложениях среднесарматского подъяруса неогеновой системы и пространственно тяготеющие к локальным поднятиям кристаллического фундамента. Содержание пиропов в этих ореолах колеблется от 20–40 до 60–70 знаков на 20 л породы. Они представлены осколками и обломками более крупных зерен, не имеющими признаков изношенности. Размер большинства из них до 0,5 мм, но встречаются единичные обломки зерен размером 0,7 и $0,4 \times 1$ мм без признаков механического износа, на которых сохранились реликты первичной магматогенной поверхности.

По составу и колориметрическим параметрам среди изученных пиропов преобладают низко- и среднехромистые (Cr_2O_3 – 1–5%) разновидности лерцолитового и вебстеритового парагенезисов. Для большинства из них характерно повышенное содержание MgO (21–22%) и умеренное CaO (4–5%). Пироповый компонент часто составляет более 70% мол. и, кроме того, отмечается незначительная примесь кноррингитового компонента. Совместно с этими пиропами встречаются более высокохромистые (Cr_2O_3 – 6,3–9,3%) и более богатые кальцием (CaO – 5,2–6,4%) разновидности. Эти пиропы обогащены уваровитовым компонентом (до 16% мол.) и в меньшей мере кноррингитовым (до 10% мол.).

В небольшом количестве отмечаются также оранжевые гранаты эклогитового парагенезиса, отличающиеся низким содержанием Cr_2O_3 (0,01–0,2%) и MgO (9–16%) и высоким $\text{FeO}+\text{Fe}_2\text{O}_3$ (13–23%). По особенностям химизма их можно сопоставить с гранатами из магнезиальных и магнезиально-железистых эклогитов.

В ассоциации с пиропами в базальных горизонтах среднесарматских отложений встречаются хромшпинелиды в виде октаэров и их обломков размером менее 0,25 мм, содержание которых составляет от 10–20 до 40–50 зерен на пробу 20 л. По составу и физическим свойствам хромшпинелиды подразделяются на несколько разновидностей, формирующихся за счет продуктов разрушения разных коренных источников. Для наиболее часто встречающихся низко- и умереннохромистых разновидностей (Cr_2O_3 – 16–45%) материнскими породами были пироксениты, гарцбургиты, габбро-амфиболиты и другие породы основного состава, развитые в этой части блока. Источниками высокохромистых (Cr_2O_3 – 51–60%) хромшпинелидов с пониженной глиноземистостью (Al_2O_3 – 8–13%) и магнезиальностью (MgO – 4–12%), умеренной железистостью ($\text{FeO}+\text{Fe}_2\text{O}_3$ – 18–29%) и повышенной марганцовистостью (MnO – 0,6–1,2%) являлись дуниты. Несомненный поисковый интерес представляют находки высохромистых (Cr_2O_3 – 61,5–63,5%) и низкоглиноземистых (Al_2O_3 – 6–8%) и малотитанистых (TiO_2 <0,1%) хромитов. Содержание MgO в них составляет 7–8,8%, $\text{FeO}+\text{Fe}_2\text{O}_3$ – 20–23%. По составу они близки к хромитам алмазной ассоциации и встречаются совместно с наиболее высокохромистыми пиропами.

Учитывая это обстоятельство, а также архейский возраст стабилизации фундамента, южная часть Бугско-Росинского блока, примыкающая к Голованевской шовной зоне (западная часть Среднего Побужья), является перспективной для поисков коренных источников алмазов.

Бугско-Росинский блок отделяется от расположенного восточнее Кировоградского блока Голованевской шовной зоной (ГШЗ). Она прослеживается в субмеридиональном направлении почти через весь УЩ и имеет некоторые особенности геологического строения, сближающие ее с Бугско-Росинским блоком. Это сходство находит выражение, прежде всего, в характере гравитационного и магнитного полей (рис. 4, 5).

Западной границей ГШЗ служит Ядлово-Трактемировско-Тальновская, восточной – Первомайская зоны разломов мантийного заложения (рис. 1).

Внутреннее строение ГШЗ очень сложное за счет развитой в ее пределах системы диагональных (северо-западных и северо-восточных) разломов, расчленяющих фундамент на отдельные блоки высоких порядков. Эти блоки сложены, главным образом, ультраметаморфическими эндебритами гайвороновского комплекса палеоархея и гранитоидами побужского комплекса палеопротерозоя, с останцами кристаллосланцев, амфиболитов, кальцифиров, гнейсов и других вулканогенно-осадочных образований, метаморфизованных в условиях гранулитовой и иногда амфиболитовой фаций и относящихся к днестровско-бугской серии палеоархея и к бугской серии неоархея. Встречаются интрузивные тела гипербазитов капитановского и деренюхинского комплексов неоархея.

Кристаллический фундамент в пределах ГШЗ перекрыт, в основном, отложениями неогеновой и четвертичной систем. Палеоген сохранился только в палеодепрессиях и представлен континентальными песчано-глинистыми отложениями бучакской и обуховской свит общей мощностью до 40 м. Неоген сложен песчано-глинистыми и карбонатными породами среднесарматского подъяруса, толщей пестрых глин и песчано-глинистыми отложениями балтской свиты общей мощностью до 120 м. Отложения четвертичной системы представлены всеми генетическими типами – от ниже-среднечетвертичных эолово-делювиальных до верхнечетвертичных и современных элювиально-делювиальных, озерных и аллювиальных общей мощностью до 100 м.

В пределах ГШЗ фиксируется погружение верхней кромки мантии до 60–65 км, при этом поверхность Мохо имеет в плане сложную морфологию (рис. 2). Интенсивность теплового потока здесь составляет около 40 мВт/м² (рис. 3).

Для поля силы тяжести характерны повышенные значения (до +70 мГл), а аномалии локальной составляющей приобретают линейно-вытянутую форму с субмеридиональным, участками северо-западным простираем (рис. 4). Эти аномалии подчеркивают внутреннее структурно-тектоническое строение зоны. Предполагается, что Голованевский максимум силы тяжести обусловлен наличием мантийного диапира, верхняя кромка которого располагается на глубинах более 20 км. В магнитном поле над диапиром

наблюдаются зональные изометричные аномалии. Здесь выделяется Голованевская кольцевая структура II ранга (рис. 6).

В целом, магнитное поле шовной зоны отличается мозаичным распределением аномалий интенсивностью до +7000 нТл (рис. 5).

На первых этапах поисковых работ на алмазы центральная часть ГШЗ (территория Среднего Побужья) привлекала внимание как перспективная на коренные источники алмаза в связи с широким развитием здесь пород ультраосновного состава, а в более поздний период – в связи с находками алмаза и его минералов-спутников в бассейнах рек Синюха, Ятрань, Южный Буг (рис. 6).

В результате проведенных поисковых и геолого-съёмочных работ в южной и центральной частях ГШЗ установлена широкая зараженность базальных горизонтов неогеновых и четвертичных отложений пиропами и хромшпинелидами. Большинство зерен пиропов мелкие (до 0,5 мм), без признаков механического износа, на многих из них слабо развиты скульптуры гипергенного растворения, а в единичных случаях (у зерен класса -1 + 0,5 мм) сохраняются реликты первичных магматогенных поверхностей. Особенности морфологии зерен пиропов свидетельствуют о поступлении их в неогеновые и четвертичные отложения за счет разрушения местных коренных источников и их кор выветривания. Подавляющее большинство пиропов представлено низко- и среднехромистыми ($\text{Cr}_2\text{O}_3 < 5\%$) умереннокальциевыми разновидностями лерцолитового и вебстеритового парагенезисов графит-пироповой фации глубинности. Совместно с ними встречаются высокохромистые ($\text{Cr}_2\text{O}_3 - 6,0-11\%$) пиропы с содержанием CaO до 6,5%, обогащенные уваровитовым (до 16% мол.) и кноррингитовым (до 10% мол.) компонентами. В небольшом количестве отмечаются также гранаты эклогитового парагенезиса с низким содержанием Cr_2O_3 (0,01–0,17%) и MgO (8,7–16,9%) и высоким – FeO+Fe₂O₃ (12–25%), имеющие гроссуляр-альмандин-пироповый и гроссуляр-пироп-альмандиновый состав.

Хромшпинелиды встречаются значительно чаще и в большем количестве, чем пиропы, и обычно не несут признаков механического износа, что указывает на поступление их из местных коренных источников. По особенностям состава и свойств выделяются несколько их разновидностей, из которых поисковый интерес представляют хромшпинелиды мантийного типа, составляющие 60% всех изученных зерен, близкие по составу хромшпинелидам из альпинотипных гипербазитов и ксенолитов мантийных ультраосновных пород в кимберлитах. Для хромшпинелидов этой разновидности характерны широкие вариации содержания хрома и алюминия, низкие концентрации титана и трехвалентного железа. Низкое содержание трехвалентного железа указывает на восстановительные условия образования хромшпинелидов этого типа. Особый интерес среди них представляют наиболее высокохромистые ($\text{Cr}_2\text{O}_3 > 62\%$) низкоглиноземистые хромшпинелиды, рассматривающиеся как возможные парагенетические спутники алмаза. Они встречены в среднесарматских отложениях лишь на одном участке в ассоциации с наиболее высокохромистыми пиропами. Пространственное совпадение находок кноррингитсодержащих пиропов и хромитов алмазной ассоциации является одним из доказательств поступления их из единого коренного источника кимберлитового типа.

В приплотиковом аллювии р.р. Ятрань, Синюха, Ю.Буг и их притоков пироп встречается в количестве от 1–2 до 10–15 знаков на пробу весом 40–50 кг и только в отдельных локальных участках достигает 150–210 знаков. Размер большинства зерен до 0,5 мм, иногда до 1 мм. Пиропы в основной массе не несут признаков механического износа (неокатанные) и сохраняют скульптуры гипергенного растворения, что указывает на поступление их из местных источников питания. Цвет пиропов преимущественно розовый. Встречаются также зерна светло-красного, светло-малинового-красного, очень редко – сиреневого и светло-лилового, а в знаковых количествах – оранжевого цветов. По составу пиропы относятся к низкохромистым (Cr_2O_3 до 3,5%) умереннокальциевым (CaO – 4,1–5,5%) разновидностям и соответствуют пиропам лерцолитового парагенезиса. Пироп-альмандины эклогитового типа характеризуются низким содержанием Cr_2O_3 (0,1–0,3%), пониженной магнезиальностью (MgO – 14–19%) и повышенной железистостью (FeO – 8–13%). Пиропы сходны между собой и имеют, видимо, общий коренной источник кимберлитового типа. Среди хромшпинелидов из аллювия р. Ятрань обнаружены высокохромистые ($\text{Cr}_2\text{O}_3 - 62-66\%$) низкоглиноземистые ($\text{Al}_2\text{O}_3 - 5-9\%$) хромиты, однако они отличаются от хромитов алмазной ассоциации низким (< 10%) содержанием MgO. Поэтому рассматривать их как парагенетические спутники алмаза

можно только условно. В аллювии верхнего течения р. Ятрань выделен пикроильменит-хромшпинелид-пироповый ореол, заслуживающий дальнейшей детализации и мелкообъемного опробования.

В аллювии среднего течения р. Ятрань, в одной из шлиховых проб, Г.Г. Виноградовым встречен алмаз размером 1,3x1,1x0,4 мм и весом 0,9 мг. Он представляет собой обломок ($\frac{1}{3}$ часть) бесцветного кристалла переходной формы от октаэдра к ромбододекаэдру. На нем имеются следы механического износа. Алмаз люминесцирует в УФЛ синим цветом и принадлежит к наиболее распространенному в кимберлитах типу [46].

В приплотиковом аллювии среднего и нижнего течения р. Ятрань известны (Э.В. Мельничук и др.) находки мелких (0,2 мм) кристаллов алмаза кубического и октаэдрического габитуса желтовато-зеленоватого цвета, природа которых трактуется неоднозначно. Большинство исследователей считают их синтетическими и связывают с техногенным загрязнением проб. Другие рассматривают эти алмазы как природные образования метаморфогенного или кимберлитового типа. Третьи связывают их поступление из нетрадиционных коренных источников – коматиитов. Имеющиеся результаты изучения этих алмазов свидетельствуют о том, что они являются синтетическими образованиями и поискового значения не имеют.

В русловом аллювии нижнего течения р. Синюха, в с. Синюхин Брод, в 1952 г. Центральной экспедицией ВСЕГЕИ был обнаружен алмаз размером 2,8x2,2 мм весом 40,1 мг – один из самых крупных алмазов, известных на УЩ. Он представляет собой сросток бесцветных ламинарных октаэдров со сноповидной штриховкой. Некоторые из октаэдров sdвойникованы по шпинелевому закону. К сожалению, данные о наличии в крупнообъемной пробе из этого аллювия минералов-спутников отсутствуют.

Таким образом, в пределах ГШЗ известны находки алмазов и их минералов-спутников в четвертичных аллювиальных отложениях, а минералов-спутников, кроме того, в неогеновых (сарматских) отложениях. Приведенные данные позволяют относить ГШЗ к числу перспективных для выявления коренных источников алмазов кимберлит-лампроитового типа.

Глава 7

КИРОВОГРАДСКИЙ БЛОК

Кировоградский блок (минерагеническая область) граничит в западной части с Бугско-Росинским, отделяясь от него Голованевской шовной зоной. Восточной границей Кировоградского блока является Ингуло-Ингулецкая шовная зона (рис. 1). Эта шовная зона граничит с Кировоградским блоком по Западно-Ингулецкому разлому и с Приднепровским – по Криворожско-Кременчугскому и рассматривается нами в ранге мобильного пояса. Для нее характерно сложное тектоническое строение и развитие древних метавулканогенной (метаандезит-метабазальтовой) и метаосадочной формаций. Ингуло-Ингулецкая шовная зона практически не изучена на предмет алмазности.

Особенности геологического строения и истории развития Кировоградского блока позволяют отнести его к геоструктурам сквозного развития в течение архея и протерозоя (протоном), в которых в качестве отдельных блоков II–III порядка могут сохраняться ядра древней (архейской) стабилизации.

По геологическому строению кристаллического фундамента Кировоградский блок подобен Волынскому и также представляет собой двухэтажное сооружение. Образования нижнего структурного этажа установлены в западной части блока и представлены ингулецким комплексом неоархея (2900 млн. лет). В формационном отношении они принадлежат к гранулитовым комплексам.

Верхний структурный этаж сложен ингуло-ингулецкой серией палеопротерозоя (2400–2100 млн. лет), представленной метакarbonатно-терригенной (гнейсово-сланцевой) ассоциацией, главным образом, метапсаммито-карбонатной (флишовой метапесчаниковой) формацией мощностью более 4–6 км, зонально метаморфизованной в диапазоне от эпидот-амфиболитовой до гранулитовой фации [64–66]. Кроме того, широко распространены разнообразные по составу гранитоиды кировоградского и новоукраинского комплексов палеопротерозоя (2100–2000 млн. лет), вместе со стратифицированными образованиями составляющие ингуло-ингулецкий гранитно-гнейсо-сланцевый формационный комплекс. Общая мощность образований верхнего структурного этажа составляет 6–7 км [51, 53].

Характерным структурным элементом Кировоградского блока является Корсунь-Новомиргородский плутон, сложенный породами габбро-анортозитовой и рапакиви-гранитной формаций. Эти образования знаменуют, как и коростенский комплекс для Волынского блока, начало платформенного этапа развития Кировоградского блока. Время формирования гранитоидов корсунь-новомиргородского комплекса – 1800–1700 млн. лет.

Корсунь-Новомиргородский плутон, также как и Коростенский, обрамляется с запада и юга дайковыми полями и зонами, имеющими, главным образом, субширотную и северо-западную ориентировку. Дайки представлены диабазами, габбро-диабазами, субщелочными диабазами, камптонитами, пикритами и другими породами лампрофирового ряда мезо-неопротерозойского возраста. В районе г. Кировограда выявлены дайки кимберлитов, к югу от г. Черкасы – жилы и дайки лампроитов. Известны трубки и дайки лампрофиров палеозой-мезозойского возраста.

Для блока характерна максимальная в пределах УЩ мощность литосферы, достигающая 250 и более км [67–69]. Мощность земной коры здесь колеблется от 35 до 45 км, при этом, вдоль Криворожско-Кременчугского разлома, в Ингуло-Ингулецкой шовной зоне, трассируется субмеридиональное валообразное поднятие границы Мохо до 35 км (рис.2).

Интенсивность теплового потока в пределах блока составляет от 30 до 40 мВт/м², и лишь в Ингуло-Ингулецкой шовной зоне выделяется локальный «холодный» блок земной коры с тепловым потоком менее 30 мВт/м² (рис.3).

В поле силы тяжести в южной и восточной частях блока проявлены положительные аномалии интенсивностью до 10–30 мГл; при этом, повышение интенсивности поля в восточной части блока совпадает в плане с валообразным поднятием границы М по данным ГСЗ. В центральной части блока наблюдается изометричная отрицательная гравитационная аномалия интенсивностью до 25 мГл, которая обусловлена гранитоидами Корсунь-Новомиргородского плутона (рис. 4).

Для блока характерно, в основном, преобладание отрицательного магнитного поля Та интенсивностью от 0 до 1000 нТл, осложненного рядом локальных линейно-вытянутых положительных аномалий Та, обусловленных полями распространения амфиболовых сланцев и гнейсов (рис. 5). В пределах Ингуло-Ингулецкой шовной зоны магнитное поле положительное и образует линейно-вытянутые аномалии северо-северо-восточного и северо-западного простираний. Интенсивность поля достигает в отдельных аномалиях 7000 нТл, что обусловлено наличием пород железисто-кремнистой формации палеопротерозоя.

В пределах блока по геофизическим и геологическим данным кольцевых структур I порядка не выявлено.

Кристаллический фундамент блока повсеместно перекрыт осадочным чехлом. В центральной части блока последний сложен терригенными формациями мезо-кайнозойского возраста мощностью до 100–150 м. В южной части блока, в пределах Причерноморской впадины, его разрез представлен терригенными, вулканогенно-терригенными и карбонатными формациями палеозоя – кайнозоя общей мощностью до 1000–2000 м.

Осадочный чехол блока практически не изучался на алмаз и другие индикаторные минералы кимберлитов.

В центральной части Кировоградского блока, в области широкого развития даек, среди которых известны дайки кимберлитов и лампроитов протерозойского возраста, а также трубки и дайки лампрофиров палеозой-мезозойского возраста, выделен Центральный алмазоперспективный район (ареал) кимберлитового и лампроитового магматизма (рис. 6).

ЦЕНТРАЛЬНЫЙ РАЙОН

Район расположен в центральной части Кировоградского блока, где по геолого-геофизическим данным выделен ряд зон мантийно-коровых разломов, в том числе Лелековская – северо-западного, Кировоградская – меридионального и Субботско-Мошоринская – широтного направлений (рис. 1).

В пределах района мощность литосферы по геофизическим данным составляет 250 км [67–69]. Тепловой поток весьма неоднороден и колеблется от 35 до 45 мВт/м² (рис. 3). Глубинное строение района изучено достаточно полно, так как его территорию пересекают 5 профилей ГСЗ. Мощность консолидированной коры составляет от 40–45 до 62–65 км. Поверхность Мохо образует приподнятый блок, ограниченный с запада и востока двумя узкими желобообразными впадинами субмеридионального простирания, совпадающими с Голованевской и Ингуло-Ингулецкой шовными зонами (рис. 2). Отличительной особенностью приподнятого блока, по сравнению с другими блоками УЩ, является относительно пониженная скорость продольных упругих волн в толще консолидированной коры, не превышающая 7,2 км/с. В областях сочленения приподнятого блока с впадинами зафиксированы контрастно выраженные субвертикальные расслоения консолидированной коры. Аналогичные вертикальные расслоения наблюдаются и в центральной части района, в зоне развития Кировоградского глубинного разлома (геотраверс IV). Здесь внутрикоровые отражения в нижней части коры образуют серию наклонных отражающих площадок, а в верхней части коры достаточно уверенно прослеживается отражающая граница К₂, фиксирующая слабо-выраженное антиклинальное поднятие [68].

По результатам сейсмо-гравитационного моделирования в Центральном районе мощность «базальтового слоя» не превышает 5 км и лишь в области развития шовных зон достигает 30 км [59]. Центральная и южная части района по геологическим данным являются наиболее проницаемыми и насыщенными многочисленными дайками различного состава и возраста, что, с учетом мощности литосферы и особенностей строения консолидированной коры, позволяет прогнозировать развитие здесь мантийного магматизма.

В пределах района отмечается несколько этапов интрузивного магматизма (рис. 6). В палеопротерозое завершилось становление Новоукраинского гранитоидного массива, сложенного гранитами биотитовыми, среди которых встречаются тела гранодиоритов, диоритов, монцонитов, габбро-монцонитов и метасоматитов (альбититов, спилитов). Наиболее активно магматизм проявился в мезо-неопротерозое, в платформенную стадию развития УЩ. С этим этапом связано внедрение Корсунь-Новомиргородского плутона габбро-анортозитов и гранитов-рапакиви (мезопротерозой), а в южном и западном обрамлении его – многочисленных даек (мезо-неопротерозой), образующих ряд зон и полей. Дайки имеют, главным образом, субширотную и северо-западную ориентировку. По составу среди них преобладают диабазы и габбро-диабазы, в том числе субщелочного ряда. Довольно часто встречаются также дайки перидотитов, пироксенитов, пикритов, слюдистых пикритов, камптонитов и других лампрофировых пород. Химический состав даек приведен в таблице 17. В протоочных пробах пикритов установлены осколки зерен граната альмандинового ряда светло-розового и красно-розового цвета в количестве от единичных до 20–40 знаков размером не более 0,25 мм, хромшпинелиды, муассанит, рутил и графит.

В северной части района, вблизи Кировоградской зоны мантийных разломов, среди гранитоидов корсунь-новомиргородского комплекса скважинами вскрыты пологозалегающие маломощные (до 0,5 м) жилы псевдолейцитовых лампроитов неопротерозойского возраста (1370 млн. лет, К-Аг метод), являющихся метасоматически измененными аналогами лейцитовых лампроитов Западной Австралии (рис. 6). Породы сложены микропорфировыми выделениями лейцита, замещенного микроклином, и основной массой, состоящей из флогопита и щелочного амфибола. В петрохимическом отношении они характеризуются недосыщенностью SiO_2 , калиевым типом щелочности, относительно высокими титанистостью и железистостью (таблица 17) [29].

Южнее, вблизи г. Кировоград, в узле пересечения Кировоградской и Лелековской зон разломов, на Лелековском и Щорсовском участках обнаружены дайки кимберлитов слюдяного типа неалмазоносной фации мезопротерозойского возраста (рис. 6). Кимберлиты по химическому составу во многом близки к оливиновым лампроитам [136]. Минералы-спутники алмаза в них представлены преимущественно высокомагнезиальными хромшпинелидами; пироп, альмандин-пироп, хромдиопсид и пикроильменит встречаются очень редко. Приуроченность даек слюдяных кимберлитов, жил псевдолейцитовых лампроитов и большинства даек комагматичных им пород (пикритов, пикритовых порфиритов и др.) к Кировоградской зоне глубинных разломов дает основание прогнозировать здесь более широкое развитие кимберлитов. Кимберлитовые поля такого типа с жильными и дайковыми телами слюдяных кимберлитов, многие из которых алмазоносны, известны в северной части Якутии, Гвинее, Анголе, Лесото, Береге Слоновой Кости и в других районах [136]. Изучение ксенолитов глубинных пород из кимберлитов Лелековского и Щорсовского участков показало, что дифференцированная и достаточно хорошо деплетированная верхняя мантия этого района была интенсивно метасоматизирована в протерозое в период 1850–1800 млн. лет.

Таким образом, на основании имеющихся данных можно считать Центральный район перспективным для поисков новых тел кимберлитов и лампроитов преимущественно дайковой фации, в том числе алмазоносных [134, 137].

В центральной части района известны также лампрофировые трубки взрыва и дайки позднепалеозойского-раннемезозойского возраста, что позволяет предполагать наличие здесь и других магматитов того же возраста, возможно связанных с формированием ДДА (рис. 6). По химическому составу (табл. 18) эти породы (минетты, ровенскиты) имеют признаки сходства с лампроитами (повышенная щелочность, калиевая специализация и др.)

Для Центрального района характерно преимущественно отрицательное малоградиентное магнитное поле, осложненное локальными линейно-вытянутыми положительными аномалиями вдоль зон разломов и даек базитов (рис. 5). В его северной части фиксируется региональная отрицательная аномалия силы тяжести в редукции Буге, связанная с гранитоидами Корсунь-Новомиргородского плутона (рис. 4). В южной половине района интенсивность поля силы тяжести возрастает, образуя положительную область субмеридионального простирания, пространственно совпадающую с подъемом поверхности Мохо.

По геофизическим данным в пределах Центрального района выделяются кольцевые структуры второго и третьего рангов (рис. 6). Новоукраинская кольцевая структура диаметром около 60 км расположена в центральной части района, где известны дайки кимберлитов, трубки и дайки лампрофиров. Она связана,

возможно, с проявлением мантийного диапиризма. Другая структура того же ранга и размера – Черкасская – охватывает северную часть Корсунь-Новомиргородского плутона. В центральной части Новоукраинской структуры выделяется кольцевая структура III ранга, к которой тяготеют выявленные здесь тела лампрофиров. Некоторые из структур III ранга соответствуют массивам основных пород Корсунь-Новомиргородского плутона или сосредоточены вблизи зоны сочленения с ДДА. Здесь их контролирует Западно-Ингулецкая зона мантийных разломов. Особый интерес представляет Болтышская кольцевая структура III ранга, отвечающая одноименной впадине диаметром 25–30 км, традиционно считающейся импактной. Приуроченность Болтышской структуры к Кировоградской зоне мантийных разломов и пространственная связь с иными структурами III ранга явно магматического генезиса, позволяют отдать предпочтение предположению о ее вулcano-тектонической природе. Судя по мел-палеоценовому возрасту вулканитов Болтышской структуры, вдоль Кировоградского разлома неоднократно, начиная от позднего протерозоя до кайнозоя, проявлялись процессы тектоно-магматической активизации. С одним из первых этапов связано внедрение даек кимберлитов. Вполне можно допустить, что и в следующие этапы активизации в этой зоне был проявлен кимберлитовый магматизм.

Необходимо подчеркнуть, что в геолого-структурном отношении Центральный район близок к Северо-западному, что обусловлено общими чертами строения Кировоградского и Волынского блоков. В пределах обоих блоков поля развития даек северо-западного простирания фиксируют область растяжения земной коры мезопротерозойского этапа активизации УЩ, ограниченную зонами разломов того же простирания. Таковыми в пределах Волынского блока являются Центральная и Сарненско-Варваровская зоны разломов, а в пределах Кировоградского блока – Лелековская зона разломов, представляющая юго-восточное продолжение Центральной, и Сарненско-Варваровская. В области, расположенной между этими зонами разломов либо примыкающей к ним, размещено значительное количество интрузий основного-ультраосновного составов, в том числе и крупные массивы типа Букинского и Жубровичского, и большая часть кольцевых структур II – III ранга, выделенных в пределах Волынского, Бугско-Росинского и Кировоградского блоков. Эти данные позволяют высказать предположение о существовании здесь в палеопротерозое рифтогенной структуры северо-западного простирания, северо-западное окончание которой срезано мезопротерозойским Волино-Двинским подвижным поясом, а юго-восточное – Криворожско-Кременчугской зоной разломов (Житомирско-Николаевский палеорифт, рис. 1).

Осадочный чехол представлен, в основном, отложениями кайнозоя, северная же часть района, расположенная в области сочленения Украинского щита и ДДА, перекрыта толщей континентальных и морских образований мезозоя мощностью до 300 м. Здесь отмечаются карбонатно-терригенные породы триасовой системы, песчано-глинистые и карбонатные породы среднего отдела юрской системы. Но преимущественным развитием пользуются отложения меловой системы: аргиллиты и песчаники нижнего отдела, пески, мел и известняки сеноманского яруса верхнего отдела.

Значительно распространены, особенно в северной части района, отложения палеогеновой системы: пески и песчано-глинистые породы бучакской свиты; песчано-глинистые отложения киевской и обуховской свит эоцена, межигорской и берекской свит олигоцена общей мощностью до 100 м. Неогеновая система мощностью до 150 м представлена песчаными фациями новопетровской свиты миоцена, сменяющимися вверх по разрезу горизонтом пестрых глин миоцена, песками и песчано-глинистыми породами сарматского яруса миоцена. В южной части района, в области поднятия кристаллического фундамента, сложенного гранитоидами новоукраинского комплекса палеопротерозоя, отложения палеогена и неогена встречаются только в локальных депрессиях. Четвертичная система представлена всеми типами отложений – от ниже-среднечетвертичных эолово-делювиальных до верхнечетвертичных и современных элювиально-делювиальных, озерных и аллювиальных фаций суммарной мощностью до 50 м.

Изучение алмазности осадочного чехла в пределах Центрального района почти не проводилось. В 1967–1971 г. были отобраны валовые пробы из бучакских песков и отложений современного аллювия р. Ингул, однако индикаторные минералы кимберлитов в них не обнаружены.

Несмотря на отсутствие ореолов минералов-спутников алмаза в пределах Центрального района, наличие даек кимберлитов, кольцевых структур II ранга, активного разновозрастного магматизма позволяет выделить в его пределах Кировоградскую площадь, перспективную на обнаружение коренных источ-

ников алмазов. Здесь ожидается выявление алмазоносных даек протерозойского, а также трубок и даек палеозойского возраста кимберлитового и лампроитового состава.

КИРОВОГРАДСКАЯ ПЛОЩАДЬ

Эта площадь (12300 км²) расположена в пределах Центрального района Кировоградского блока, северной частью примыкающего к ДДА. Наличие кольцевых структур II и III ранга, выделенных по геофизическим данным, зон глубинных разломов ортогональной и северо-западной систем, узлов их пересечений и многочисленных оперяющих нарушений, широкое развитие разновозрастных даек, среди которых установлены пикриты и кимберлиты, позволяют рассматривать площадь в качестве перспективной на поиски коренных источников алмазов.

Состояние изученности

Целенаправленные поиски алмазов на Кировоградской площади до настоящего времени не проводились. При выполнении минералогического анализа шлиховых проб, отобранных из четвертичного аллювия и отложений бучакской, киевской, харьковской и полтавской свит палеогена-миоцена при геологосъемочных работах масштаба 1:200000 – 1:50000 и поисковых работах на титан, никель, бокситы, бурый уголь и другие полезные ископаемые, задача выявления и изучения минералов-спутников алмаза также не ставилась.

В 1977–1979 г.г. были проведены общие поиски алмазов в пределах Знаменско-Устиновского дайкового поля (А.И. Воробей и др.). Основанием для постановки работ явилось выявление при проведении геологосъемочных и поисковых работ маломощных (до 2,5 м) даек ультраосновных и основных пород эффузивного облика повышенной щелочности, в их числе трех тел слюдистых пикритов [79] и двух тел пикрито-базальтов. Поисковые работы заключались в шлиховом опробовании аллювия гидросети (346 проб) и обнажений песков кайнозойского осадочного чехла (222 пробы) в бассейне р. Ингул, а также в изучении интрузивных пород преимущественно ультраосновного состава по естественным обнажениям и керну скважин (95 проб весом до 1 кг, редко 2–4 кг). В результате минералогического анализа 568 шлиховых проб минералов-спутников алмаза обнаружено не было. Возможной причиной отрицательного результата этих работ является не отработанная на то время методика разделения шлихов в тяжелых жидкостях и концентрирования минералов-спутников алмаза.

На основании петрографических и геохимических исследований авторы выделили шесть комплексов магматических пород, три из которых – габбро-верлитовый, диабаз-пикрит-базальтовый и порфировый – сформированы в платформенный этап развития района. Породы неопротерозойского диабаз-пикрит-базальтового комплекса отнесены ими к субвулканической фации глубинности и к родственным (комагматичным) прогнозируемым здесь кимберлитам. В перидотитах перидотит-пироксенит-норитового и габбро-верлитового комплексов, пироксенитах габбро-верлитового комплекса и пикритовых порфиритах диабаз-пикрит-базальтового комплекса установлены хромиты, муассанит и, иногда, гранат альмандинового ряда [136].

При выполнении тематических работ в 1985–1987 г.г. (В.П. Филоненко, Ю.В. Гейко) в пределах площади были выявлены магматические породы, имеющие высокую степень сходства с кимберлитами и лампроитами по химическому составу. В частности, к кимберлитоподобным породам отнесены дайки пикритов, приуроченные к зоне Кировоградского разлома, вблизи северной окраины г. Кировограда (участок Кировоградский), а также дайки ультрабазитов восточной части площади, вблизи зоны Западно-Ингулецкого разлома (участок Верблюжский), и северо-западной части площади, в Субботско-Мошоринской зоне разломов (участок Субботский). Как лампроитоподобные образования рассматривались трубки и дайки лампрофиров типа минетт (участок Ровненский). Севернее этой территории, в пределах той же Кировоградской зоны мантийных разломов, среди гранитоидов корсунь-новомиргородского комплекса, установлены пологозалегающие маломощные (до 0,5 м) жилы псевдолейцитовых лампроитов неопротерозойского возраста (1370 млн. лет), являющихся метаморфизованными аналогами лейцитовых лам-

проитов Западной Австралии (участок Южно-Черкасский). Все названные участки рекомендованы как перспективные для выявления тел кимберлитов и лампроитов.

В 1995–1997 г.г. в результате поисково-ревизионных работ, проведенных ГРГП «Кировгеология» (Н.Н. Кирьянов, Н.А. Мосейчук и др.) установлены дайки кимберлитов в пределах Кировоградского участка, в узле пересечения Кировоградской и Лелековской зон глубинных разломов (Лелековский, Щорсовский и Оситнянский участки). Эти кимберлиты детально изучены в ИГМР НАН Украины (С.Н. Цымбал, С.Г. Кривдик) и в УкрГИМРе (А.И. Чашка и др.).

В 1997 г. сотрудниками УкрГИМРа (А.И. Чашка и др.), ГРГП «Кировгеология» (Н.Н. Кирьянов, Н.А. Мосейчук и др.), Львовского университета (Ю.И. Федоришин) проанализирован и обобщен фактический материал по Кировоградской площади и составлен ряд карт масштаба 1:50000 с элементами прогноза коренной алмазоносности.

Особенности геологического строения

В структурном отношении Кировоградская площадь охватывает три блока II порядка: Новоукраинский, сложенный интрузивными образованиями новоукраинского комплекса палеопротерозоя и корсунь-новомиргородского комплекса мезопротерозоя; Братский и Ингульский, в пределах которых развиты метаморфические породы ингуло-ингулецкой серии и ультраметаморфические гранитоиды кировоградского комплекса палеопротерозоя. Блоки разделены Кировоградской и Звенигородско-Братской зонами глубинных разломов (рис. 36). Звенигородско-Братская зона разломов имеет северо-западное простирание и фиксируется максимальными значениями градиентов поля силы тяжести, а в остаточном гравитационном и магнитном полях – по наличию линейно-вытянутых положительных максимумов. Согласно данным МОВ ОГТ падение зоны восточное – под углами 50–70°. Мощность зоны тектоно-метасоматической проработки составляет 5–7 км. Характерная особенность зоны – проявление дислокационного метаморфизма зеленосланцевой фации и щелочного метасоматоза с образованием альбититов. Кировоградская зона разломов прослеживается в субмеридиональном направлении в виде системы протяженных (до десятков километров) разрывных нарушений, сопровождающихся катаклизмом, милонитизацией, гидротермально-метасоматическими изменениями кристаллических пород. Согласно глубинным геолого-геофизическим разрезам, составленным с учетом результатов сейсморазведочных работ, влияние этой зоны разломов, судя по смещению раздела Мохоровичича, ощущается в низах земной коры [67–69]. Кировоградская зона разломов фиксируется областью высоких градиентов гравитационного поля в редукции Буге, линейными локальными минимумами поля силы тяжести, а также цепочками слабоинтенсивных максимумов магнитного поля. В пределах этой зоны, по данным тектоно-физических исследований [59], выделяется до 20 этапов деформаций земной коры, происходивших в интервале 2,3–1,8 млрд. лет и завершившихся формированием эшелонированных сколов с доминирующим меридиональным направлением (азимут СВ 3°). В тепловом поле зона выражена полосой максимумов теплового потока с превышением над фоном в 10–20 мВт/м², что указывает на современную активизацию зоны.

В пределах площади выделены кольцевые структуры: Новоукраинская и Болтышская – II ранга, Кировоградская, Корсунь-Новомиргородская и Знаменская – III ранга и несколько структур более высоких рангов, а также малые интрузии и дайки различного состава и возраста (рис. 36).

Братский блок II порядка расположен в крайней западной части Кировоградской площади и граничит с Новоукраинским блоком с востока по Звенигородско-Братской зоне глубинных разломов (рис. 36). В геологическом строении кристаллического фундамента принимают участие, главным образом, ультраметаморфические гранитоиды кировоградского комплекса палеопротерозоя (2100 млн. лет), субстратом для которых являлись гнейсы и кристаллосланцы каменнокоостоватской и рощаховской свит ингуло-ингулецкой серии (2300–2200 млн. лет). Останцы последних имеют северо-западное простирание, совпадающее с направлением складчатости блока. К Звенигородско-Братской зоне разломов приурочены дайки диабазов преимущественно северо-западной ориентировки.

Братский блок отличается от остальных блоков наиболее пестрой структурной морфологией физических полей, что обусловлено четкой дифференциацией пород по физическим свойствам (рис. 37, 38). Породы ингуло-ингулецкой серии хорошо картируются в поле локальных аномалий силы тяжести высо-

контрастными линейными максимумами интенсивностью до 5–6 мГл субмеридионального и северо-западного простирания. Гранитоидам кировоградского комплекса соответствуют овальные и изометричные минимумы интенсивностью до 5 мГл (рис. 37).

Магнитное поле этого блока слабо дифференцированное; выделяются протяженные линейные магнитные аномалии интенсивностью 100–200 нТл, обусловленные меланократовыми пирротинсодержащими разновидностями гнейсов и телами амфиболитов, а также несколько интенсивных аномалий (1000–2000 нТл), вызванных магнетитсодержащими мигматитами (рис. 38).

Ингуло-ингулецкая серия. Каменнокоставатская свита. Сложена преимущественно гиперстен-биотитовыми гнейсами с прослоями и пачками гнейсов (биотитовых, гранат-силлиманит-кордиерит-биотитовых, графит-биотитовых, амфиболовых, амфибол-биотитовых), амфиболитов и кальцифиров. Амфиболиты образуют пачки и согласные прослои среди гнейсов или тела неправильной формы и ксенолиты в аплитовидных гранитах и их мигматитах. Большинство разновидностей гнейсов и амфиболитов имеют вулканогенное происхождение и относятся к метаандезит-метабазальтовой формации. Общая мощность их достигает 1,5 км.

Рощаховская свита. Образования свиты имеют широкое распространение и отличаются низкой интенсивностью магнитного поля, обусловленного составом гнейсов, представленных гранат-биотитовыми, кордиерит-гранат-биотитовыми, кордиерит-биотитовыми, графит-биотитовыми и графит-гранат-биотитовыми разновидностями с магнитной восприимчивостью до 20×10^{-5} ед. СИ. В гнейсах иногда встречаются будины и маломощные (до 0,4 м) будинированные прослои диопсидовых гнейсов и кристаллосланцев.

Кировоградский ультраметаморфический комплекс развит на 60% площади Братского блока, где представлен плагиомигматитами пироксен- и амфибол-биотитовыми, плагиомигматитами и плагиогранитами гранат-биотитовыми, биотитовыми порфиробластическими. В гравитационном поле породам этого комплекса соответствуют минимумы силы тяжести интенсивностью 2,5–5 мГл изометричной либо вытянутой формы. В магнитном поле они не проявляются, за исключением тел магнетитсодержащих плагиогранитов и плагиомигматитов, установленных в южной части площади.

Дайковый комплекс. В Братском блоке выделяется один – мезопротерозойский – этап внедрения даек диабазов, имеющих преимущественно северо-западное простирание и выраженных в магнитном поле узкими линейно-вытянутыми аномалиями интенсивностью 100–200 нТл. В гравитационном поле дайки не фиксируются из-за незначительной их мощности. Слагающие их породы характеризуются высокими магнитной восприимчивостью (в среднем 2740×10^{-5} ед. СИ) и плотностью (в среднем $2,81 \text{ г/см}^3$).

Новоукраинский блок II порядка представляет собой антиклинорий с центральным осевым поднятием. Он занимает центральную часть Кировоградской площади. Западной границей блока служит Звенигородско-Братская, восточной – Кировоградская зоны глубинных разломов (рис. 36). В центральной части блока расположен одноименный интрузивный массив трахитоидных гранитов, диоритов и субщелочных-щелочных пород основного и среднего составов, в северной – Корсунь-Новомиргородский габбро-анортосит-рапакиви-гранитный плутон. В пределах блока развиты дайки мезопротерозойского возраста, в южной его части – трубки и дайки лампрофиров палеозойского возраста.

Новоукраинскому блоку соответствует наибольший в пределах УЩ региональный (Кировоградский) минимум силы тяжести интенсивностью 40 мГл, имеющий изометричную форму, характерную для куполовидных структур. В магнитном поле ему отвечает область пониженных значений ΔT_a по сравнению с сопредельными Ингульским и Братским блоками (рис. 37, 38). В гравитационном и магнитном полях этого блока выделяются три кольцевые структуры: Новоукраинская (II ранга), Кировоградская и Корсунь-Новомиргородская (III ранга).

Новоукраинский комплекс развит в пределах одноименного массива. Центральная часть массива сложена монцонитами и пироксен-биотитовыми гранитами, периферическая – крупно- и мелкопорфиробластическими трахитоидными гранитами.

Монцониты картируются в виде разрозненных тел среди гиперстен-биотитовых гранитов. Граниты биотитовые трахитоидные принимают наиболее широкое участие в строении Новоукраинского массива. Основные особенности гранитов: резкое преобладание микроклина над плагиоклазом, постоянное присутствие биотита и граната, порфиробластическая структура, причем количество порфиробластов полевых шпатов обычно составляет 50–70% объема породы, трахитоидная текстура.

Граниты представлены, в основном, неплотными и немагнитными разновидностями. Исключение составляют лишь пироксен-биотитовые граниты и монцониты, обуславливающие сложную мозаичную структуру магнитного поля Новоукраинского массива, в пределах которого фиксируются Новоукраинская (II ранга) и Кировоградская (III ранга) кольцевые структуры. Им соответствует в плане региональный минимум силы тяжести, с эпицентром которого совпадает Кировоградская кольцевая структура. Новоукраинская структура диаметром около 40 км характеризуется преимущественно положительными аномалиями магнитного поля интенсивностью 100–500 нТл, образующими кольцевидные структуры более высокого порядка, фиксирующиеся в гравитационном поле локальными максимумами интенсивностью 2–2,5 мГл линейной и дугообразной формы. По периферии Новоукраинская структура окаймляется локальными минимумами силы тяжести интенсивностью до 3 мГл. Кировоградская структура имеющая около 25 км в поперечнике, отличается слабо дифференцированным магнитным полем интенсивностью от -20 нТл до +20 нТл, на фоне которого выделяются локальные максимумы интенсивностью 100–200 нТл, обусловленные отдельными телами пироксен-биотитовых гранитов и монцонитов.

Корсунь-новомиргородский комплекс представлен рапакивиподобными гранитами, гранитами рапакиви, габбро-норитами, габбро-анортозитами, анортозитами и монцонитами, слагающими Корсунь-Новомиргородский плутон, южное окончание которого расположено в северо-западной части Кировоградской площади. Габбро и габбро-нориты, благодаря высокой плотности, образуют в поле локальных аномалий силы тяжести ряд высококонтрастных максимумов до 6 мГл, которые локализуются в плане в виде кольцевой структуры III ранга диаметром около 20 км. Центральная часть этой структуры, сложенная анортозитами и габбро-анортозитами, выделяется в гравитационном поле локальным минимумом интенсивностью до 3 мГл, внешняя представлена гранитами рапакиви, обуславливающими локальные линейные минимумы интенсивностью до 5 мГл. Магнитное поле в пределах этой структуры слабо дифференцированное, мозаичное.

Граниты рапакиви и рапакивиподобные граниты образуют внешнюю зону западного окончания Корсунь-Новомиргородского плутона. Характер контактов гранитов рапакиви с вмещающими породами тектонический, лишь на отдельных участках интрузивный. Габбро-монцониты, монцониты и кварцевые монцониты развиты в виде небольших тел в зоне контакта основных пород с гранитами и выделяются в магнитном поле узкими полосами локализованных максимумов ΔT_a интенсивностью до 100 нТл. Анортозиты слагают преимущественно центральную часть плутона.

Мезопротерозойский дайковый комплекс в пределах Новоукраинского блока представлен габбро, габбро-диабазам, диабазам и лампрофирами (рис. 36).

В северной части Новоукраинского массива известны трещинные интрузии метаморфизированного габбро и габбро-норитов мощностью от 200 до 1000 м. Они фиксируются в магнитном поле линейно-вытянутыми положительными аномалиями, занимающими секущее положение по отношению к структурному плану гранитоидов новоукраинского комплекса.

Дайки диабазов и габбро-диабазов широко распространены на Кировоградской площади. Они образуют вертикальные и крутопадающие тела мощностью от нескольких десятков сантиметров до 15 м и протяженностью до 2 км и более, приуроченные к зонам разломов и сопровождающим их трещинам северо-западного (310–340°) и субширотного (редко) направлений. Диабазы от габбро-диабазов отличаются, главным образом, по структурно-текстурным особенностям: для первых характерна офитовая мелкозернистая, часто порфировая структура, для вторых – габбро-офитовая среднезернистая и габбровая. Диабазы и габбро-диабазы характеризуются высокой магнитной восприимчивостью (до 3350×10^{-5} ед. СИ) и значительной плотностью (2,85 г/см³). В связи с малой мощностью в поле силы тяжести дайки не выделяются, а в магнитном поле четко фиксируются положительными линейными аномалиями различной интенсивности.

Лампрофиры слагают несколько сближенных даек в северной и южной частях Новоукраинского массива. К этим образованиям отнесены разновидности, представляющие собой, в основном, меланократовые породы с порфировым обликом железо-магнезиальных минералов и весьма разнообразной по составу основной массой, имеющей тонкозернистую структуру, часто интенсивно измененную наложенными процессами.

Палеозойские магматические образования. В центральной части Новоукраинского массива известны своеобразные породы типа минетт, слагающие несколько разных по морфологии тел. Они впервые выявлены Г.А. Нудельманом при геологической съемке масштаба 1:50 000 (рис. 36). Дальнейшими работами установлено, что лампрофирами сложены многофазные интрузии, приуроченные к узлу пересечения разломов северо-восточного и северо-западного направлений, внедрение которых произошло в интервале 350–190 млн. лет (К-Аг метод). Интрузии выделяются цепочкой своеобразных магнитных аномалий, в которых интенсивность сопредельных минимумов в 3–5 раз превышает интенсивность максимумов, и расположены в зоне их градиентов. Такая структура магнитного поля свойственна горным породам с обратной намагниченностью и является уникальной не только для Новоукраинского массива, но и для Украинского щита в целом. В пределах участка известны два штока овальной формы размером 200х300 м и пять более мелких, которые, вероятно, являются их апофизами. Штоки, скорее всего, представляют собой многоактные трубки взрыва, периферическая часть которых выполнена эруптивными брекчиями, а центральная – лампрофирами типа минетт.

Эруптивные брекчии состоят из обломков пород величиной от 1–2 до 30–50 см, представленных, главным образом, несколькими структурно-текстурными разновидностями минетт и вмещающих гранитоидов. Кроме того, наблюдаются мелкие осколки гранитоидного материала в виде зерен кварца, полевых шпатов и их сростков. Количество обломков вмещающих пород резко увеличивается в эндоконтактах. Они сцементированы минеттой, содержащей мелкие (0,5–1 мм) обломки пород основного или ультраосновного состава, состоящие из вкрапленников темноцветных минералов, замещенных гидрослюдистоглинистым агрегатом, и основной массы, полностью замещенной рудным веществом. Внутренняя часть штоков сложена минеттой, состоящей из вкрапленников биотита (40%), ортоклаза (до 10%), щелочного амфибола и диопсид-авгита (2–5%). Основная масса имеет микролитовую структуру и состоит из субидиоморфных индивидов калиевого полевого шпата, мелких чешуек биотита, зерен кварца (8–10%) и альбита. Аксессуары представлены апатитом, сфеном, рутилом, цирконом, магнетитом и сульфидами. По соотношению важнейших петрогенных компонентов – суммы щелочей (8,8–9,5%) с резко выраженным преобладанием K_2O (7–8,2%) над Na_2O (0,63–2,4%), отношениям глинозема к кальцию, окисного железа к закисному – минетты близки к лампроитам. Однако, низкие содержания MgO и высокие – SiO_2 не позволяют отнести эти образования к лампроитовой серии. В то же время минетты могут представлять интерес как породы, ассоциирующие с кимберлитовыми трубками (штат Колорадо, США) [37].

Г.М. Яценко с соавторами выделили эти породы под названием «ровненскиты» – по месту их нахождения (с. Ровное Новоукраинского района Кировоградской области) и отнесли к ровненскитовой алмазоносной формации [149–151]. По данным этих исследователей, породы содержат хромдиопсид, гранаты разного состава, циркон, ильменит, рутил, корунд, дистен, муассанит, самородную медь и др.; отмечается несколько генераций апатита, барит, карбонаты, а также вторичные сульфиды и золото. Характерно присутствие некогерентных элементов. Авторы приходят к выводу, что кимберлиты и ровненскиты (минетты), будучи эксплозивными формациями, связаны, с точки зрения алмазоносности, парагенетически; их роднит повышенная щелочность, набор порообразующих и аксессуарных минералов, находящихся в разных количественных соотношениях, присутствие некогерентных элементов [149–151].

Ингульский блок II порядка занимает восточную часть Кировоградской площади. Он отделен от Новоукраинского блока Кировоградской зоной глубинных разломов (рис. 36). Блок сложен образованиями палеопротерозоя: гнейсами чечелевской и спасовской свит ингуло-ингулецкой серии и гранитоидами кировоградского комплекса, прорванными многочисленными и разнообразными по составу дайками мезо- и неопротерозойского возраста. В северной части блока выделены Знаменская и Болтышская кольцевые структуры III ранга диаметром около 20 км, приуроченные к Кировоградской зоне разломов (рис. 36).

Ингуло-ингулецкая серия. Чечелевская свита. Породы этой свиты наиболее широко развиты на всей площади блока, слагают синклинальные структуры и представлены гнейсами и кристаллосланцами биотитовыми, нередко гранатсодержащими, с прослоями амфиболовых, биотит-кордиеритовых и силлиманит-кордиеритовых гнейсов. Им соответствует слабо дифференцированное знакопеременное поле локальных аномалий силы тяжести интенсивностью от – 1,0 до +1,0 мГл; в магнитном поле они почти не проявляются.

Спасовская свита обычно слагает крылья синклиналей. В её составе преобладают гнейсы и кристаллосланцы биотит-двупироксеновые, биотит-амфибол-двупироксеновые, нередко магнетитсодержащие. Среди них встречаются прослои биотитовых, графит-биотитовых и кордиерит-биотитовых гнейсов, а также амфиболитов. В магнитном поле они картируются обычно линейными локальными слабоконтрастными максимумами, совпадающими с локальными максимумами поля силы тяжести.

Кировоградский ультраметаморфический комплекс представлен гранитами порфировидными, гранитами и мигматитами биотитовыми, гранитами и мигматитами двуслюдяными, гранитами биотитовыми порфировидными чернокварцевыми и гранитами двупироксен-амфибол-биотитовыми. В гравитационном поле этим породам отвечают преимущественно изометричные и линейно-вытянутые максимумы.

В северной части Ингульского блока, в области развития гранитоидов кировоградского комплекса с останцами гнейсов ингуло-ингулецкой серии, в магнитном поле выделяется Знаменская кольцевая структура III ранга диаметром около 20 км, приуроченная к узлу пересечения ортогональных зон разломов – Кировоградской и Субботско-Мошоринской. Структура оконтурена по морфологии магнитного поля, характеризующегося относительно повышенными значениями по сравнению с фоновыми (на 50–60 нТл). В ее пределах в магнитном поле обособляются две структуры более высокого порядка, картируемые максимумами кольцевой формы невысокой интенсивности (10–30 нТл).

Мезо-неопротерозойский дайковый комплекс. Широко распространенные в южном обрамлении Корсунь-Новомиргородского плутона дайки образуют так называемое Знаменско-Устиновское поле. В его пределах известно больше 200 даек мощностью от 1–5 м до 10–15 м, а иногда до 30 м и протяженностью от десятков метров до 45 км. Дайки имеют субширотное, северо-западное, редко северо-восточное простирание, согласное с основными зонами разломов (рис. 36). Около 90% даек сложены породами основного состава (диабазы, габбро-диабазы) и 10% приходится на другие разновидности – щелочные габброиды (камptonиты), ультрабазиты (пикриты, кимберлиты) и лампрофиры.

Дайки диабазов, габбро-диабазов и лампрофиров по структурно-текстурным особенностям и составу не отличаются от таковых, выявленных в пределах Братского и Новоукраинского блоков. Камptonиты слагают восемь довольно протяженных даек мощностью 5–15 м, имеющих дифференцированное строение. В центральной части их наблюдаются средне-крупнопорфировые породы с массивной текстурой, к зальбандам зернистость пород уменьшается, появляются афанитовые и миндалекаменные разновидности. В эндоконтактной зоне встречаются полевошпатовые обособления и прожилки. Камptonиты состоят из бурой роговой обманки (10–20%), пироксена (50–60%), биотита (10–15%), плагиоклаза (8–10%), титаномагнетита (6–7%), магнетита, пирита и апатита. В периферических частях даек возрастает содержание плагиоклаза (альбита), ошелоченного амфибола и биотита, встречаются карбонат, эпидот, хлорит, иногда микроклин.

В пределах Знаменско-Устиновского дайкового поля различными исследователями выделялось от 7 до 15 даек пикритов, среди которых отмечались слюдистые разновидности [136]. Мощность их составляет в большинстве случаев 0,2–0,5 м, реже 1–2,5 м и, очень редко, от 3,5–4 до 7–9 м. Породы имеют массивную, нередко миндалекаменную текстуру и мелкопорфировую структуру. Вкрапленники представлены псевдоморфозами по оливину (25–35%, реже до 37–40% породы), изредка пироксеном (до 5%), частично или полностью замещенным агрегатом вторичных минералов, а в слюдистых разновидностях – биотитом (до 20%). Основная масса состоит из пироксена (5–10%, иногда до 25–40%), коричневатой бурой роговой обманки (5–12%), а также биотита, развивающегося по пироксену и роговой обманке. Эти минералы вместе с зернами магнетита, титаномагнетита, реже ильменита погружены в тонко- или мелкочешуйчатый хлорит-карбонатный мезостази.

Почти повсеместно в основной массе в переменных количествах (от 5–7 до 10%) наблюдаются округлые и овальные миндалины размером 1–5х4 мм, выполненные хлоритом, карбонатом и иногда альбитом. У некоторых разновидностей отмечается брекчиевидная текстура основной массы, где карбонат-актинолит-хлоритовый агрегат цементирует обломки породы, замещенной тем же агрегатом и содержащей реликтовые зерна измененных темноцветных минералов. В протоочных пробах пикритов установлены зерна граната альмандинового ряда светло-розового и красно-розового цвета в количестве от единичных до 20–40 знаков размером до 0,25 мм. Кроме того, отмечаются единичные зерна хромшпинелидов, рутила, графита, а также муассанита размером 0,1–0,4 мм.

Максимальное количество дайковых тел установлено в узлах пересечений Кировоградской (меридиональной), Субботско-Мошоринской (широтной) и Лелековской (северо-западной) зон глубинных разломов. Здесь на площади 10 км² установлены 33 дайки пикритов, 10 – диабазов и 3 сиенит-порфиров (лампрофиров). А.И. Воробей высказал предположение о существовании в этой области крупной вулканотектонической структуры, корневыми частями которой (подводящими каналами) и являются дайковые образования (рис. 36). Большая часть даек пикритов имеет субмеридиональное простирание, диабазов – субширотное и лампрофиров – северо-западное. В.П. Филоненко и Ю.В. Гейко (1987 г.) отмечали высокую степень сходства химического состава даек пикритов и кимберлитов, особенно слюдистых пикритов, вскрытых скважинами №736 и №1366.

На двух участках – Лелековском (1985 г.) и Щорсовском (1970г.), удаленных друг от друга на 6 км, ГРГП «Кировгеология» установлены дайки кимберлитов. А.П. Никольский эти породы на Щорсовском участке изначально диагностировал как кимберлитоподобные [79], на Лелековском – как слюдяные пикритовые порфириты [80]. По рекомендации Н.Н. Кирьянова и В.Ю. Чернова (1995–1997 г.г.) скважины, вскрывшие эти образования, были продублированы многоствольными наклонными скважинами 4095 и 4097, которые пересекли дайки на глубинах 240–403 (Лелековский участок) и 133–385 м (Щорсовский участок). По результатам минералого-петрографических исследований породы были отнесены к семейству кимберлитов; их называли железистыми кимберлитами (А. П. Бобриевич), слюдяными кимберлитами (Н. Н. Кирьянов, С. Н. Цымбал, С. Г. Кривдик и др. [54, 137]) и кимберлитами лампрофирового типа (О. Н. Тарасюк, А. И. Чашка и др. [119, 142]).

Дайки кимберлитов, представленные сближенными крутопадающими телами стволовой мощностью от 0,8 до 18,2 м, приурочены к зоне Лелековского глубинного разлома и имеют согласное с ней северо-западное простирание (рис. 36). Главными пороодообразующими минералами кимберлитов являются оливин и флогопит, иногда наблюдается тетраферрифлогопит. Вкрапленники оливина величиной 4–5 мм полностью замещены серпентином и другими вторичными продуктами. Содержание вкрапленников оливина достигает 20–35 %, а общее его количество колеблется от 50 до 80 %. Флогопит образует тонкочешуйчатые выделения размером до 4 мм, частично замещенные хлоритом и рудными минералами. Основная масса кимберлитов мелкозернистая, порфировидная, флогопит-серпентин-карбонатного состава с примесью рудного минерала.

Кимберлиты Лелековского и Щорсовского участков относятся к слюдяному типу и по минеральному составу среди них выделяют флогопит-оливиновые (резко преобладают) и диопсид-флогопит-оливиновые разновидности.

Кимберлиты каждой разновидности имеют свои петро- и геохимические особенности. Все они характеризуются повышенной железистостью ($\text{FeO} + \text{Fe}_2\text{O}_3$ до 14%) и титанистостью (TiO_2 – 2,0–4,5%), содержание K_2O в них варьирует от 0,4 до 4,0%, а P_2O_5 – от 0,2 до 1,0% и больше (табл. 19, 20, [137]). По соотношению $\text{K}_2\text{O}/\text{TiO}_2$ флогопит-оливиновые кимберлиты соответствуют кимберлитам группы IB, а наиболее магнезиальные их разновидности – кимберлитам группы IA Юж. Африки. Высокслюдистые кимберлиты с диопсидом, рихтеритом и такситовым кальцитом по этому показателю близки к оливиновым лампроитам Зап. Австралии.

Кимберлиты имеют специфический набор когерентных и некогерентных элементов-примесей (С.Н. Цымбал, С.Г. Кривдик и др., 2003). В зависимости от особенностей минерального состава содержание этих элементов колеблется в пределах (г/т): Cr – 800–3300; Ni – 20–190; Co – 30–100; V – 50–190; Zn – 5–160; Cu – 5–110; Nb – 170–385; Zr – 70–500; Ba – 25–6050; Sr – 60–4625; Rb – 15–290; Y – 5–60; Th – 5–50; U – 1–20; Pb – 15–20; Ta – 2–20; Ga – 2–30; Hf – 2–15; PЗЭ – 510–1470. Отмечается увеличение концентраций Nb, Zr, Rb, Sr, Ba, Th, Ta и легких PЗЭ в направлении от флогопит-оливиновых кимберлитов к диопсид-флогопитовым с такситовым кальцитом, рихтеритом и апатитом.

По величине отношений Zr/Nb (0,3–1,9) кимберлиты Лелековского и Щорсовского проявлений близки к кимберлитам группы I Юж. Африки и к кимберлитам Коиду Зап. Африки, а по величине отношений La/Nb (0,5–1,2) и Ce/Y (13–30) – к кимберлитам группы II Юж. Африки. Отличительной геохимической особенностью этих кимберлитов является обогащение U, Th и легкими лантаноидами. Концентрация последних в них часто сопоставима с таковой в кимберлитах Коиду и лампроитах Австралии.

Таблица 19
Химический состав кимберлитов Лелековского участка (в % мас.)
(по данным [134])

№ анализа	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Cr ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	FeO	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	P ₂ O ₅	SO ₃	CO ₂	H ₂ O ⁺	H ₂ O ⁻	п.п.п	S	Сумма
1	33,37	1,98	6,96	0,21	2,06	5,02	0,35	15,55	14,30	0,10	0,30	0,49	0,36	13,87	4,41	0,08	-	-	99,41
2	34,78	2,03	4,45	-	2,21	3,73	0,16	16,20	17,87	0,15	0,12	0,95	0,35	12,87	-	-	-	-	95,89
3	34,95	1,87	2,21	0,21	2,31	3,89	0,20	15,27	16,89	0,12	0,10	1,26	0,58	14,37	3,59	0,26	-	-	98,08
4	35,06	1,35	3,99	0,31	7,94	2,22	0,15	24,28	9,74	0,27	1,48	0,10	0,18	3,54	8,21	1,10	-	-	99,99
5	35,48	1,03	3,17	0,45	7,51	1,73	0,14	24,86	8,64	0,28	1,09	0,90	0,29	3,51	8,54	1,98	-	-	99,73
6	36,40	1,77	5,05	0,31	9,40	2,77	0,16	21,80	9,04	0,26	2,02	0,19	0,12	2,35	6,40	1,92	-	-	100,13
7	37,49	1,20	3,24	0,36	7,41	1,95	0,14	19,22	13,72	0,22	0,36	0,74	0,11	9,01	4,50	0,09	-	-	99,86
8	32,71	1,93	6,29	0,28	11,22	2,37	0,17	20,31	11,22	0,27	2,40	0,33	0,14	4,40	5,39	0,67	-	-	100,14
9	39,46	0,08	2,36	2,08	4,38	3,23	0,09	24,04	5,94	0,23	0,11	0,03	0,45	2,23	9,35	6,51	-	-	100,57
10	35,72	2,54	4,07	0,22	6,01	5,39	0,14	22,77	7,96	0,29	1,81	0,09	0,15	3,66	6,51	2,35	-	-	99,68
11	39,82	1,62	3,40	0,18	2,95	4,85	0,11	20,76	13,32	0,14	0,86	0,05	0,18	8,45	3,86	0,04	-	-	100,59
12	30,40	2,30	4,08	0,18	12,22	1,25	0,15	20,86	11,58	0,23	2,05	0,04	0,32	8,01	5,48	1,53	-	-	100,68
13	37,83	0,15	1,16	0,55	3,22	1,95	0,09	26,78	8,70	0,16	0,15	0,02	0,43	4,90	9,29	4,34	-	-	99,72
14	34,26	2,89	3,19	0,14	9,87	1,25	0,14	24,89	8,67	0,17	1,49	0,09	0,16	4,61	6,15	1,89	-	-	99,86
15	35,10	2,19	3,44	0,15	4,00	5,33	0,12	18,52	15,05	0,17	0,19	0,06	0,13	8,56	5,99	0,14	-	-	99,14
16	31,95	2,53	3,73	0,15	4,01	5,33	0,21	21,91	13,17	0,25	0,30	0,06	0,26	6,92	9,46	0,14	-	-	100,38
17	41,39	0,14	1,22	0,27	3,63	3,18	0,07	30,11	3,56	0,27	0,13	0,01	0,19	0,99	11,22	4,38	-	-	100,76
18	33,85	3,67	7,29	0,08	6,26	4,91	0,24	22,56	6,37	0,25	3,46	0,68	0,03	5,02	-	0,44	4,40	-	99,51
19	34,60	4,58	4,98	0,11	7,84	6,15	0,35	22,85	4,51	0,45	2,90	0,35	0,03	6,74	-	0,16	1,50	-	98,1
20	30,82	3,51	5,08	0,10	3,85	6,44	0,28	18,98	11,48	0,27	2,08	0,32	0,45	6,91	-	0,70	7,96	-	99,23
21	35,69	3,93	7,62	0,12	6,26	6,97	0,25	21,84	3,89	0,48	3,98	0,40	-	не опр	-	0,42	7,59	0,09	99,53
22	39,29	3,36	4,86	0,08	5,80	6,22	0,35	21,82	6,61	0,20	1,50	0,24	-	5,02	-	0,20	4,55	0,05	100,15
23	33,48	1,96	1,47	0,09	7,26	4,72	0,19	26,40	6,12	0,12	0,44	0,98	-	не опр	-	0,44	15,86	-	99,53
24	34,85	2,66	4,96	0,10	6,68	5,15	0,31	24,28	5,29	0,20	2,48	0,26	-	4,01	-	0,79	7,68	0,09	99,79
25	47,86	0,94	2,56	0,33	2,70	4,58	0,20	26,12	4,64	0,45	0,40	0,13	-	5,63	-	0,02	3,82	0,03	100,41
26	33,96	3,13	2,75	0,10	6,29	5,29	0,55	19,35	12,43	0,36	0,70	0,41	-	12,46	-	0,00	1,87	0,08	99,73
27	34,96	3,33	4,82	0,11	4,67	5,86	0,50	19,52	10,34	0,27	0,80	0,38	-	11,54	-	0,20	2,33	0,02	99,65
28	33,94	3,23	4,06	0,11	5,52	6,29	0,53	19,69	10,89	0,27	0,80	0,48	-	12,65	-	0,02	1,49	0,02	99,99
29	36034	2036	2,31	0,10	7,33	5,29	0,26	22,21	9,14	0,20	0,80	0,85	-	6,85	-	0,75	4,69	0,15	99,63

Анализ геохимических данных показывает, что кимберлиты Кировоградского блока образовались в результате частичного плавления ультраосновных пород верхней мантии, обогащенных такими несовместимыми элементами как Nb, Zr, Ta, Hf, U, Th, РЗЭ. Кимберлитообразованию предшествовал интенсивный глубинный метасоматоз пород верхней мантии.

В кимберлитах Лелековского и Щорсовского участков часто встречаются ксенолиты глубинных пород и обломки слагающих их минералов, а также изредка обломки минералов коровых пород. Глубинные ксенолиты представлены, главным образом, дунитами и хромшпинелевыми перидотитами гарцбургитового и лерцолитового состава, реже встречаются высокоглиноземистые ультрабазиты (ортопироксениты?) и гранатовые эклогитоподобные породы [134, 137].

Ксенокристаллы оливина имеют обычно неправильную или овальную форму. Часто очертание их обломков напоминает субидиоморфные мегакристаллы. Они почти всегда полностью серпентинизированы, карбонатизированы и оталькованы, что не позволило изучить их химический состав. Обломочный характер ксенокристаллов свидетельствует о том, что они попали в кимберлиты в результате дезинтеграции глубинных существенно оливиновых пород.

Хромшпинелиды встречаются в виде мелких (< 1 мм) обломков зерен, первоначально представляющих собой ксеноморфные выделения. По химическому составу (рис. 39) ксеногенных хромшпинелидов можно заключить, что они образуют непрерывный ряд: пикотит-алюмохромпикотит-хромпикотит-алюмохромит-хромит. Содержание Cr_2O_3 колеблется от 13 до 50 %. Это высокомагнезиальные ($\text{MgO} - 13-21\%$), низкожелезистые ($\text{FeO} - 7-14$, $\text{Fe}_2\text{O}_3 - 0-5\%$) разновидности. Содержание Al_2O_3 в них изменяется от 17 до 55 % и находится в обратной зависимости с содержанием Cr_2O_3 . Примесь MnO составляет 0,1–0,2% и лишь иногда возрастает до 0,3 %. Среди хромшпинелидов преобладают низкотитанистые разновидности ($\text{TiO}_2 < 0,3$, очень редко – до 0,6 %). Особенности химического состава ксеногенных хромшпинелидов указывают на то, что их кристаллизация происходила в восстановительных условиях из высокомагнезиального расплава при медленном его остывании. Большая их часть по составу соответствует аксессуарным хромшпинелидам из ксенолитов дунитов и перидотитов, установленных в кимберлитах Лелековского и Щорсовского участков. Редкие магнезиохромиты с содержанием $\text{Cr}_2\text{O}_3 > 50\%$ можно считать (с учетом единичных находок пиропы) продуктами дезинтеграции перидотитов графит-пироповой фации глубинности [134, 137].

Пироп встречается крайне редко, представлен среднехромистой ($\text{Cr}_2\text{O}_3 - 3,7\%$), умереннокальцевой ($\text{CaO} - 6\%$) разновидностью. Расчетным путем в нём установлены пироповый (67 %), алмандиновый (14,5%), андрадитовый (7%), уваровитовый (8,5%) и кноррингитовый (2 %) компоненты. Материнскими породами для него были пироповые лерцолиты графит-пироповой фации глубинности [134, 137].

Гранаты гроссуляр-альмандин-пиропового состава развиты в кимберлитах ограниченно. Иногда на их зернах сохраняются реликты келифитовых кайм. Размер зерен достигает 1 мм; цвет розовато-оранжевый. По химическому составу они идентичны магнезиально-железистому гранату из эклогитоподобной породы, ксенолит которой найден в кимберлитах Лелековского участка.

Кимберлиты преобразованы поздне- и постмагматическими процессами, в связи с чем их первичный состав претерпел существенные изменения. Они характеризуются высокой концентрацией несовместимых элементов, и по петро- и геохимическим особенностям близки, с одной стороны, к слюдяным кимберлитам, а с другой – к оливиновым лампроитам [134, 137].

Возраст их составляет 1800 млн. лет (определен по флогопиту К-Аг методом). Из пород ультраосновного состава, наряду с кимберлитами, в пределах участков распространены дайки пикритов.

Осадочный чехол в пределах Кировоградской площади сложен кайнозойскими отложениями, которые распространены повсеместно, за исключением долин и балок, где на склонах и в тальвегах прослеживаются выходы кристаллических пород и их коры выветривания.

Палеогеновая система. Отложения этого возраста сохранились в пределах депрессий фундамента. Здесь они представлены континентальными осадками русловой и пойменной фаций бучакской свиты среднего эоцена, осадками сравнительно глубоководных и мелководных фаций киевской, обуховской и межигорской свит харьковской серии. Общая мощность их колеблется от 15–20 до 50 м.

Неогеновая система. Отложения этой системы распространены на значительно большей площади, чем палеогеновой, и представлены песками, песчанистыми глинами и в меньшей мере песчаниками ниж-

него-среднего миоцена (новопетровская свита), толщей пестрых глин верхнего миоцена – нижнего плиоцена, разнотекстурными кварцевыми песками и глинами плиоцена. Суммарная мощность их составляет 20–50 м.

Отложения четвертичной системы плащеобразно перекрывают породы палеогеновой и неогеновой систем, а также докембрийского кристаллического основания, отсутствуя лишь на небольших участках склонов речных долин и балок. Мощность их составляет, в среднем, 20–25 м. На Кировоградской площади развиты нижнечетвертичные золово-делювиальные и элювиальные отложения, среднечетвертичные золово-делювиальные отложения днепровского горизонта, средне-верхнечетвертичные нерасчлененные отложения, верхнечетвертичные золово-делювиальные и аллювиальные отложения, современные аллювиальные, аллювиально-делювиальные, аллювиально-озерные отложения. По литологическому составу преобладают суглинки, лессовидные суглинки и супеси; пески наиболее развиты среди аллювиальных отложений.

Как уже отмечалось, изучение алмазоносности осадочного чехла в пределах площади почти не проводилось. По данным Н.Н. Кирьянова и др. (ГРГП «Кировгеология»), в брекчированных отложениях палеогенового возраста, выполняющих депрессии кристаллического фундамента, выявлены хромшпинелиды и хромсодержащие пироксены, однако их принадлежность к кимберлитам не доказана. В пробе весом 48,3 кг, отобранной из отложений этого возраста вблизи даек кимберлитов, установлен алмаз в виде бесцветного обломка октаэдра величиной 0,3х0,18 мм. В ультрафиолетовых лучах он люминисцирует оранжево-желтым цветом средней интенсивности. По данным А.И. Чашки (Укр ГИМР) генезис алмаза кимберлитовый.

Перспективные участки Кировоградской площади

Необходимо подчеркнуть, что изученность этой площади в отношении коренной алмазоносности очень слабая. Она расположена в пределах Кировоградского блока палеопротерозойской стабилизации фундамента, относящегося к протону; в связи с чем в пределах блока и, соответственно, площади возможно проявление как кимберлитового, так и лампроитового магматизма, в том числе и алмазоносной фации. Подтверждением тому являются установленные за пределами площади жилы псевдолейцитовых лампроитов, приуроченные к северной части Кировоградского разлома, вблизи зоны сочленения УЩ и ДДА [29], сходство состава кимберлитов Лелековского и Щорсовского проявлений, с одной стороны, с кимберлитами, с другой – с лампроитами, трубки и дайки лампроитоподобных минетт (ровненскитов), выявленных в центральной части Новоукраинского массива. Изотопный возраст, определенный калий-аргоновым методом, составляет: кимберлитов – 1800 млн. лет, псевдолейцитовых лампроитов – 1370 млн. лет, минетт (ровненскитов) – 350–190 млн. лет. Это позволяет выделить в пределах площади три этапа кимберлит-лампроитового магматизма: мезопротерозойский, неопротерозойско-рифейский и палеозойский. Предполагается, что кимберлиты и лампроиты первого и второго этапов будут представлены дайками (в связи с глубоким эрозионным срезом), а третьего (палеозойского) – небольшими по размерам трубками и дайками (подобно минеттам Ровненского проявления и кимберлитам Приазовья).

Участок Ровненский расположен в центральной части Новоукраинской кольцевой структуры II ранга, установленной по геофизическим данным в пределах одноименного массива (рис. 36). Некоторые исследователи связывают эту структуру с мантийным диапиром, размещенным на глубине около 120 км [59, 84]. По её периметру выявлены три кольцевые структуры более высоких порядков диаметром 5–15 км, подобные установленным по геофизическим данным в пределах Петровско-Кумачовского кимберлитового поля Восточно-Приазовского района (рис. 40). В центральной части Новоукраинской структуры уже известны трубки и дайки лампроитоподобных лампрофиров (минетт, ровненскитов) палеозойского возраста, дайки пикритов и многочисленные дайки диабазов, имеющие северо-западное и северо-восточное простирание. В пределах этой части структуры, насыщенной разновозрастными магматическими образованиями, возможно выявление трубок и даек кимберлитов и лампроитов палеозойского возраста.

Кировоградский участок находится в узле пересечения Кировоградской, Субботско-Мошоринской и Лелековской зон разломов, в области максимальной концентрации дайковых образований, в том числе пикритов и кимберлитов (рис. 36).

По геофизическим данным, субмеридиональная Кировоградская зона разломов, круто падающих на восток, длительное время служила путями проникновения основной и субщелочной магм, о чем свидетельствуют дайки соответствующего состава и простирания. В этапы платформенной активизации образовались секущие разломы субширотного и северо-западного направлений, с которыми связаны дайки диабазов, пикритов, камптонитов, лампрофиров и кимберлитов мезо-неопротерозойского возраста. Не исключена вероятность обнаружения здесь продуктов магматизма палеозойского и даже мезо-кайнозойского возраста, на что указывает наличие приуроченной к Кировоградской зоне разломов Болтышской (вулcano-тектонической, взрывной?) структуры мел-палеогенового возраста (88 млн. лет), в пределах которой активно проявилась эксплозивная деятельность [20, 33]. Относительно происхождения Болтышской структуры существует и другая гипотеза, согласно которой она является метеоритным кратером и представляет поисковый интерес на импактные алмазы [21, 22, 23]. Болтышская структура имеет диаметр 22 км и глубину 600 м, в центральной ее части наблюдается поднятие высотой до 150 м и около 5 км в поперечнике. Эффузивные (?) породы, залегающие непосредственно на брекчированных породах фундамента в виде кольца шириной до 6 км и мощностью до 240 м, представляют собой, по мнению ряда исследователей, типичные псевдотахилиты, возникшие вследствие ударного разогрева и плавления. В гравитационном поле Болтышская структура проявляется в виде изометричного минимума силы тяжести интенсивностью около 10 мГл, на фоне которого в её центральной части наблюдается локальный максимум, соответствующий центральному поднятию. По периферии максимум окаймляется цепочкой кольцеобразных локальных минимумов интенсивностью до 5 мГл, которым в плане соответствуют локальные минимумы магнитного поля. В 35 км к востоку от Болтышской расположена Зеленогайская структура предположительно взрывного генезиса диаметром около 4 км. В гравитационном поле структуре соответствует овальный локальный минимум интенсивностью до 3 мГл, в магнитном поле она не выражена.

Приуроченность даек кимберлитов и пикритов к Кировоградской зоне разломов мантийного заложения дает основание прогнозировать здесь кимберлитовое поле линейного типа, вытянутое вдоль этого разлома [137]. В кимберлитовых полях такого типа (Якутия, Гвинея, Сьерра-Леоне, Ангола, Лесото, Берег Слоновой Кости и др.) широко развиты жилы и дайки кимберлитов, многие из которых алмазоносны. Они часто ассоциируют с жилами и дайками родственных пород – пикритов, альнеитов, лампроитов, минетт и карбонатитов, содержащих иногда алмазы. Характерным минералом даек кимберлитов является пикроильменит, пироп отмечается редко или вовсе отсутствует.

Еще один перспективный участок – **Верблюжский** – расположен в восточной части Ингульского блока, на восточном фланге Знаменско-Устиновского дайкового поля, вблизи Западно-Ингулецкой зоны глубинных разломов (рис. 36). Участок выделен на основании идентификации по химическому составу выявленных здесь ультрабазитов с кимберлитами (В.П. Филоненко и Ю.В. Гейко, 1987 г.).

Тело ультрабазитов, судя по линейно-вытянутой положительной магнитной аномалии интенсивностью до 40 нТл, имеет дайкообразную форму. Вмещающие его породы представлены биотитовыми и пироксен-биотитовыми гнейсами ингуло-ингулецкой серии. Дайка перидотита, установленная на глубине 53,0–77,5 м, имеет северо-западное простирание (322°–328°) и контролируется Лелековской зоной разломов. Перидотит состоит из оливина (30%), пироксена (60%), титанистой роговой обманки (керсутит) (1–5%), флогопита (3–4%), магнетита (3%), ильменита (редкие зерна), пирита и халькопирита (1,5–2,5%), апатита (до 2%), циркона (редкие зерна), сфена (до 0,5%). В протоочных пробах перидотита установлены знаки хромита и гранатов. Возраст перидотита (определен К-Аг методом по породе, данные В.П. Брянского, 1972 г.) составляет 1800 млн. лет, т.е. он одновозрастный с кимберлитами, дайки которых приурочены к Лелековской зоне разломов.

Вполне обоснованным представляется выделение Лелековской зоны разломов как кимберлитоконтролирующей структуры. При этом наиболее перспективны для выявления кимберлитов и лампроитов – узлы пересечения её с зонами разломов ортогональной системы. Именно в такой структурно-тектонической позиции находятся Кировоградский и Верблюжский участки.

Необходимо отметить некоторые общие черты геологического строения Кировоградской и Новоград-Волынской площадей, что, по-видимому, объясняется размещением их в блоках (Кировоградском и Волынском), близких в геоструктурном и геологическом плане. Магматические породы Кировоградской площади, в том числе и дайки, выявлены и сравнительно хорошо изучены благодаря проводившимся в

пределах Знаменско-Устиновского поля поисковым работам на уран, силикатные никелевые руды и другие полезные ископаемые, сопровождавшимся большими объемами бурения. В результате, прежде всего, этих работ были обнаружены здесь тела кимберлитов, пикритов и лампроитов. На основании сходства геологического строения и структурно-тектонической позиции площадей можно предполагать, что близкий по возрасту кимберлитовый магматизм проявился и в пределах Новоград-Волынской площади. Кроме того, при проведении в пределах Кировоградской площади пироповой съемки, также как и на Новоград-Волынской площади, возможно выявление ореолов индикаторных минералов кимберлитов, которые позволят локализовать участки поисковых работ. Однако нужно иметь в виду, что в кимберлитах Лелековского и Щорсовского участков пиропы встречаются очень редко. В значительно больших количествах в них содержатся хромшпинелиды. Эти их особенности необходимо учитывать при проведении шлиховой съемки. Для обеих площадей трудно решаемой задачей остается разбраковка локальных магнитных аномалий и выбор их для заверки бурением. Высоко- и среднеинтенсивные магнитные аномалии трубчатого и линейного типа чаще всего бывают связаны с телами основных и ультраосновных пород, ксенолитами магнетитсодержащих гнейсов и кристаллосланцев, а в пределах Кировоградской площади, кроме того, с зонами альбитизации и магнетит-пирротиновой или урановой минерализации. Дайки кимберлитов, пикритов и других родственных пород в связи с небольшой их мощностью не выделяются на картах магнитного поля масштаба 1:10000. Выявление подобных даек и небольших по размерам трубок, которым на общем высоком фоне могут отвечать слабоконтрастные аномалии, возможно на основе высокоточных магнитометрических съемок масштаба 1:2000 – 1:5000 в комплексе с высокоточными электро-гравиразведочными исследованиями. Эти факторы существенно усложняют методику поисковых работ на алмазы в пределах указанных площадей по сравнению с Якутской и другими алмазоносными провинциями.

Глава 8

ПРИДНЕПРОВСКИЙ БЛОК

Приднепровский блок (минерагеническая область), как объект прогнозирования I ранга, считается рядом исследователей (А.В. Синицын, Е.Б. Глевасский, Н.П. Щербак и др.) одним из наиболее перспективных для поисков коренных месторождений алмазов.

Северо-западной границей его с Ингуло-Ингулецкой шовной зоной служит Криворожско-Кременчугский разлом мантийного заложения, восточной – Орехово-Павлоградский мантийный разлом. В северном и южном направлениях блок прослеживается за пределы УЩ (рис. 1). Орехово-Павлоградская и Ингуло-Ингулецкая шовные зоны являются подвижными поясами, не перспективными для выявления алмазоносных кимберлитов.

Приднепровский блок по времени стабилизации фундамента является самым древним на УЩ. Он соответствует понятию «классического» архона и, согласно правилу Клиффорда, наиболее перспективен на коренные источники алмаза.

По особенностям строения, возрастной последовательности проявления вулканизма, гранитоидного магматизма, метаморфизма и других эндогенных процессов этот блок имеет определенное сходство с архейским кратоном Слейв на Канадском щите (Н.П. Щербак и др., 2003). Для обоих кратонов характерно то, что после стабилизации в архее они не подвергались существенной тектоно-термальной переработке в протерозое и фанерозое. Платформенный глубинный магматизм щелочно-ультраосновного и щелочно-базальтоидного состава ограниченно проявился только в зоне сочленения Приднепровского блока с ДДА, а интенсивный метасоматоз – в зонах глубинных разломов в его западной части в период 1800 млн. лет.

Приднепровский блок представляет собой типичную гранит-зеленокаменную область мезоархейского возраста площадью около 3000 км² [3].

Преобладающая часть блока сложена мигматитами, гранито-гнейсами и гранитами днепропетровского комплекса мезоархей (древнее 3200 млн. лет), которые вместе с локально развитыми амфиболитами и гнейсами аульской серии, а также эндебритами и базит-ультрабазитами славгородского комплекса палеоархей (3400 млн. лет) составляют нижний структурный этаж [65, 66, 145, 146]. Соответственно, в составе нижнего этажа выделяются два формационных комплекса: славгородский гранулит-диафорит-гранитовый и аульский амфиболит-гранитовый. Мощность аульского комплекса предположительно составляет 5–6 км [66].

Верхний структурный этаж представлен метавулканогенными и метавулканогенно-осадочными образованиями неоархей – конкской (3150–3050 млн. лет) и белозерской (3050–2900 млн. лет) серий и тепловской толщи (2800 млн. лет), а также метавулканогенно-осадочными породами криворожской серии палеопротерозоя (2500–2200 млн. лет) [65, 66, 145, 146]. Породы конкской серии относятся к среднеприднепровскому зеленокаменному формационному комплексу, в составе которого выделяются формационные ряды четырех типов: дацит-андезит-толеитовый, коматиит-толеитовый, джеспилит-толеитовый и риолит-дацитовый [3]. Близкие по составу породы белозерской серии, тепловской толщи и криворожской серии объединены в криворожско-белозерский метавулканогенно-терригенно-хемогенный железисто-кремнистый формационный комплекс, содержащий четыре формации: сланцевую псефито-псаммитовую, коматиитовую, джеспилит-кремнисто-сланцевую и углеродисто-алевропсаммитовую [3]. Максимальная мощность криворожско-белозерского комплекса превышает 8 км [66]. К верхнему структурному этажу относятся также послезеленокаменные гранитоиды тоналит-трондьемитового состава сурского комплекса (3140 млн. лет), гранитоиды гранодиорит-гранитового состава саксаганского и demuринского комплексов (3000–2900 млн. лет), нормальные граниты мокромосковского и токовского комплексов (2800 млн. лет) и

базит-ультрабазиты девладовского и александровского комплексов (2800 млн. лет) [65, 66, 145, 146]. Для гранитоидов сурского комплекса устанавливается тесная связь с зеленокаменными образованиями [3].

Взаимоотношения нижнего (существенно гранитоидного) и верхнего (метавулканогенно-осадочного) структурных этажей, сочетание синклинальных зеленокаменных структур и разделяющих их куполообразных и валоподобных поднятий создают характерный структурный парагенезис зеленокаменных областей [3].

Западная часть Приднепровского блока, особенно в области влияния Криворожско-Кременчугской зоны мантийных разломов, насыщена базит-ультрабазитами дайковой фации. Дайки относятся к двум комплексам – мезопротерозойскому и неопротерозойскому и образуют ряд зон северо-западного, субмеридионального и субширотного простиранья.

По данным ГСЗ мощность литосферы в пределах блока составляет от 150 до 200 км и лишь на юге блока уменьшается до 100 км. Поверхность Мохо представлена линейно-вытянутым в субмеридиональном направлении валообразным поднятием в центральной части блока глубиной до 32 км, которое ограничено с востока и запада ровоподобными понижениями границы Мохо до глубины 65 км на западе и 52 км на востоке. Эти углубления поверхности Мохо в плане соответствуют тектоническим границам блока (рис. 2).

Интенсивность теплового потока увеличивается от 30 мВт/м² в западной части блока до 45 мВт/м² в восточной (рис. 3).

В пределах блока наблюдается положительное гравитационное поле интенсивностью 20–50 мГл, образующее концентрически-зональную структуру (рис. 4). На юге блока интенсивность его снижается до +10 мГл, что связано с увеличением мощности осадочного чехла в направлении к Причерноморско-Азовской впадине, а в северной – до –10 мГл, что обусловлено влиянием ДДА.

Для магнитного поля характерны знакопеременные аномалии Та интенсивностью от (–50) – (–2000) до 200–3000 нТл в экстремумах локальных аномалий северной части блока и до 7000 нТл в локальных аномалиях юго-восточной части блока (рис. 5). Аномалии магнитного поля также образуют концентрически-зональный рисунок. Зонально-кольцевая морфология физических полей отражает кольцевое распределение пород гранит-зеленокаменных формаций, образующих в центральной части блока кольцевую структуру I порядка (рис. 6). Подобное распределение физических полей свойственно всем типичным кратонам мира, сложенным гранит-зеленокаменными и гранулит-гнейсовыми формациями архея.

В Орехово-Павлоградской шовной зоне преобладают линейно-вытянутые аномалии потенциальных полей высокой интенсивности субмеридионального направления, обусловленные сложным геологическим строением её (рис. 4, 5).

Осадочный чехол в центральной части блока представлен терригенными формациями мезо-кайнозойского возраста мощностью 100–150 м. В южной части блока, в пределах Причерноморско-Азовской впадины, осадочный чехол сложен терригенными морскими формациями фанерозоя мощностью до 1000–2000 м. В северной части блока, примыкающей к ДДА, мощность терригенных, вулканогенно-терригенных и карбонатных формаций палеозоя – кайнозоя достигает 1000–2000 м.

Несмотря на теоретически высокую перспективность блока на алмазы, веских оснований для выделения района (ареала) развития лампроит-кимберлитового магматизма в пределах блока в настоящее время нет. Одна из причин такого положения – слабая изученность осадочных пород на алмаз и другие индикаторные минералы кимберлитов. Исключения представляют террасовые, пойменные и русловые отложения р. Днепр и некоторых его притоков, а также неогеновые отложения в зоне сочленения блока с ДДА. В 1952–1971 г.г. был опробован аллювий правых притоков р. Днепр – р.р. Мокрая Сура, Сухая Сура и Базавлук. В результате в аллювии р. Базавлук были найдены 1 кристалл алмаза размером до 1 мм и несколько зерен пиропов розового цвета размером до 0,4 мм. В долине р. Днепр опробовались аллювиальные пески русла, поймы и надпойменных террас. В одной из валовых проб объемом 0,28 м³ из русловых отложений р. Днепр было установлено 8 кристаллов алмаза размером 0,1–0,4 мм. Пиропы отмечены во многих пробах в количестве от 3–5 до 40–42 знаков на пробу объемом 20 л.

Большое количество мелких алмазов (тысячи зерен) найдено в расположенных в пределах Самотканской и Волчанской циркон-рутил-ильменитовых россыпей прибрежно-морского генезиса, приуроченных к неогеновым (полтавским и сарматским) отложениям [88, 142]. Впервые обнаружили мелкие кристаллы

алмаза (0,1–0,3 мм) в продуктах обогащения титано-циркониевых руд И.Ф. Кашкаров и Ю.А. Полканов (ИМП МГ УССР) в 1964 г. Вмещающие россыпи пески имеют существенно кварцевый состав, преимущественно тонко- и мелкозернистые, с хорошо отсортированным и окатанным обломочным материалом. Концентрация алмазов в россыпях находится в прямой зависимости от содержания тяжелой фракции. Это указывает на поступление их в россыпь совместно с такими минералами как ильменит, циркон, дистен, силлиманит, рутил, ставролит, хромшпинелиды и др. Размер кристаллов алмаза соответствует величине зерен других минералов с близкой к алмазу плотностью (дистен, силлиманит), варьируя в пределах 0,05–0,4 мм.

Около 70% алмазов из этих россыпей представлено обломками кристаллов, уплощенными зернами, микрозернистыми агрегатами, осколками, реже – относительно хорошо сохранившимися кристаллами, среди которых преобладают кубы (до 40–50%), подчиненное значение имеют комбинационные формы и октаэдры, редко встречаются ромбодекаэдры. Установлены также импактные алмазы.

По данным Е.А. Ильченко, В.Н. Квасницы и др. (2003), около 30% алмазов из Самотканской россыпи принадлежат к типу 1а; в их ИК-спектрах отчетливо проявлены полосы поглощения, обусловленные агрегированными азотными центрами A , B_1 и B_2 . В значительном количестве встречаются также алмазы типа 1в (с одиночными азотными центрами C) и алмазы промежуточного типа 1 ав. Для кристаллов кубического габитуса характерно наличие E -центра и красной фотолюминесценции, за которую ответственна полоса 575 нм.

Свыше 50% алмазов относится к типу 1а. В них, как правило, отсутствуют азотные центры A , B_1 и B_2 , а иногда и C , но имеются полосы разной интенсивности в области 975–1010, 1020–1050 и 1332 см^{-1} , природа которых окончательно не определена. Кроме того, на ИК-спектрах алмазов этого типа часто отмечаются полосы, которые могут быть обусловлены валентными и деформационными колебаниями связей $O-H$, $C-H$, $N-H$, $C-N$, группы CH_2 , CH_3 , $[CO_3]^{2-}$ и др.

Таким образом, по набору и соотношению примесных и структурных дефектов алмазы из Самотканской россыпи значительно отличаются от алмазов из кимберлитов, лампроитов и метаморфических пород казахстанского типа, что свидетельствует о специфичности условий их образования и разных типах их коренных источников. Как показано в работе (С.Н. Цымбал, Ю.А. Полканов, 1975), в этой россыпи сконцентрированы минералы, встречающиеся в разных по возрасту и составу магматических, метаморфических и метасоматических породах Приднепровского и в меньшей мере Кировоградского блоков УЩ. Полигенными являются, видимо, и сами алмазы. Соотношение алмазов разных генетических типов оценивается исследователями по-разному. Одни из них (Е.И. Палкина, Г.И. Смирнов и др.) считают, что в Самотканской россыпи алмазы из метаморфитов казахстанского типа составляют 40–60%, а из кимберлитов – 25%. По мнению других (В.Н. Квасница и др.), на алмазы из кимберлитов (лампроитов) приходится более 90%, причем алмазы экологитового парагенезиса заметно преобладают над алмазами перидотитового парагенезиса. Коренными источниками части алмазов могут быть также коматииты, широко развитые в зеленокаменных структурах Приднепровского блока (Н.П. Щербак, В.Н. Квасница. 2001).

Кроме того, в Самотканской россыпи диагностированы такие разновидности алмаза как карбонадо, сиреневые кубы и кубоиды, бутылочно-зеленые тетрагексаэдроиды с «оттянутыми» вершинами (днестровский тип по Ю.А. Полканову), которые в известных коренных месторождениях алмазов пока не найдены. Имеются также алмазы импактного типа, коренными источниками которых для этой россыпи могли быть Зеленогайская и Терновская алмазоносные астроблемы.

Характерные для кимберлитов и лампроитов минералы-спутники алмаза в Самотканской и Волчанской россыпях не установлены, а принадлежность к числу таковых хромшпинелидов все еще считается не доказанной. Среди хромшпинелидов есть разновидности мантийного и корового происхождения; соотношения их составляют в Самотканской россыпи 1:8, а в Волчанской – 1:5 (С.Н. Цымбал, Ю.С. Цымбал, 2003).

Хромшпинелиды мантийного типа представлены преимущественно умеренно-хромистыми (Cr_2O_3 – 34–56%), высокомагнезиальными (MgO – 10–15%) разновидностями, для которых характерны низкие содержания FeO (13–20%), Fe_2O_3 (<4%) и TiO_2 (<0,1%). По составу они близки к таковым из лерцолитов графит-пироповой фации глубинности, ксенолиты которых встречаются в кимберлитах и лампроитах. Хромиты алмазной ассоциации не обнаружены.

Среди коровых хромшпинелидов преобладают средне- и высокожелезистые ($\text{FeO} + \text{Fe}_2\text{O}_3 - 20-49\%$) разновидности, содержание MgO в которых не превышает 10%, а Cr_2O_3 и Al_2O_3 варьируют от 27–30 до 61–65% и от 6–8 до 25–30% соответственно. Выделяются три группы хромшпинелидов: низкотитанистые ($\text{TiO}_2 - <0,5\%$), среднетитанистые ($\text{TiO}_2 - 1-4\%$) и высокотитанистые ($\text{TiO}_2 - 5-7\%$). Наибольший интерес вызывают высокохромистые ($\text{Cr}_2\text{O}_3 - 61-65\%$), низкоглиноземистые ($\text{Al}_2\text{O}_3 - 6-8\%$) хромиты. На известной диаграмме $\text{Cr}_2\text{O}_3 - \text{Al}_2\text{O}_3$ они попадают в поле хромшпинелидов алмазной ассоциации. На этом основании их можно было бы считать парагенетическими спутниками алмаза. Однако, в хромитах алмазной ассоциации содержание MgO всегда более 10%, а в изученных хромитах оно составляет 4–8%. На диаграмме $\text{Cr}_2\text{O}_3 - \text{MgO}$ они не попадают в поле хромитов алмазного парагенезиса.

Наиболее вероятным первоисточником хромшпинелидов Самотканской россыпи были ультрабазиты и базиты зеленокаменных структур центральной части Приднепровского блока, а хромшпинелидов Волчанской россыпи – ультрабазиты и базиты восточной части этого блока, широко развитые в Конкско-Белозерском синклинории.

Для поисков коренных источников алмазов в пределах Приднепровского блока наиболее перспективной является область широкого развития даек неогаргейского, мезопротерозойского и неопротерозойского возраста. Среди даек неогаргея преобладают ультрабазиты – пироксениты, перидотиты, горнблендиты и часто встречаются пикриты; среди даек мезо- и неопротерозойского возраста – диабазы, габбро-диабазы. Эта территория расположена на северо-западе блока, вблизи области сочленения УЩ и ДДА, и примыкает к Западно-Ингулецкой шовной зоне (рис. 1, 6). Здесь, в Терновском карьере Северного ГОКа Кривбасса, установлены алмазоносные дайки кимберлитоподобных пород, эруптивные и туфогенные брекчии, контролируемые Криворожским и Девладовским глубинными разломами [16]. Мощность даек изменяется от нескольких сантиметров до 10 метров, вмещающими породами являются железистые кварциты. Из индикаторных минералов встречаются пироп, ильменит и муассанит. По имеющимся данным [16] алмаз представлен зёрнами размером 0,1–0,8 мм, серого, дымчатого цвета, иногда непрозрачными разностями с мелкими пылевидными включениями графита. Габитус кубический, в отдельных случаях кристаллы имеют правильный кубододекаэдр с выпуклыми гранями и притуплёнными вершинами. Поверхность граней покрыта треугольными пластинами роста, черепитчатой скульптуры, чаще всего встречаются округлые, оплавленные, прозрачные зёрна, светящиеся в ультрафиолете жёлто-красно-оранжевыми цветами. Пироп представлен угловатыми обломками кристаллов, а также округлыми, сплюснутыми зёрнами размером от 0,2–0,3 до 1–2 мм ярко-оранжевого и малинового цвета.

В пределах области развития даек возможно выявление кимберлитовых тел протерозойского и, предположительно, палеозойского возраста. Для оценки перспектив этой территории на коренную алмазность необходима постановка специализированных поисков с комплексом детальных геофизических работ и пироповой съёмкой отложений осадочного чехла.

Глава 9

ПРИАЗОВСКИЙ БЛОК

В пределах Приазовского блока (минерагенической области), расположенного в юго-восточной части УЩ, выделены Западно-Приазовский и Восточно-Приазовский районы (ареалы) алмазоносного магматизма (объекты прогнозирования II ранга). В Восточно-Приазовском районе находится Волновахская перспективная площадь (объект прогнозирования III ранга). Блок граничит с запада по Азово-Павлоградскому разлому с Орехово-Павлоградской шовной зоной, на северо-востоке и востоке он отделен от складчатой области Донбасса северной ветвью Центрально-Приазовского глубинного разлома северо-северо-западного простирания и Южно-Донбасским разломом субширотного направления соответственно (рис. 1).

По особенностям геологического и структурно-тектонического строения блок разделяется на западную и восточную части, границей между которыми служит Центрально-Приазовская зона мантийно-коровых разломов (рис. 1).

В геоструктурном отношении Приазовский блок относится к архону, в различной степени ремобилизованному в протерозое. Западная часть блока незначительно активизирована, восточная его часть подверглась интенсивной активизации.

В западной части блока преобладают ультраметаморфические гранитоиды различных комплексов архея – палеопротерозоя: эндербит-тоналиты новополтавского (3500 млн. лет), эндербиты и чарнокиты токмаковского, трондьемиты шевченковского (2800–2700 млн. лет), граниты и мигматиты анадольского и салтычанского (2100 млн. лет) комплексов. Встречаются поля развития гнейсов, кристаллосланцев и кальцифиров западно-приазовской (3600–3500 млн. лет) и центрально-приазовской (2900–2800 млн. лет) серий. Этими породами сложен приазовский гранулит-диафторит-гранитовый формационный комплекс, в составе которого устанавливаются диафторированные аналоги эндербито-гнейсовой, лейкогранитовой и кондалитовой формаций. Петрологические особенности пород комплекса определяются начальным метаморфизмом в условиях гранулитовой фации умеренных давлений, последующим площадным диафторезом в условиях амфиболитовой фации и сопровождающим его изофациальным ультраметаморфизмом [66]. Кроме ультраметаморфитов, развиты небольшие плутонические массивы диоритов-тоналитов обиточненского комплекса (2200–2060 млн. лет) и гранитов каменногильского комплекса (1800 млн. лет). В юго-западной части Приазовского блока известен массив щелочных ультрамафитов и карбонатитов черниговского комплекса (2000 млн. лет), а в южной его части установлены трубки, дайки и штоки пород лампроитового состава, объединенные в коларовский комплекс (1800–2000 млн. лет). В западной части блока встречаются узкие прогибы и троговые структуры, выполненные метаморфизованными вулканогенно-осадочными породами косивцевской (3370–3300 млн. лет), новгородской (3000–3100 млн. лет) и павловской толщ (2200–2100 млн. лет), которые рядом геологов относятся к гранит-зеленокаменным ассоциациям [3]. Вопросы стратификации и корреляции этих образований разработаны недостаточно: одни исследователи рассматривают их как аналог конкской серии Приднепровского блока, другие – выделяют на Приазовском блоке разновозрастные ассоциации зеленокаменных поясов.

В восточной части Приазовского блока, которая иногда рассматривается как самостоятельный Восточно-Приазовский геоблок I порядка [51, 53], широко проявлены интрузивные породы субщелочного и щелочного ряда. Южнокальчикский субщелочной комплекс (1900–1800 млн. лет) представлен гранит-

граносиенитовой формацией, а октябрьский щелочной комплекс (1800 млн. лет) – формацией нефелиновых и щелочных сиенитов.

В пределах Приазовского блока широко развиты дайковые образования двух комплексов: неопротерозойского (долериты, диабазы, габбро-диабазы, гранит-порфиры, риолиты и др.) и мезопротерозойского (диабазы, габбро-диабазы, пироксениты, горнблендиты и др.) [144].

В приграничной со складчатым Донбассом области Приазовского блока выявлены вулканиты щелочно-базальтоидного и ультраосновного состава средне-верхнедевонского возраста. В поле их развития установлена кимберлитовая трубка Петровская, еще три трубки и две дайки кимберлитов (Новоласпинская, Надия, Южная) встречены в пределах Приазовского массива, сложенного палеопротерозойскими гранитоидами.

Сложное строение Приазовского блока, интенсивный диафторез и наличие среднепалеозойского магматизма позволяет рассматривать его как двухэтажную структуру, в западной части которой верхний структурный этаж практически эродирован.

Мощность литосферы в пределах блока составляет 150–170 км, земной коры – 35–47 км (рис. 2). Вдоль северной части Центрально-Приазовской зоны мантийных разломов наблюдается линейное валлообразное поднятие границы М северо-западного направления, которое может быть обусловлено влиянием коро-мантийного диапира, связанного с формированием ДДА. В северной части восточной половины блока наблюдается ровоподобное понижение границы М того же простираения до глубины 47 км.

Приазовский блок характеризуется тепловым потоком интенсивностью от 35 мВт/м² в южной части и до 55 мВт/м² в северной (рис. 3). Повышенный тепловой поток объясняется влиянием ДДА.

В гравитационном поле блок выделяется положительными аномалиями силы тяжести интенсивностью от 5–10 до 45 мГл (рис. 4). В западной и юго-западной частях блока аномалии поля силы тяжести имеют дуговой характер и подчеркивают границу с Приднепровским блоком, а в северной и западной – изометричный. В пределах же Центрально-Приазовской зоны разломов аномалии поля силы тяжести линейно вытянуты согласно общему направлению зоны.

Магнитное поле блока положительное, концентрически-зональное. Интенсивность его в локальных аномалиях достигает 3000–5000 нТл. Отрицательные аномалии интенсивностью до -300 нТл подчеркивают кольцевидную морфологию поля (рис. 5). По характеру физических полей в пределах блока выделяются кольцевые аномалии второго порядка, достигающие в поперечнике 100 км (рис. 6). В восточной части блока такие кольцевые структуры связаны с проявлением щелочного магматизма, в западной – с развитием гранит-зеленокаменных формаций, в северной – с наличием гранулит-гнейсовых куполов.

Осадочный чехол Приазовского блока сложен песчано-глинистыми отложениями мезо-кайнозойского возраста мощностью от 50 до 400 м. В южной и восточной частях блока кристаллический фундамент перекрыт толщей осадочных пород Причерноморско-Азовской впадины. В северном направлении кристаллическое основание погружается на глубину 2–4 км под породы осадочного чехла ДДА и прослеживается в пределах Воронежского массива России. Осадочный чехол в западной части блока почти не изучен в отношении алмазоносности, за исключением современного аллювия рек Конка и Волчья, где выявлены ореолы слабоокатанных умереннохромистых пиропов и в ассоциации с ними – единичные зерна алмазов. В хорошо изученной восточной части блока индикаторные минералы кимберлитов установлены в терригенных отложениях верхнего девона, всех отделов каменноугольной системы и аллювии большинства современных водотоков.

Изучение минералов мантийных парагенезисов из уже известных кимберлитовых трубок восточной части Приазовского блока показывает, что очаги кимберлитового расплава зарождались на границе алмаз-и графит-пироповой фаций глубинности, а, возможно, и в области стабильности алмаза, о чем свидетельствуют находки пиропов и хромитов алмазной ассоциации.

С учетом геологического строения Приазовского блока в целом, а также особенностей истории развития и магматизма его западной и восточной частей, выделены два алмазоперспективных района (ареала лампроитового и кимберлитового магматизма) – Западно-Приазовский и Восточно-Приазовский (рис. 6).

ЗАПАДНО-ПРИАЗОВСКИЙ РАЙОН

Этот район расположен в западной части Приазовского блока, консолидированной в неоархее и незначительно ремобилизованной в палеопротерозое. С запада он ограничен Орехово-Павлоградской межблоковой зоной, с востока – Центрально-Приазовской зоной разломов мантийного заложения, а на севере граничит с ДДА (рис. 1).

Поверхность Мохо образует в его пределах хорошо выраженное поднятие, фиксирующееся по данным ГСЗ на глубине от 37 до 45 км (рис. 2). В западной части района это поднятие сменяется впадиной субмеридионального направления, в которой поверхность Мохо погружается до 57 км. В области сочленения приподнятого блока с впадиной наблюдается вертикальная расслоенность толщи консолидированной коры, а контрастная внутрикоровая отражающая граница K_2 образует крыло антиклинальной складки. Мощность «базальтового слоя» здесь не превышает 10 км и резко увеличивается на запад от поднятия [59, 68]. Интенсивность теплового потока составляет от 45 до 50 мВт/м² (рис. 3).

В строении кристаллического фундамента Западно-Приазовского района участвуют ультраметаморфические гранитоиды разных комплексов архея-палеопротерозоя: эндербит-тоналиты новополтавского, эндербиты и чарнокиты токмаковского, трондьемиты шевченковского, граниты и мигматиты анадольского и салтычанского комплексов, а также гнейсы, кристаллосланцы и кальцифиры западно- и центрально-приазовской серий. Встречаются плутонические массивы диоритов-тоналитов обиточненского и гранитов каменногильского комплексов. В центральной части района расположен массив щелочных ультрамафитов и карбонатитов черниговского комплекса, в юго-восточной части установлены трубки, дайки и штоки вулканических пород лампроитового состава коларовского комплекса (рис. 6). В северной части района известны узкие прогибы и троговые структуры, выполненные метаморфизованными вулканогенно-осадочными породами косивцевской, новогоровской и павловской толщ, которые относятся к гранит-зеленокаменным ассоциациям [3].

Магматизм Западно-Приазовского района близок к таковому Приднепровского блока, но здесь более широко проявлена протерозойская активизация (рис. 6). В целом, в пределах района можно выделить два этапа магматизма. С наиболее ранним – архейским – этапом связаны образования, которые некоторыми исследователями выделяются в Приазовскую гранит-зеленокаменную область. Наиболее крупными зеленокаменными структурами являются Косивцевская, Сорокинская, Гуровская и Павловская. Комплекс зеленокаменных пород мезо-неоархейского возраста подразделяется на косивцевскую, новогоровскую и павловскую толщи, которые некоторыми исследователями коррелируются с конкской серией. Другие исследователи выделяют здесь разновозрастные генерации зеленокаменных поясов [3]. Зеленокаменные структуры не имеют четких контактов с палеоархейским гранито-гнейсовым фундаментом, реликтами которого являются глубоко метаморфизованные породы западноприазовской серии. Косивцевская толща сложена амфиболитами, кристаллосланцами амфиболовыми и магнетит-куммингтонитовыми, гнейсами биотитовыми. В составе новогоровской и павловской толщ выделяются метаосадочные породы и метавулканы (метаандезиты, лептиты, перидотитовые коматиты). С зеленокаменными поясами связаны три мезо-неоархейских гранитоидных комплекса – добропольский, сурский и шевченковский, в составе которых принимают участие диориты, кварцевые диориты, тоналиты, плагиограниты.

С протерозойским этапом активизации связано формирование щелочно-ультраосновных пород и карбонатитов черниговского комплекса палеопротерозойского возраста и дайкового пояса щелочных ультрабазитов (горнблендитов) – мезопротерозойского (центральная часть района). На юге, в бассейне р. Лозоватка, были выявлены высокомагнезиальные слюдяные ультрабазиты лампроитовой серии (1970–1950 млн. лет), залегающие в виде маломощных даек и тел штоко- или трубоподобной формы. По петрохимическим, геохимическим и минералогическим признакам эти породы идентичны низкотитанистым миаскитовым лампроитам и их интрузивным аналогам Алданской провинции [98, 99]. Химический состав пород лампроитовой серии приведен в таблице 21.

Геофизические поля в районе имеют, в целом, зонально-концентрическое строение. Для зеленокаменных структур характерны положительные аномалии магнитного поля интенсивностью до первых тысяч нТл и локальные положительные аномалии гравитационного поля интенсивностью до 6 мГл (рис. 4,5). Над гра-

нито-гнейсовым фундаментом картируются отрицательные магнитные и гравитационные аномалии. Совокупность наблюдаемых полей отражает особенности взаимоотношения зеленокаменных структур и гранито-гнейсового основания и подчеркивает купольно-кольцевую структуру района. Интрузивные комплексы обычно фиксируются локальным понижением гравитационного поля до -2 мГл и малоамплитудными аномалиями (до 2000 нТл) обоих знаков магнитного поля. Щелочно-ультраосновные породы и магнетитсодержащие карбонатиты проявлены в магнитном и гравитационном полях положительными аномалиями.

В области развития магматических образований установлены кольцевые структуры II и III рангов. Кольцевая структура II ранга – Самарская – расположена в зоне сочленения Приазовского блока и ДДА; в ее пределах известны многочисленные находки алмазов в миоценовых отложениях (рис. 6). Представляет интерес Лозоватская кольцевая структура II ранга, к периферической части которой приурочены проявления лампроитового магматизма (рис. 6).

В северной части района, в области сочленения Приазовского блока с ДДА и складчатым Донбасом, кристаллический фундамент перекрыт терригенными, карбонатно-терригенными и угленосными отложениями нижнего карбона. Выше залегают песчано-глинистые породы нижнего мела и терригенно-карбонатные породы верхнего мела. Общая мощность палеозой-мезозойских отложений достигает 400 м. Отложения меловой системы мощностью до 50 м в центральной части района образуют полосу северо-восточного простиранья шириной 2–8 км, выполняя депрессию кристаллического фундамента. Отложения палеогеновой системы, представленные песками и песчано-глинистыми породами бучакской, песчано-глинистыми отложениями киевской и обуховской свит эоцена, распространены на севере района и в пределах эрозионно-тектонических депрессий. Максимальная мощность их составляет около 100 м.

На территории района широко развиты отложения миоцена неогеновой системы мощностью до 100–150 м, представленные песчаными фациями новопетровской свиты, вверх по разрезу сменяющимися горизонтом пестрых глин, песками и песчано-глинистыми породами сарматского яруса. Эти образования отсутствуют только в южной части района, в наиболее приподнятой области Приазовского кристаллического массива и в долинах рек, где они размыты.

Четвертичные отложения практически всюду, за исключением крутых склонов речных долин и локальных выступов фундамента, плащеобразно перекрывают все более древние образования. По литологическому составу – это лессовидные суглинки, пески и супеси, представляющие нижне-среднечетвертичные эолово-делювиальные, верхнечетвертичные и современные элювиально-делювиальные, озерные и аллювиальные отложения. Мощность четвертичных отложений колеблется от первых метров до 50 м в понижениях фундамента.

Район характеризуется значительно меньшей степенью изученности в отношении алмазоносности, чем восточная часть Приазовского блока (Восточно-Приазовский район). О пиропоносности дочетвертичных отложений сведений очень мало; работами 1972–1974, 1978–1981 гг., проведенными на отдельных участках Западного Приазовья, алмазов и минералов-спутников установлено не было. Однако, алмазы встречены в циркон-ильменитовых россыпях прибрежно-морских фаций, которые являются алмазоносными и в Приднепровье (месторождение Малышевское и др.).

В современном аллювии рек Конка и Волчья выявлены ореолы слабоокатанных умереннохромистых пиропов и в ассоциации с ними – единичные зерна алмазов. Количество зерен пиропов колеблется от 2–3 до 25 знаков на пробу, цвет преимущественно красный и розовый, преобладающий размер 0,6–0,7 мм. В ряде проб диагностирован пикроильменит и хромдиопсид.

В связи со слабой изученностью района, имеющихся данных для выделения в его пределах конкретных перспективных площадей недостаточно. Наиболее перспективной для общих поисков коренных источников алмазов, на наш взгляд, представляется область развития зеленокаменных образований и Лозоватская кольцевая структура III ранга, то есть южная часть района, где возможно выявление коренных источников алмазов кимберлитового и лампроитового типов, скорее всего, связанных с двумя этапами магматизма – протерозойским и палеозойским (девонским).

ВОСТОЧНО-ПРИАЗОВСКИЙ РАЙОН

Занимает восточную часть Приазовского блока. С севера граничит со складчатым Донбассом, с запада – с Западно-Приазовским районом (рис. 1).

Мощность земной коры составляет 37–47 км (рис. 2), а интенсивность теплового потока варьирует от 45 до 50 мВт/м² (рис. 3).

Кристаллический фундамент сложен в западной части района магнетит-пироксеновыми кварцитами, мраморами, кальцифирами, гнейсами и кристаллосланцами центрально-приазовской серии неогархея, в центральной и восточной – гранитоидами анадольского и обиточненского комплексов палеопротерозоя. В центральной и восточной частях района эти образования прорваны интрузивными породами хлебодаровского, октябрьского и южнокальчикского комплексов палео-мезопротерозойского этапов тектоно-магматической активизации. Хлебодаровский комплекс представлен кварцевыми сиенитами, биотит-амфиболовыми гранитами, габбро, габбро-монцонитами и монцодиоритами, октябрьский – щелочными и нефелиновыми сиенитами, габбро и пироксенитами, южнокальчикский – кварцевыми сиенитами, монцонитами и габбро-сиенитами. Среди дайковых образований выделены два комплекса: неопротерозойский (долериты, диабазы, габбро-диабазы, гранит-порфиры, кварцевые порфиры и др.) и мезопротерозойский (диабазы, габбро-диабазы, пироксениты, горнблендиты и др.). В зоне сочленения Приазовского геоблока и ДДА в среднем-позднем девоне проявился вулканизм ультраосновного-основного состава (рис. 6).

Границы района уверенно определяются по анализу потенциальных полей. С запада таковой служит Центрально-Приазовская зона мантийных разломов. Она фиксируется линейной локальной отрицательной аномалией силы тяжести шириной 8–15 км. Ей сопутствуют узкие линейные отрицательные аномалии магнитного поля, располагающиеся вдоль разломов, ограничивающих шовную зону. Зона Центрально-Приазовского разлома на севере района является границей между ДДА и складчатым Донбассом. Северная граница района подчеркивается резким уменьшением интенсивности локальных аномалий потенциальных полей и уменьшением модуля горизонтального градиента гравитационного поля, что объясняется значительным погружением плотных и магнитноактивных пород кристаллического фундамента по субширотному Волновахскому разлому. С юга район обрамляет система сбросов, формирующих Причерноморско-Азовскую впадину. Эти сбросы фиксируются линейными отрицательными аномалиями силы тяжести, значительным уменьшением интенсивности магнитного поля, изменением ориентировки осей аномалий физических полей на преимущественно субширотное простирание.

Породы хлебодаровского комплекса, развитые в центральной части района, в геофизических полях формируют Кальмиусскую кольцевую структуру II ранга диаметром около 100 км (рис. 6). Структура проявляется зональным радиально-кольцевым распределением аномалий магнитного и гравитационного полей. Характер магматизма, проявленный в её пределах, и близость к Волновахскому разлому мантийного заложения указывают на её глубинный характер. В пределах этой кольцевой структуры геофизическими методами картируется ряд кольцевых структур III ранга размером около 15 км в поперечнике. Одна из них контролирует положение трех трубок кимберлитов.

Вулкано-плутонические структуры высоких рангов, предположительно девонского возраста, выражаются в магнитном и гравитационном полях положительными изометричными аномалиями. Обращает на себя внимание аномалия овальной формы, отнесенная к кольцевым структурам III ранга и расположенная на границе Восточно-Приазовского района и складчатого Донбасса, вблизи северной ветви Центрально-Приазовского разлома. Анализ магнитного поля показывает, что основной магнитноактивный объект (породы основного и ультраосновного состава) расположен на глубине около 12 км, что соответствует глубине залегания складчатого архей-протерозойского фундамента. Цепочка сильноградиентных аномалий предполагает наличие интрузивных тел того же состава и залегание их верхней кромки на глубинах от сотен метров до первых километров. Не исключено существование здесь очага основного-ультраосновного магматизма, в том числе и кимберлитового.

К настоящему времени в Восточно-Приазовском районе установлены четыре кимберлитовые трубки (Петровская, Надия, Южная, Новоласпинская), две дайки (Новоласпинская и Южная) и кимберлитопро-

явление Горняцкое. Все они имеют девонский возраст. Кимберлитовые тела Петровское и Горняцкое расположены в зоне сочленения Донбасса с Приазовским кристаллическим массивом, в поле развития девонских вулканогенно-осадочных пород, а кимберлитовые тела Надия, Южная (трубка и дайка), Новоласпинская (трубка и дайка) – в пределах северной части Приазовского массива, сложенного палеопротерозойскими гранитоидами (рис. 6).

Выявленные тела кимберлитов тяготеют к узлам сопряжения субширотной Южно-Донбасской зоны разломов (Северо-Волновахский, Южно-Волновахский, Васильевский), северо-восточной (Кальмиусский, Камышевахский, Петровский) и северо-западной (практически залеченной дайками диабазов и плагиопорфиров).

По данным [57] кимберлитовые трубки Надия, Южная, Новоласпинская создают магнитные аномалии интенсивностью от 0 – 4 нТл (Новоласпинская) до 40 – 400 нТл (Надия, Южная) и размером от 50–70 м (Надия, Новоласпинская) до 250 м (Южная), причем трубка Южная характеризуется серией сближенных аномалий размером 50–70 м каждая. В гравитационном поле хорошо выражена лишь трубка Южная. Ей соответствует локальная изометричная аномалия пониженных значений поля Δg [57].

В кимберлитах установлены минералы-индикаторы – пиропы, хромшпинелиды, пикроильменит, хромдиопсид. По набору минералов-индикаторов кимберлиты Петровской трубки существенно отличаются от кимберлитов Новоласпинского участка. Первые характеризуются пироп-хромшпинелевой ассоциацией высокобарических минералов при почти полном отсутствии пикроильменита, вторые – существенно пикроильменитовой, с очень низкими содержаниями пироба и хромшпинелидов. Это обстоятельство, а также размещение кимберлитовых тел в различных структурно-тектонических условиях может свидетельствовать о принадлежности их к разным кимберлитовым полям.

В центральной части района фундамент перекрыт чехлом четвертичных суглинков и супесей мощностью 10–30 м, по склонам и водоразделам овражно-балочной системы отмечаются выходы докембрийских пород. В северной части района кристаллический фундамент опущен по ступенчатым сбросам под терригенные и вулканогенно-осадочные породы среднего-верхнего девона мощностью до 600 м и терригенно-карбонатные отложения нижнего-среднего карбона мощностью до 10000 м в пределах складчатого Донбасса. На востоке района фундамент погружен под мезо-кайнозойские образования, мощность которых в Приазовской впадине достигает более 1 км, а на западе – перекрыт кайнозойскими отложениями мощностью 50–100 м. Мезозойские отложения представлены песчано-глинистыми породами нижнего мела и терригенно-карбонатными породами верхнего мела, а кайнозойские – песками и песчано-глинистыми породами бучакской свиты, песчано-глинистыми отложениями киевской и обуховской свит эоцена палеогеновой системы, песчаными фациями новопетровской свиты, горизонтом пестрых глин, песками и песчано-глинистыми породами сарматского яруса миоцена неогеновой системы, суглинками, супесями и песками четвертичной системы.

Индикаторные минералы кимберлитов обнаружены в терригенных отложениях верхнего девона, всех отделов каменноугольной системы и аллювии некоторых современных водотоков.

В палеозойских отложениях они представлены, в основном, пиропами и хромитом. Содержание их в пробах объемом 20 л невелико: пиропов – единичные зерна, хромитов – первые десятки зерен. Размер большинства зерен менее 0,5 мм. Пиропы представлены осколками неправильной формы с блестящей или атитированной поверхностью. Цвет их, в основном, фиолетовый. По составу они близки к пиропам из кимберлитов известных трубок и даек. В шлиховых и мелкообъемных пробах из грубозернистых терригенных пород верхнего карбона выявлены алмазы размером 0,2–0,3 мм.

В современных русловых отложениях рек Самары, Волчьей, Кривого Торца, Крынки, Каменки и Миуса индикаторные минералы кимберлитов также представлены пиропами, хромитами и лишь изредка пикроильменитом. Содержание пиропов в русловом аллювии обычно невысокое – от единичных зерен до первых десятков на пробу 20 л. Повышенные количества их (до 100 и более зерен на 20 л) отмечаются в аллювии ряда водотоков северной части района, особенно вблизи трубки Петровская. Размер зерен пиропов варьирует от долей до 2,5 мм, но преимущественно (90%) составляет менее 0,5 мм; более крупные зерна характерны для участков их повышенной концентрации. Среди них преобладают фиолетово-красные разновидности (90%). Крупные зерна нередко имеют округло-овальную форму, но в большинстве своем представлены обломками, на которых сохранились реликты магматогенных поверхностей. По степени механического износа пиропы из современного аллювия Восточно-Приазовского района подразделяются

на три группы. Предполагаемая дальность переноса зерен первой, наиболее многочисленной группы составляет менее 40 км, второй (9%) – от 40 до 100 км; третьей (1%) – более 100 км.

В пиропсах из современного аллювия различных водотоков содержание Cr_2O_3 колеблется от 0,8 до 7,5%. Высокохромистые пиропсы отличаются наличием кноррингитового компонента (до 15%). Большинство пиропсов относится к лерцолитовому парагенезису; пиропсы верлитовой и дунит-гарцбургитовой ассоциации установлены в аллювии р. Каменка.

В древнечетвертичных галечниках междуречья Миус-Крынка обнаружены сравнительно крупные алмазы (самый крупный – ромбододекаэдр, размером 1,5 мм). Мелкие (<0,5 мм) кристаллы алмазов выявлены в пляжевых отложениях северного побережья Азовского моря. По типоморфным особенностям они относятся к кимберлитовому типу.

Изучение индикаторных минералов кимберлитов показывает, что Восточно-Приазовский район является потенциально алмазоносным. Верхняя мантия в его пределах сложена преимущественно пироповыми и хромшпинель-пироповыми лерцолитами. В нижней ее части (на глубине более 140 км) имеются гарцбургиты и предположительно катаклазированные лерцолиты, а в самой верхней части разреза – эклогиты и пироксениты. Породы верхней мантии испытали значительный метасоматоз в девонское время.

Учитывая наличие кимберлитовых трубок, даек девонского возраста и другие благоприятные критерии и признаки (табл. 2,5) в пределах Восточно-Приазовского района выделена Волновахская площадь, как наиболее перспективная для поисков новых кимберлитовых тел, в том числе и промышленно алмазоносных.

ВОЛНОВАХСКАЯ ПЛОЩАДЬ

Волновахская площадь (свыше 2760 км²) расположена в северной части Восточно-Приазовского района. Еще в начале 70-х годов прошлого столетия площадь была выдвинута в число перспективных на алмазы по региональным критериям – приуроченности к «плечу» ДДА, сравнительно небольшой мощности земной коры (37–47 км), наличию зон глубинных разломов и оперяющих их нарушений более высоких порядков. Эти прогнозы подтвердились выявлением Петровского кимберлитового тела (1977г.), Горняцкого кимберлитопоявления (1982 г.), кимберлитовых трубок Надия (1990г.), Южная (1993г.), Новоласпинская (1998г.) и даек Южная и Новоласпинская.

Состояние изученности

Поиски алмазов в зоне сочленения ДДА с Приазовским массивом начаты в 1958 году. До 1969 г. здесь проводилась пироповая съемка масштаба 1:200000 со шлиховым и частично мелкообъемным опробованием отложений современных водотоков (Н.Ф. Стрекозов и др., трест «Артемгеология»). В результате были выявлены пиропсы в аллювии рек Самары, Волчьей, Кривого Торца, Крынки и Миуса, а в древнечетвертичных галечниках междуречья Миус-Крынка, кроме того, алмазы. В 1969–1977 гг. поиски коренных источников алмазов осуществлялись, в основном, в северо-восточной части площади, в пределах Покрово-Киреевской структуры. Здесь в ультрабазитовых брекчиях среднего девона были выявлены единичные пиропсы с содержанием Cr_2O_3 до 2,5%.

Систематические поисковые работы на алмазы в северной части Приазовского массива и в зоне сочленения его с Донбассом проводятся с 1977 г. Здесь выполнена аэромагнитная съемка масштаба 1:25000–1:10000 (Донецкая ГФЭ). На локальных участках с повышенным содержанием минералов-спутников алмаза в аллювии водотоков, на площади около 250 км², проведены наземные комплексные геофизические работы масштаба 1:5000–1:2000. В период с 1977 по 1988 г.г. под руководством Н.Ф. Стрекозова и А.П. Князькова (ПГО «Южукргеология») выполнялась заверка перспективных геофизических аномалий бурением скважин, а также продолжалось мелкообъемное опробование грубозернистых отложений верхнего девона и базальных горизонтов современного аллювия. Всего в зоне сочленения Приазовского массива с Донбассом на площади 1850 км² было выделено 494 аэромагнитные аномалии, перспективные

на обнаружение трубчатых тел. В результате наземных геофизических съемок м-ба 1:5000–1:2000 на локальных участках аэромагнитные аномалии были детализированы и выявлены дополнительно 82 аномалии, менее крупные и контрастные. Заверено буровыми скважинами 268 аномалий, аномалиеобразующие объекты представлены, в основном, штоками андезитов, телами диабазов и различными по магнитной восприимчивости типами гранитов. Всего за этот период пробурено 177,4 тыс. погонных метров скважин, обогащено 3,2 тыс. тонн мелкообъемных проб.

Этими работами в 1977 г. на Петровском участке были выявлены брекчии сложного состава, исследование вещественного состава которых позволило отнести их к кимберлитам диатремовой фации (Е.В. Францесон, А.П. Бобриевич). Детальное изучение и оконтуривание тела кимберлитов продолжалось до середины 1985 года. Крупнообъемным опробованием этих брекчий (обогащено около 800 т) алмазы не обнаружены, а выявленные пиропы относятся, в основном, к парагенезисам графит-пироповой фации глубинности. При опoisковании Петровского участка в 1982 г. было выявлено Горняцкое брекчиепроявление с обломками кимберлитов и их индикаторных минералов. Кимберлиты этого проявления близки по составу к кимберлитам Петровской трубки. Возраст кимберлитов обоих проявлений девонский.

С 1989 г. поиски коренных источников алмазов начали вестись и в пределах собственно Приазовского массива. Методика работ включала мелкообъемное опробование базальных горизонтов чехла, площадные наземные геофизические исследования масштаба 1:5000–1:1000 на наиболее перспективных участках, бурение профилей скважин (вертикальных и наклонных) для заверки аномалий, переинтерпретацию результатов магниторазведки с использованием новых компьютерных программ. Всего заверено буровыми скважинами 226 геофизических аномалий.

В результате в 1990 г. были выявлены кимберлитовые трубки Надия и Южная, в 1993–1994 гг. – трубка Новоласпинская и сопряженная с ней одноименная дайка, в 1998 г. – кимберлитовая дайка Южная. Мелкообъемным опробованием кимберлитов трубки Южной (55,1 т), а также трубки и дайки Новоласпинской (15,0 т) алмазы не обнаружены. В кимберлитах трубки Надия (обогащено 13 т) диагностированы 3 обломка алмазов размером 0,2 мм. В аллювии современных водотоков региона установлено широкое развитие минералов-спутников алмаза-пиропа, хромшпинелидов, пикроильменита, хромдиоксида. Подавляющее большинство минералов-спутников принадлежит к графит-пироповой фации глубинности и лишь отдельные их разновидности можно отнести к алмаз-пироповой фации глубинности.

Особенности геологического строения

Кристаллический фундамент Волновахской площади сложен метаморфическими породами центральноприазовской серии неоархея и ультраметаморфическими образованиями анадольского комплекса палеопротерозоя, прорванных интрузиями обиточенского, хлебодаровского (палеопротерозой) и октябрьского (мезопротерозой) комплексов, в свою очередь секущихся поясами даек различного возраста и состава (рис. 40).

Центральноприазовская серия. Породы серии пользуются ограниченным распространением, главным образом, в западной части площади, где участвуют в строении восточного крыла Центрально-Приазовской синклинали. Здесь они представлены биотитовыми, амфибол-биотитовыми, амфибол-биотит-пироксеновыми гнейсами и сланцами с редкими прослоями гранат-пироксеновых гнейсов и магнетитовых кварцитов. Петрографические особенности и химический состав пород свидетельствуют о том, что первично-осадочные породы претерпели метаморфизм в условиях гранулитовой или амфиболитовой фаций. Гнейсы и кристаллические сланцы повсеместно, в той или иной мере, гранитизированы и мигматизированы.

Анадольский ультраметаморфический комплекс. Породы комплекса развиты преимущественно в западной части площади, окаймляя и ассимилируя породы центральноприазовской серии. Среди них преобладают мелкозернистые биотитовые лейкократовые граниты, а также аплитовидные и пегматоидные разности их, реже встречаются порфиробластические биотитовые и амфибол-биотитовые граниты и гранодиориты.

Обиточненский интрузивный комплекс представлен диоритами и гранодиоритами, слагающими ряд массивов в западной части площади. Наиболее крупный из них, Рыбнинский, имеет размеры 16х8 км, центральная часть его сложена диоритами, периферическая – гранодиоритами.

Хлебодаровский интрузивный комплекс. Породы комплекса формируют крупный Кальмиус-Еланчикский батолит, занимающий центральную и юго-восточную части площади. Батолит имеет дифференцированное строение: центральная его часть сложена габбро и габбро-сиенитами, постепенно сменяющимися к периферии сиенитами, гранодиоритами, граносиенитами и щелочными гранитами.

Октябрьский интрузивный комплекс. Щелочными и субщелочными породами комплекса – нефелиновыми сиенитами, кварцевыми сиенитами, габбро и пироксенитами сложен Октябрьский массив, расположенный в юго-западной части площади. Массив имеет в плане овальную форму при длине 7–8 км и ширине 5–6 км. Площадь массива, в зависимости от точек зрения разных исследователей на генезис слагающих его пород, составляет от 40 до 100 км² [61].

Октябрьский массив – концентрически-зональная интрузия, центральная часть которой сложена трахитоидными щелочными сиенитами и фойяитами, а периферическая – трахитоидными кварцевыми сиенитами. На границе центральной и периферической частей имеются блоки основных и ультраосновных пород, комагматичных сиенитам по представлениям одних исследователей, или более древних по сравнению с ними, по мнению других [61]. Кварцевые сиениты периферической части массива рассматриваются как одна из его фаз или как в различной степени преобразованные более древние гранитоиды [61].

Среди основных и ультраосновных пород массива наиболее распространены габбро, в подчиненном количестве встречаются пироксениты, еще реже – перидотиты и оливиниты. Между ними устанавливаются постепенные переходы. Среди габбро выделяются обычные (с примерно равным количеством плагиоклаза и темноцветных минералов) и меланократовые, переходные к пироксенитам, а также оливиновые и безоливиновые разновидности, при этом оливиновые разновидности преобладают. Петрохимические особенности габбро и перидотит-пироксенитов (повышенная щелочность, резкое преобладание натрия над калием, повышенные содержания некогерентных элементов) свидетельствуют об их генетическом родстве со щелочными породами [61].

Щелочные сиениты – наиболее распространенный тип пород Октябрьского массива. Среди них выделяются трахитоидные амфиболовые и амфибол-биотитовые, пироксеновые (титан-авгитовые) и, иногда, оливиновые (феррогортонолитовые) разновидности. Сиениты принадлежат, в основном, к щелочно-полевошпатовому бескварцевому типу, в них нередко появляется нефелин (до 5%). Дайки сельвсбергитов установлены на значительном удалении от массива. Щелочные сиениты принадлежат к калиево-натриевой серии, причем содержания Na₂O и K₂O примерно равны, или Na₂O преобладает, реже наблюдаются и обратные их соотношения. Железистость сиенитов и их темноцветных минералов повышается в направлении от эндоконтактов к центральной части массива.

Нефелиновые сиениты развиты преимущественно в центральной, юго-западной и южной частях массива. Среди них выделяются фойяиты, мариуполиты и бедные нефелином (10–15%) сиениты, переходные от щелочных сиенитов к фойяитам. Из петрохимических особенностей фойяитов отмечаются следующие: высокая железистость пород при преобладании двухвалентного железа над трехвалентным; довольно высокий (около 1, редко выше) коэффициент агпаитности; незначительное преобладание натрия над калием; более низкое, чем в щелочных сиенитах, содержание титана и фосфора. Мариуполиты – эгирин-альбитовые нефелиновые сиениты – залегают среди габбро и пироксенитов, щелочных сиенитов, фойяитов и гранитоидов рамы в виде даек или дайкообразных крутопадающих тел; для них характерен устойчивый парагенезис породообразующих минералов: альбит + эгирин + (-) микроклин. Реже, вместо эгирина или совместно с ним, присутствует биотит [61].

Помимо мариуполитов, среди дайковых нефелиновых сиенитов Октябрьского массива обнаружены их агпаитовые разновидности с эвдиалитом и астрофиллитом [61]. По минеральному (нефелин + щелочной полевой шпат + эгирин) и химическому составу они подобны некоторым разновидностям луавритов и фойяитов Ловозерского, Хибинского (Россия) и других щелочных массивов. Эвдиалитсодержащие агпаитовые нефелиновые сиениты рассматриваются как остаточные продукты фракционирования щелочно-базальтоидной магмы, последовательными дифференциатами которой являются субщелочные (ти-

тан-авгитовые) габбро и пироксениты – сиениты – фойяиты – мариуполиты – агпайтовые нефелиновые сиениты [61].

Дайковые комплексы. В пределах площади выделены три пояса даек, контролируемые разломами северо-западного направления: Кузнецово-Михайловский, расположенный в восточной части площади и имеющий ширину около 2 км; Антон-Тарамский – в центральной части площади, шириной 4–6 км, и Павлополь-Октябрьский – в юго-западной части площади, шириной около 16 км. Петрографический состав даек довольно разнообразен: диабазы, кварцевые диабазы, габбро-диабазы, лампрофиры, кварцевые порфиры, мончикиты, камптониты, сельвсбергиты, тингуаиты и др. [144]. Преобладают дайки мезо- и неопротерозойского возраста, но встречаются и дайки девонского возраста. Так, в обнажении р. Кальмиус, в 2 км южнее с. Староласпы, закартирована дайка диабазовых порфиритов возрастом 340–350 млн. лет, а в 1 км южнее с. Новоласпы – дайка камптонитов возрастом 300 млн. лет. По химическому составу и петрографическим особенностям эти дайки близки к таковым протерозойского возраста.

Палеозойские магматические образования в пределах Приазовского блока УЩ достоверно установлены только в северной части Восточно-Приазовского района (Волновахская площадь). К ним относятся Покрово-Киреевский массив (средний девон), среди гипабиссальных пород которого в свое время выделялись [49] жильные кимберлиты нескольких этапов внедрения и эруптивные брекчии, отнесенные позднее к пикритам; трубки и дайки кимберлитов верхнедевонского возраста; штоки и малые интрузии андезитов пермь-триасового возраста. В зоне сочленения УЩ с Донбассом развиты вулканогенно-осадочные образования франского яруса верхнего девона, среди которых ранее выделялась антон-тарамская свита мощностью до 500 м, сложенная преимущественно эффузивно-вулканокластическими породами основного состава (базальтами, пикрито-базальтами, андезито-базальтами и их туфами).

Покрово-Киреевский комплекс среднего девона. К этому комплексу отнесен известный Покрово-Киреевский массив, расположенный в северо-восточной части площади, в узле сопряжения субмеридиональной Грузско-Еланчикской и северо-восточной Южно-Донецкой зон глубинных разломов (рис. 40). Здесь была выделена особая Покрово-Киреевская структура, в пределах которой длительное время осуществлялись поиски коренных источников алмазов. В центральной части структуры проявились наиболее глубокие расколы фундамента, по которым в ряде мест внедрились штокообразные тела ультраосновных и щелочных пород. Главную роль в распределении продуктов магматической деятельности в девонское время играли глубинные субширотные разломы [49]. В центральной части структуры выявлены жильные тела мощностью от 10–15 см до 2–5 м, отнесенные к базальтоидным и слюдяным кимберлитам, а также жилы, сложенные эруптивными брекчиями кимберлитов. Их образование связывают с двумя этапами магматизма.

Первый этап магматизма представлен (здесь и далее приводятся названия пород, данные им авторами работы [49]), преимущественно, слюдяными (лампрофировыми) кимберлитами, реже базальтоидными (не содержащими слюды) кимберлитами и широко развитыми эруптивными брекчиями порфировых кимберлитов. В породах хорошо различимы обломки и порфировые выделения оливина округлой или овальной формы, обычно замещенные агрегатом кальцита, иногда чешуйки слюды размером 0,3–0,7 мм и более. Основная масса полнокристаллическая, состоит из зерен карбонатизированного и серпентинизированного оливина, редко – пироксена, магнетита, перовскита, флогопита и др. Иногда кимберлиты сильно ослюденены и превращены в типичные слюдиты. В основной массе есть обломки карбонатизированных дунитов и пироксенитов (диопсидитов). В эруптивных брекчиях обломки, составляющие 40–60%, представлены серпентинизированным оливином, ксенолитами дунитов, слюдяных перидотитов, базальтоидных порфировых кимберлитов и пироксенитов. Размер обломков колеблется от 1–2 до 15–20 см, форма округлая или остроугольная. В количестве не более 5–10% присутствуют также ксенолиты амфибол-пироксеновых или слюдяных сланцев и, очень редко, карбонатных пород. Минералогические исследования показали наличие в кимберлитах пикроильменита, хромита, альмандин-пироба (по составу соответствует эклогитовому типу), Cr-пироба (1 зерно), пирита, магнетита, апатита, сфена, циркона, анатаза и др.

Ко второму этапу магматизма отнесены эруптивные брекчии ультраосновных пород, отличающиеся от брекчий первого этапа специфическим характером основной массы, состоящей, главным образом, из магнезиально-железистой слюды, серпентина (с примесью диопсида, авгита), иногда с большим количе-

ством магнетита. Состав обломочного материала здесь также более разнообразный, чем в кимберлитах первого этапа, и представлен, в основном, обломками пород, рудных минералов и пироксенов. Среди обломков пород установлены щелочные базальтоиды (авгититы, лимбургиты, псевдолейцитовые базальтоиды и фонолитовиды), серпентинизированные и карбонатизированные оливиниты (дуниты), крупнозернистые неизмененные пироксениты и перидотиты. Из аксессуарных минералов диагностированы гранат, ильменит, крайне редко – хромшпинелиды, апатит, циркон, муассанит.

Охарактеризованные выше породы не являются собственно кимберлитами, а представляют собой, скорее всего, родственные им пикриты. Они приурочены к южной части Покрово-Киреевского массива (рис. 40), в пределах которого известны как интрузивные (габбро-пироксениты, перидотиты, малиньиты, нефелиновые сиениты и др.), так и эффузивные (щелочные базальтоиды, лимбургиты, авгититы, трахиты и др.) субщелочные и щелочные породы [49]. Взаимоотношения между эффузивными и интрузивными породами не ясны. Лимбургиты и авгититы в одних случаях рассматриваются как жильные производные интрузивной фазы габбро-верлит-пироксенитов, в других – включаются в состав эффузивной щелочно-базальтоидной серии. Не выяснены взаимоотношения щелочных и субщелочных эффузивов с эффузивами нормального ряда. По данным [49] интрузии габбро-пироксенитов и малиньит-нефелиновых сиенитов являются секущими по отношению к эффузивной толще базальтоидов. Наиболее изученная интрузия габбро-пироксенитов площадью около 10 км² имеет овальную форму и зональное строение: периферическая часть сложена титанавгитовыми пироксенитами и их рудными разновидностями, центральная – габброидами (от плагиоклазовых пироксенитов и габбро-пироксенитов до лейкократовых габбро). Подчиненное развитие имеют перидотиты (верлиты) и оливиниты (последние встречены в виде обломков в эруптивных брекчиях). С заключительным этапом формирования интрузии связано образование жильных пород – пикритов, лимбургитов, авгититов, беербахитов, плагиоклазитов и др. Интрузия щелочных пород – малиньитов, ювитов и нефелиновых сиенитов – расположена южнее интрузии габбро-пироксенитов и занимает несколько меньшую площадь. Главные пороодообразующие минералы малиньитов и нефелиновых сиенитов – ортоклаз или санидин-ортоклаз, нефелин, пироксен ряда титанавгит-эгирин и биотит. Содержание пироксена варьирует от 33,5 (в малиньитах) до 1,6% (в нефелиновых сиенитах). Характерные аксессуарные минералы – сфен, кальциевый ринколит, флюорит. Среди дайковых и эффузивных аналогов малиньит-ювитов отмечаются тингуаиты, сельвсбергиты, тефрифонолиты, псевдолейцитовые и нефелиновые базальты, а также их мелилитсодержащие разновидности – бергалиты. К главным петрохимическим особенностям щелочных и субщелочных пород Покрово-Киреевского массива можно отнести следующие: высокое содержание титана и довольно низкое – фосфора во всех породах массива; возрастание железистости и щелочности от ранних дифференциатов к поздним, то есть наблюдается эволюция магматизма от базальтоидов и интрузивных основных пород субщелочного состава до пересыщенных щелочами малиньитов-ювитов [49].

Кимберлиты верхнего девона. Как уже отмечалось, в пределах Волновахской площади известны четыре кимберлитовые трубки – Петровская, Надия, Южная, Новоласпинская, две дайки – Новоласпинская и Южная, и кимберлитопоявление Горняцкое (рис. 40). Кимберлитовые тела Петровское и Горняцкое выявлены в зоне сочленения Донбасса с Приазовским массивом, в поле развития девонских вулканогенно-осадочных пород; кимберлитовые тела Надия, Южная (трубка и дайка), Новоласпинская (трубка и дайка) расположены в северо-восточной части Приазовского массива и приурочены к разлому субширотного простирания, названному Широтным (А.И. Чашка и др., рис. 40). Этот разлом разделяет Волновахскую площадь на две части, существенно отличающиеся по характеру гравитационных полей. Северная из них характеризуется минимумом силы тяжести субширотной ориентировки, а южная – повышенной интенсивностью поля силы тяжести. Разлом представлен тремя смещенными в плане относительно друг друга отрезками и картируется, в целом, как зона шириною до 8 км и протяженностью более 50 км. Возможно, с этой же широтной зоной разломов связано внедрение кимберлитоподобных пикритов Покрово-Киреевской структуры.

Выявленные бурением в пределах ореолов минералов-спутников алмаза кимберлитовые тела Петровское и Горняцкое не проявляются в магнитном поле в виде характерных для кимберлитовых трубок аномалий. Магнитные поля в пределах этих кимберлитовых проявлений мозаичные и обусловлены искажающим влиянием покровов посткимберлитовых базальтоидов.

Кимберлитовые трубки Надия и Новоласпинская проявляются в магнитном поле локальными положительными аномалиями интенсивностью 100 и 10 нТл, соответственно, размером 50–70 м (рис. 42). Форма аномалий изометричная с характерной изрезанной затяжкой изодинам ΔT на южном обрамлении, резким градиентом и минимумом, ограничивающим аномалию с севера. Трубка Южная выражена совокупностью 5 локальных аномалий размерами в плане от 20х40 до 50х100 м и интенсивностью 10–50 нТл. Аномалии, вызванные трубками, имеют в магнитном поле дискордантное положение. Они как бы «раздвигают» окружающие их изодинамы поля ΔT . Последние часто подходят к трубочным аномалиям под разными углами [57].

Анализ положения кимберлитовых тел в гравитационном поле м-ба 1:25000 показывает, что они размещены на периферии широкого минимума и тяготеют к градиентной зоне субширотного простирания. На картах м-ба 1:10000 картина поля силы тяжести, естественно, усложняется. Градиентная зона имеет вид сложно построенного блока, в пределах которого проявлены тектонические нарушения различных систем. Кимберлитовая трубка Надия сохраняет свою принадлежность к субширотной зоне, но в ней не проявляется (рис. 41). Трубка и дайка Новоласпинские (рис. 41) тяготеют к градиентной зоне северо-восточного простирания. Дайка в поле остаточных аномалий силы тяжести не фиксируется, а трубка образует едва заметный минимум около 0,1 мГл. Трубка Южная расположена в пределах плотных пород фундамента и фиксируется минимумом силы тяжести около 0,2 мГл, при этом сложная в плане форма трубки соответствует конфигурации аномалии (рис. 41).

Общим для трубок северо-восточной части Приазовского массива является их положение вблизи аномалий, обусловленных дайками базитов и разломами высоких порядков, которые четко выражаются в физических полях узкими положительными и отрицательными магнитными аномалиями и резкими градиентными зонами [57].

Трубка Петровская – первая находка кимберлитов в коренном залегании в Украине. Кимберлитовое тело размером в плане 200х400 м имеет грибовидную форму при сохранившейся мощности 30–50 м. Корневая часть тела не установлена, на глубине около 60 м кимберлиты резко сменяются подстилающими карбонатными породами николаевской свиты среднего девона или кристаллическими породами фундамента. Это дало основание некоторым исследователям предполагать, что выявленное тело представляет собой верхнюю часть кимберлитовой трубки, сорванную и передвинутую вместе с вмещающими её породами в западном направлении. Кристаллический фундамент под кимберлитовым телом разбит зонами дробления, пронизан дайками и жилами базитов, андезитов и пикритов. В одной из пикритовых даек встречены хромшпинелиды, близкие по составу к таковым из кимберлитов. Среди даек могут быть проводники кимберлитовой магмы и Петровское кимберлитовое тело можно рассматривать как трубку бокаловидной формы в коренном залегании. Трубки такой формы характерны, в частности, для лампроитов Австралии.

Кимберлиты представляют собой интенсивно измененные, карбонатизированные и хлоритизированные брекчии, среди которых выделяются три их разновидности: эруптивные брекчии, туфобрекчии и ксенотуфобрекчии.

Эруптивные брекчии составляют центральную часть трубки, а туфо- и ксенотуфобрекчии – в основном, ее периферическую часть [57, 142]. Верхняя часть тела сложена корой выветривания кимберлитовой брекчии мощностью от 7 до 13 м.

Эруптивные кимберлитовые брекчии – это серовато-зеленые породы преимущественно мелко-среднеобломочной структуры и нередко «полосчатой» текстуры (под углом 40 – 45° к оси зерна), обусловленной чередованием мелко- и среднеобломочных разностей. Преобладающий размер обломков 0,5–5 см, форма изометричная и угловатая, более крупные обломки и глыбы встречаются редко.

Среди обломков преобладают (40–45%) породы фундамента: гранитоиды, гнейсы биотитовые, плагиограниты, кристаллосланцы, амфиболиты, диабазы, хлоритизированные лампрофиры, пироксениты. Около 10–15% составляют обломки пелитоморфных известняков среднего девона. Значительная часть обломочного материала представлена карбонатизированными ультраосновными породами, автолитами слюдистых микропорфировых кимберлитов, псевдоморфозами карбонат-серпентинового состава по оливину, ксенокристаллами флогопита, пиропу и хромшпинелидов. Связующая масса эруптивных брекчий, несмотря на сильную серпентинизацию и карбонатизацию, иногда сохраняет признаки магматического

происхождения. Структура её мелкопорфировая, вкрапленники размером 0,2–0,5 мм представлены псевдоморфозами карбоната по оливину и лейстами хлоритизированного флогопита. Основная масса апостекловатая серпентин-карбонатного состава; в ней рассеяны мелкие зерна апатита, магнетита, хромшпинелидов, лейкоксена.

Кимберлитовые туфобрекчии имеют серый или пепельно-черный цвета, агломератовую и глыбовую структуры. Преобладают крупные обломки (5–20 см) и глыбы (2–5 м и более), сложенные на 50–60% органогенными и пелитоморфными известняками среднего девона. До 25% обломков составляют породы кристаллического фундамента и продукты их дезинтеграции: зерна кварца, полевых шпатов, амфибола, биотита. Остальная часть (15–25%) представлена обломками мелкопорфировых кимберлитов, псевдоморфозами карбоната по оливину, а также полностью карбонатизированных ультраосновных пород. Цементом в туфобрекчиях чаще всего является мелко-среднеобломочный материал того же состава, что и крупные обломки. Магматический цемент не установлен. Породы интенсивно карбонатизированы, карбонат образует густую сеть прожилков, которые часто сливаются в сплошную массу, цементирующую обломки различного состава.

Кимберлитовые ксенотуфобрекчии встречаются в эндоконтактах тела и состоят на 85–90% из обломков пород фундамента и вмещающих карбонатных и терригенных отложений среднего девона, содержание глубинного материала в них весьма незначительное. В протолочных и технологических пробах их установлены хромдиопсид, флогопит, пирит, гидрооксиды железа, пиропы, хромшпинелиды, иногда пикроильменит. По химическому составу пиропы и хромшпинелиды отвечают таковым из лерцолитов графит-пироповой фации. Алмазы не обнаружены.

Кимберлитопоявление Горняцкое расположено в 5 км на восток от Петровской кимберлитовой трубки. Скважиной на глубине 238,5–239,0 м среди туфов оливиновых пикрит-базальтов выявлены один обломок величиной около 30 см и несколько обломков кимберлитов размером до 1,5 см в той же и других скважинах. Эти обломки являются продуктами разрушения еще не обнаруженной кимберлитовой трубки, расположенной в непосредственной близости. Кимберлит представляет собой сильно карбонатизированную эруптивную брекчию автолитового типа. Автолиты занимают до 7–8% объема брекчии. Они имеют овальную или неправильную форму и небольшие размеры (до 1–2 мм). Основная масса автолитов серпентин-карбонатная с тонкой вкрапленностью магнетита, хлоритизированного флогопита и иногда амфибола.

Обломочный материал в кимберлитовой брекчии представлен преимущественно известняками, сланцами и алевролитами предположительно среднего девона, в подчиненном количестве присутствуют гранитоиды, диабазы, лампрофиры. Размер обломков колеблется от 1–2 до 15–20 мм. Иногда отмечаются ксенолиты глубинных пород существенно оливинового состава, содержащих пиропы и хромшпинелиды, а также ксенокристаллы пироба (в т. ч. с келифитовыми каймами), хромшпинелидов, хромдиопсида и хлоритизированного флогопита. При этом хромшпинелиды количественно резко преобладают над пиропами (по данным Приазовской ГРЭ, соответственно, 0,14 и 0,02% в тяжелой фракции).

Автолиты кимберлитов и обломки ксеногенных пород и минералов сцементированы магматическим цементом кимберлитового состава, на который приходится до 30% объема эруптивной брекчии. Цемент имеет микропорфировую структуру. Вкрапленники представлены псевдоморфозами карбоната и серпентина по оливину и чешуйкам флогопита. Иногда цементом брекчии является новообразованный кальцит с гранобластовой структурой, в котором первичный кимберлитовый цемент сохраняется лишь на небольших участках.

Встреченные в кимберлитах пиропы имеют преимущественно светло-фиолетовую и светло-лиловую окраску. Реже отмечаются пиропы сиреневого и розового цвета и очень редко – оранжевого и желтого цвета. Установлена их принадлежность к гарцбургитовому, лерцолитовому, вебстеритовому и эклогитовому парагенезисам. Среди пиропов преобладают среднехромистые (Cr_2O_3 – 3,1–6,4%) разновидности с умеренным содержанием CaO (4,5–6,0%). По оптико-спектроскопическим параметрам некоторые пиропы гарцбургитового и пироп-альмандины эклогитового парагенезисов могут быть отнесены к алмаз-пироповой фации глубинности.

Хромшпинелиды соответствуют по составу магнезиохромиту: Cr_2O_3 – 55–57%, MgO – 12–16%.

Хромдиопсид представлен кальциевой и редко субкальциевой разновидностями, образовавшимися в температурном интервале 950–1100° С при давлении более 30 кбар, т.е. в графит-пироповой фации глубинности. Содержание Cr_2O_3 в нем составляет 1–2,2%, Na_2O – 1–2,8%.

Кимберлиты Горняцкого проявления отличаются от кимберлитов трубки Петровская и представляют собой продукты разрушения местной, слабо эродированной, трубки.

Трубка Надия – первая трубка кимберлитов, выявленная в пределах восточной части Приазовского кристаллического массива. Она расположена в 5,2 км на юго-восток от Петровской трубки и приурочена к узлу пересечения разломов субширотного и северо-западного направлений. Пространственно с ней совпадает шлиховый ореол пиропов и пикроильменита в четвертичных отложениях. Трубка в плане имеет форму эллипса размером 30х60 м, длинная ось которого ориентирована в северо-западном направлении. Азимут падения трубки 210°, угол падения 60–80°. С глубиной тело сужается и переходит в дайку (трубка прослежена поисковыми скважинами до 137,5 м).

Кимберлитовое тело нарушено субширотным и субмеридиональным разломами, и отдельные его блоки перемещены по ним в вертикальном направлении. В опущенном северном блоке сохранилась от эрозии его верхняя часть. Трубка прорывает сиениты и граносиениты хлебодаровского комплекса и перекрывается суглинками четвертичного возраста мощностью от 0,5 до 8,0 м.

Центральная часть трубки сложена массивными порфировыми кимберлитами, краевая – эруптивными брекчиями порфировых и автолитовых слюдистых кимберлитов и ксенотуфобрекчиями.

Эруптивные брекчии являются наиболее распространенным типом кимберлитовых пород в пределах трубки. Среди них выделяются разновидности с массивной текстурой цемента и автолитового типа. В первых цементом служит кимберлит порфировой структуры, вкрапленниками в котором являются оливин и флогопиты, а основная масса имеет серпентин- или монтмориллонит-карбонатный состав. В автолитовой брекчии существенно кимберлитовая составляющая представлена, в основном, автолитами.

Эруптивная брекчия автолитовых кимберлитов состоит из автолитов кимберлитов, содержание которых достигает 50–70%, а также псевдоморфоз по оливину (5–20%), ксенолитов гранитов (до 20–40%), известняков и продуктов их дезинтеграции (до 20–40%), сцементированных серпентин-карбонатным материалом с незначительной примесью магнетита и флогопита. Автолиты имеют округлую или овальную форму и концентрически-зональное строение. Размер их варьирует от 1–2 мм до 3–5 см. В ядрах автолитов располагаются обычно фрагменты зерен оливина, флогопита, калиевого полевого шпата и других ксеногенных минералов. В автолитах наблюдается мелкопорфировая или флюидальная структура.

Эруптивная кимберлитовая брекчия с массивной текстурой цемента отличается от автолитовых брекчий меньшим количеством обломочного материала, порфировой структурой кимберлита-цемента и значительно меньшими размерами порфировых вкрапленников, представленных псевдоморфозами по оливину, реже – флогопитом.

Порфировые кимберлиты встречены единичными скважинами в центральной части трубки. Для них характерна массивная текстура и мелкопорфировая структура. Вкрапленники представлены псевдоморфозами по оливину, составляющими 20–30%, и флогопитом. Связующая масса имеет серпентин-карбонатный или монтмориллонит-слюдистый состав. Содержание слюды достигает иногда 30% и она часто имеет тетраферрифлогопитовый абсорбционный эффект. Ксенолиты вмещающих пород (гранитов, известняков) и продукты их дезинтеграции отмечаются редко или вовсе отсутствуют.

Из глубинных минералов в кимберлитах трубки Надия встречены пиропы, хромшпинелиды и пикроильменит. При этом пикроильменит количественно значительно преобладает над хромшпинелидами и, особенно, над пиропом, что отличает кимберлиты этой от кимберлитов других трубок площади. Кроме того, в кимберлитах трубки очень редко встречаются ксенокристаллы флогопита.

Пиропы среднехромистые (Cr_2O_3 – 4,3–6,2%), умереннокальциевые (CaO – 4,3–6,2%), с низким содержанием кноррингитового компонента. Хромшпинелиды умеренно- и высокохромистые (Cr_2O_3 – 40–57%), высокомагнезиальные (MgO – 11–16%), иногда с повышенным содержанием TiO_2 (до 4,2%). В подчиненном количестве (около 20%) встречаются хромшпинелиды переменного состава (Cr_2O_3 – 34–59%), для которых характерно повышенное содержание TiO_2 (2–7%), а также $\text{FeO}+\text{Fe}_2\text{O}_3$ и пониженное MgO (5,5–9,5%).

Пикроильменит содержит 7–14% MgO , 0,5–4,0% Cr_2O_3 и 27–48% мол. гейкилитового компонента.

Перечисленные минералы-спутники алмаза относятся к графит-пироповой фации глубинности.

Трубка Южная расположена в 1,7 км на юго-восток от трубки Надия. Она имеет сложную (амебовидную) форму. В ее пределах встречены крупные (до нескольких десятков метров) блоки вмещающих гранитоидов. Северные контакты трубки падают на юго-запад под углом $45\text{--}60^\circ$, южные – почти вертикальные. Площадь выхода кимберлитов под четвертичными суглинками составляет около 2,2 га. Наклонными скважинами кимберлитовое тело прослежено до глубины 321,0 м. Трубка Южная прорывает граносиениты и кварцевые сиениты хлебодаровского комплекса. Она выполнена эруптивными брекчиями автолитовых кимберлитов гипабиссальной фации. По данным Е.В. Юткиной и др. (2003) возраст их составляет $384,7 \pm 3,9$ млн. лет (определен Rb – Sr методом по породе и флогопиту). Для эруптивных брекчий характерно преобладание собственно кимберлитового материала (до 60–70% объема породы). Обломки представлены обычно вмещающими граносиенитами и сиенитами, редко известняками и песчаниками николаевской свиты среднего девона, глубинными пироповыми и ильменитовыми перидотитами и продуктами их дезинтеграции. Среди ксенокристаллов преобладают оливин (полностью серпентизирован и частично карбонатизирован), флогопит (в разной степени хлоритизирован), пикроильменит, пироп и хромшпинелиды. Сравнительно часто отмечается хромдиопсид. Ксенокристаллы пикроильменита имеют, как правило, реакционные взаимоотношения с кимберлитовой основной массой. На некоторых ксенокристаллах флогопита наблюдаются реакционные тетраферрифлогопитовые каймы.

Ксеногенные обломки пород и минералов сцементированы слюдисто-серпентинитовым или монтмориллонитовым материалом, иногда со значительной примесью карбонатов (10–15%). Мелкочешуйчатый флогопит составляет до 2%. Изредка отмечаются тетраферрифлогопит, апатит, перовскит и рудные минералы.

Массивный кимберлит имеет слабо выраженную порфировую структуру. Содержание оливина в нем варьирует от 25 до 50%. Оливин, как правило, сильно изменен и замещен монтмориллонитом, серпентином и кальцитом. Основная масса кимберлитов сложена псевдоморфозами по оливину и клинопироксену, флогопиту и кальциту с примесью магнетита и перовскита. Флогопит составляет 20–45%. Он обычно мелкочешуйчатый, часто образует розеткообразные сростки. Плеохроизм зеленый параллельно спайности и поляризатору, розовый – в перпендикулярном направлении. Карбонаты часто образуют ромбические кристаллы и их сростки, содержание которых редко превышает 15–20%. Иногда встречаются скелетные кристаллы апатита, ильменит и перовскит, замещенный сфеном.

По минеральному составу кимберлиты трубки Южная относятся к слюдистому типу. По химическому составу эруптивные кимберлитовые брекчии значительно отличаются от массивных порфировых кимберлитов, что обусловлено, прежде всего, различным содержанием в них ксенолитов глубинных и коровых пород и их минералов. Повышенные содержания в кимберлитах SiO_2 , Al_2O_3 и Na_2O связано с наличием гранитоидного материала, а MgO , TiO_2 и K_2O – обогащенностью пикроильменитом и флогопитом. Кимберлиты, в целом, слабо карбонатизированы и, как следствие, бедны CaO и CO_2 . Им свойственно повышенное содержание P_2O_5 . По соотношению K_2O и TiO_2 кимберлиты трубки Южная близки кимберлитам группы 1В Юж. Африки. Характерными элементами-примесями их являются Zr, Nb, Ta, Hf, Th, U и РЗЭ (С.Н. Цымбал и др., 2003; В.А. Кононова и др., 2003). В кимберлитах этой трубки среди ксенокристаллов глубинных минералов количественно преобладает пикроильменит. На втором месте по распространенности стоит пироп, на третьем – хромшпинелиды, на четвертом – хромдиопсид. Циркон встречается очень редко. Характеристика состава и свойств перечисленных минералов (кроме циркона) приводится в работах [139, 89–93].

На восточном фланге трубки Южная установлена кимберлитовая дайка протяженностью до 1 км и мощностью 1,5–3,0 м. Простираение ее субширотное, падение на юг под углом $70\text{--}80^\circ$. Кимберлиты представляют собой эруптивные брекчии с широкой цветовой гаммой пиропов – от оранжевых до фиолетовых [57, 139].

Трубка Новоласпинская находится на расстоянии в 2,1 км западнее трубки Южная и в 2,4 км на юго-запад от трубки Надия. В плане она имеет форму эллипса размером 100х40 м (около 0,3 га), длинная ось которого ориентирована в северо-восточном направлении. Стенки трубки крутые, почти вертикальные. Кимберлиты перекрыты четвертичными суглинками мощностью 13,0–14,0 м и подсечены скважинами на глубину около 110 м. Вмещающими породами являются граносиениты хлебодаровского ком-

плекса палеопротерозоя, отдельные блоки которых встречаются и в теле трубки. Граносиениты вблизи контакта с кимберлитами трещиноваты, сильно изменены под влиянием кимберлитового расплава и наложенных гидротермальных процессов. Мощность таких измененных граносиенитов составляет 3–6 м. Кимберлиты вблизи контакта с граносиенитами обогащены их ксенолитами и мелкими продуктами дезинтеграции. Иногда ксенолиты достигают 0,4 м, но обычно мелкие (3–5 см). Характерными минералами вмещающих граносиенитов являются железистые амфиболы типа ферригастингсита, биотит, калишпат, апатит и циркон.

Кимберлиты до глубины примерно 50 м выветрелые, ниже – плотные, слабо измененные (т.н. хардебенк). Выделяются кимберлиты диатремовой и гипабиссальной фаций. Первые представлены эруптивной брекчией кимберлитов, вторые – массивными порфировыми кимберлитами. Часто встречаются также автолитовые разновидности кимберлитов с мелко- и криптозернистой структурой и массивной текстурой. Содержание флогопита в них достигает 10–15%; основная масса состоит из продуктов изменения оливина, карбоната и рудных минералов.

Для эруптивных кимберлитов характерно высокое (до 50–70%) содержание крупных кристаллов флогопита размером от 2–4 до 10–11 мм, окруженных реакционной каймой, состоящей из серпентиноподобного минерала, перовскита и карбоната. Флогопит мегакристаллов плеохроирует от бесцветного до светлорозового с нормальной схемой абсорбции. По краям этого флогопита часто развивается тетраферрифлогопит. Ещё одной особенностью эруптивных кимберлитов является высокая частота встречаемости ксенокристаллов пикроильменита и наличие его желваков размером 5–7 см, имеющих обычно гранулированное строение. В одном из желваков размером около 1 см диагностировано включение флогопита, что позволяет считать его фрагментом слюдисто-ильменитового перидотита. Помимо ксенокристаллов глубинных парагенезисов, в эруптивной брекчии кимберлитов установлены ксенолиты существенно оливиновых пород дунитового или гарцбургитового состава с пиропом, оливиновых перидотитов с хромшпинелью, оливиновых перидотитов с флогопитом, оливиновых перидотитов с ортопироксеном, ильменит-флогопитового перидотита. На некоторых ксенолитах перидотитов отмечается наличие коронарной реакционной каймы шириной до 2 мм.

Связующая масса в кимберлитовой брекчии сложена продуктами изменения оливина (> 50%), флогопитом (до 10–20%), кальцитом (до 10–20%), апатитом (до 1–2%), ильменитом, хромшпинелидами, перовскитом и сфеном. Ильменит имеет, как правило, реакционные взаимоотношения с цементом – на границе образуются перовскит, сфен, магнетит и апатит. Флогопит из основной массы бесцветный, с многочисленными мелкими включениями рудных минералов и серпентинизированных силикатов. Выделяются две разновидности мелкопорфирового слюдистого цемента – с низким и повышенным содержанием кальцита магматического типа. Такой кальцит некоторые исследователи рассматривают как карбонатизированный монтчеллит, а содержащие их кимберлиты выделяют в самостоятельную разновидность.

В нижней части трубки Новоласпинская широко развиты массивные порфировые кимберлиты, состоящие из фенокристаллов серпентинизированного оливина, флогопита и ильменита, сцементированных серпентин-карбонатным материалом со значительной примесью флогопита (10–20%), рудных минералов, хромшпинелидов, ильменита, перовскита и апатита. Флогопит почти бесцветный или слабо плеохроирует по тетраферрифлогопитовой схеме, мелкочешуйчатый. Кальцит часто образует правильные удлиненные таблитчатые кристаллы, которые рассматриваются одними исследователями как псевдоморфозы по монтчеллиту, другими – как первичный микролитовый кальцит.

В массивных порфировых кимберлитах изредка встречаются ксенолиты перидотитов, в том числе их пироповых разновидностей, а также сильно измененных граносиенитов.

Таким образом, для кимберлитовых брекчий и массивных порфировых кимберлитов трубки Новоласпинская характерно высокое содержание оливина, ильменита и флогопита как в виде ксенокристаллов, так и в основной массе. Кроме того, кимберлиты обоих типов обогащены перовскитом и апатитом. В них отмечается повышенное содержание ксенолитов существенно оливиновых глубинных пород. Эти особенности минерального состава во многом обусловили их петро- и геохимическую специфику: высокую магнезиальность, титанистость и кальциевость. Они также обогащены Nb, Zr, Ta, Th, РЗЭ и другими некогерентными элементами. По петрохимическим и геохимическим характеристикам кимберлиты этой

трубки близки к кимберлитам I и II группы Юж. Африки и кимберлитам Копинского поля Архангельской провинции.

Дайка Новоласпинская вскрыта скважинами в 50 м от одноименной трубки и прослежена по длине на 300 м и на глубину до 75 м. Простирается её совпадает с субширотной зоной разломов, контролирующей положение трубки Новоласпинская. Дайка после внедрения была разбита рядом мелких разрывных нарушений субмеридионального и северо-западного направлений и несколько смещена по ним. Она имеет крутое (70–80°) падение на юго-восток. Мощность её колеблется от 5 до 10 м, а в месте раздува достигает 15 м. Дайка перекрыта четвертичными суглинками мощностью 15–20 м.

Вмещающими для кимберлитовой дайки являются сиениты и граносиениты хлебодаровского комплекса. Вблизи контактов с кимберлитами эти породы сильно трещиноваты, с многочисленными зеркалами скольжения и глинками трения, в разной степени изменены наложенными процессами и пронизаны инъекциями кимберлитов. В свою очередь, кимберлиты вблизи контактов с вмещающими породами также сильно изменены и обогащены продуктами дезинтеграции этих пород – калиевым полевым шпатом, биотитом, железистой роговой обманкой, цирконом, ильменитом. За счет обилия обломков калиевых полевых шпатов кимберлиты часто имеют «трахитоподобную структуру». Помимо ксенолитов граносиенитов и сиенитов, в Новоласпинской дайке установлены в небольшом количестве обломки диабазов, редко – известняков, а также глубинных пород и минералов – пироповых перидотитов, пиропов, пикроильменитов, хромдиопсидов, хромшпинелидов, флогопита, оливина.

Дайка сложена массивными и брекчиевидными порфировыми кимберлитами, которые в верхней части сильно изменены гипергенными процессами. Мощность коры выветривания по ним достигает 15–17 м. Вкрапленники в кимберлитах составляют от 20–30 до 40–50% и представлены преимущественно серпентиновыми, серпентин-карбонатными и монтмориллонитовыми псевдоморфозами по оливину, реже – флогопитом. Связующая масса состоит в основном из продуктов изменения оливина, флогопита и мелких рудных минералов. Содержание флогопита в цементе местами достигает 20–30%. Он часто образует своеобразные сростки (розетки, лучистые агрегаты) и проявляет «тетраферрифлогопитовый» эффект плеохроизма. Изредка в основной массе встречаются пикроильменит, имеющий реакционные взаимоотношения с ней, кальцит, перовскит, апатит. На отдельных участках в дайке установлены автолиты слюдястых кимберлитов, в основной массе которых продукты изменения оливина составляют до 30%.

Рассмотренные кимберлитовые тела восточной части Приазовского массива в настоящее время относятся к Петровско-Кумачевскому кимберлитовому полю. По содержаниям Cr_2O_3 и CaO пиропы из выявленных кимберлитов принадлежат преимущественно к лерцолитовому парагенезису (рис. 43). Среди ксенокристаллов хромшпинелидов из кимберлитов преобладают разновидности, содержащие Cr_2O_3 от 52 до 59% и MgO – 11–15% (рис. 44). Однако, по набору глубинных минералов кимберлиты Петровского и Горняцкого проявлений из зоны сочленения УЩ с Донбассом отличаются от таковых из трубок Надия, Южная и Новоласпинская, расположенных непосредственно на УЩ. Первые характеризуются пироп-хромшпинелидовой ассоциацией высокобарических минералов, а остальные – существенно пикроильменитовой, что согласуется с особенностями химизма кимберлитов. Титанистость кимберлитов трубки Петровская почти на порядок ниже, чем кимберлитов трубок Надия, Южная и Новоласпинская. Эти данные, а также размещение кимберлитовых тел в разных структурно-тектонических условиях, послужили основанием для отнесения их к разным кимберлитовым полям [142, 143].

Оценка алмазности кимберлитовых тел, выполненная по мелкообъемным пробам (по большинству тел в пределах 6–13 тонн), отрицательная. Три обломка алмаза размером 0,1–0,2 мм обнаружены только в кимберлитовой трубке Надия [142].

Петрохимические особенности выявленных кимберлитов (высокие титанистость и щелочность, сравнительно низкая хромистость) также указывают на низкую продуктивность их (табл. 22).

По классификации В.Б. Василенко [24], кимберлиты трубки Надия относятся к слюдяному сублампрофировому типу; трубки Южная – преимущественно к ультраосновному и нормальному типам, и, частично, к лампрофировому типу; трубки Новоласпинская – к слюдяному сублампрофировому и, редко, к нормальному типам; дайки Новоласпинская – к слюдяному сублампрофировому, ультраосновному и

нормальному типам. Следует подчеркнуть, что кимберлиты трубок Надия, Южная и Новоласпинская характеризуются высокими содержаниями SiO_2 , Al_2O_3 , Fe_2O_3 и Na_2O , что не свойственно типичным кимберлитам из других регионов. На эти петрохимические особенности приазовских кимберлитов неоднократно обращали внимание разные исследователи (Федоришин и др., 1998; Смирнов и др., 1999; Бекеша и др., 2003). Они обусловлены, прежде всего, тем, что анализировались в большинстве случаев «валовые» пробы кимберлитов, без выделения из них ксенолитов вмещающих гранитоидов и продуктов их дезинтеграции. Насыщенность кимберлитов гранитоидным материалом значительно искажила химический состав собственно кимберлитов, о чем свидетельствует высокий индекс контаминации их, представляющий собой отношение $(\text{SiO}_2 + \text{Al}_2\text{O}_3 + \text{Na}_2\text{O})/(\text{MgO} + 2\text{K}_2\text{O})$. Для петрохимических и геохимических выводов пригодны лишь анализы с индексом контаминации менее 1,7 (C.R. Clement, 1982). Таких анализов, к сожалению, имеется очень мало. Для оценки алмазности используется соотношение $\text{MgO}/\text{Fe}_2\text{O}_3$, составляющее для высокопродуктивных кимберлитов 1,5–4,0. Этот петрохимический показатель колеблется в пределах: трубка Новоласпинская – 2,28–2,62; трубка Южная – 1,13–2,88; Трубка Надия – 1,14–2,71 (Бекеша и др., 2003). Исходя из приведенных данных, наибольший интерес представляют кимберлиты трубки Новоласпинская.

Геохимические особенности трубок Надия, Южная и Новоласпинская охарактеризованы с учетом опубликованных работ В.А. Кононовой с соавторами (2003, 2004) и С.Н. Цымбала с соавторами (2003). Они базируются на данных, полученных с использованием прецизионных методов ISP-MS и Sr-Nd-Pb изотопии. Анализ этих данных показывает, что концентрация элементов-примесей в кимберлитах зависит от особенностей их минерального состава и колеблется в пределах (г/т): Cr – 1051–1380; Ni – 24–10567; Co – 39–82; V – 109–309; Zn – 42–207; Ga – 10–16; Rb – 12–155; Cs – 0,8–2,8; Sr – 230–1522; Y – 13,5–38,4; Zr – 406–607; Hf – 10,5–16,8 Nb – 423–367; Ta – 4,3–18,9; Th – 11,5–50,6; U – 2,5–14,0; Pb – 2,9–49,2; Cu – 23–185; As – 0,5–2,6; Ba – 295–4042; P3Э – 397–1489. Отличительными геохимическими признаками приазовских кимберлитов являются высокие содержания таких некогерентных элементов как Nb, Zr, Ta, Hf, Th, U и P3Э. Среди P3Э легкие лантаноиды резко преобладают над тяжелыми ($\text{La}/\text{Y} = 63\text{--}197$). Индикаторные отношения составляют: $\text{La}/\text{Nb} = 0,6\text{--}1,4$; $\text{Zr}/\text{Nb} = 1,3\text{--}3,9$; $\text{Ce}/\text{Y} = 6,9\text{--}18,3$; $\text{Ce}/\text{Sr} = 0,2\text{--}0,6$; $\text{Ba}/\text{Rb} = 8,2\text{--}59,2$. Наибольшие величины их (за исключением Zr/Nb) характерны для кимберлитов трубки Надия. Кимберлиты этой трубки по величине отношения Zr/Nb соответствуют кимберлитам группы I Юж. Африки, а кимберлиты трубок Южная и Новоласпинская – кимберлитам группы II Юж. Африки.

В кимберлитах Волновахской площади сравнительно часто встречаются ксенолиты пироповых и хромшпинель-пироповых перидотитов и ксенокристаллы мантийных парагенезисов – оливин (обычно полностью изменен и замещен серпентином и другими вторичными минералами), пиропы, хромшпинелиды, пикроильменит, хромдиопсид, флогопит. Соотношения между ксенокристаллами мантийного типа в разных трубках существенно варьируют. Так, в кимберлитах трубки Петровская преобладающими ксеногенными минералами являются хромшпинелиды и пиропы, а пикроильменит и хромдиопсид отмечаются очень редко. В кимберлитах трубки Надия развиты, в основном, пикроильменит и в меньшей мере хромшпинелиды; пиропы и хромдиопсид встречаются редко. Для кимберлитов трубок Южная и Новоласпинская и дайки Новоласпинская характерно высокое содержание пикроильменита и наличие его желваков, иногда достигающих в размере 5–6 см. В подчиненном количестве в них установлены пиропы, хромшпинелиды, хромдиопсид и флогопит. Одноименные минералы мантийных парагенезисов из разных кимберлитовых тел близки между собой по химическому составу. Эти минералы достаточно хорошо изучены: выполнено большое количество электронно-зондовых, протонно-зондовых и других анализов.

Среди ксенолитов перидотитов преобладают пироповые и хромшпинель-пироповые разновидности. Пироповые перидотиты представлены, в основном, равномернозернистыми лерцолитами с низким содержанием клинопироксена, а хромшпинель-пироповые перидотиты – равномернозернистыми лерцолитами с умеренным и повышенным содержаниями клинопироксена. В ксенолитах пироповых и хромшпинель-пироповых перидотитов пиропы представлены обогащенными хромом ($\text{Cr}_2\text{O}_3 = 5\text{--}8\%$) и кальцием ($\text{CaO} = 5\text{--}6\%$) разновидностями, содержащими менее 10% кноррингитового компонента; ассоциирующие с пиропами хромшпинелиды по составу соответствуют высокохромистым ($\text{Cr}_2\text{O}_3 = 52\text{--}58\%$), малоглино-

земистым (Al_2O_3 – 10–13%) магнезиохромитами с низким или высоким содержанием титана (TiO_2 составляет, соответственно, меньше 0,5% и 1,5–2,5%). В кимберлитах изредка встречаются ксенолиты равномернозернистых лерцолитов с высоким содержанием клинопироксена, пиропы в которых представлены низкохромистой разновидностью (Cr_2O_3 – 2–3%). Обнаруженные в кимберлитах Волновахской площади ксенолиты пироповых и хромшпинель-пироповых перидотитов лерцолитового состава принадлежат к графит-пироповой фации глубинности.

Среди ксенокристаллов пиропов из кимберлитов, по особенностям химического состава и оптико-спектроскопическим свойствам, идентифицированы разновидности, свойственные пироповым и хромшпинель-пироповым равномернозернистым лерцолитам с низким, умеренным и высоким содержанием клинопироксена. Преобладающим развитием пользуются пиропы парагенезиса лерцолитов с низким и умеренным содержанием клинопироксена. В небольшом количестве отмечаются низкохромистые пиропы с повышенным содержанием титана, характерные для пикроильменит-пироповых разновидностей лерцолитов, а также пиропы парагенезиса верлитов, вебстеритов и катаклазированных лерцолитов. Иногда диагностируются гранаты, свойственные эклогитам магнезиального и магнезиально-железистого типов.

Состав пиропов перидотитового парагенезиса варьирует в широких пределах, но преобладают пиропы с содержанием Cr_2O_3 менее 8% и CaO от 3,5–4,0 до 6–7%. Кноррингитовый компонент в них обычно не превышает 10% мол. Кристаллизация их происходила при давлениях меньше 35 кбар, т.е., в условиях графит-пироповой фации глубинности. В кимберлитах изредка отмечаются пиропы с содержанием Cr_2O_3 – 8–12% и CaO – 5–8%. Они значительно обогащены уваровитовым и кноррингитовым компонентами и образовались при давлении 35–45 кбар. Эти пиропы характерны для равномернозернистых лерцолитов с низким содержанием клинопироксена. Часть высокохромистых (Cr_2O_3 – 5–10%) пиропов с повышенным содержанием CaO (6–9%) близка к пиропам лерцолитового парагенезиса графит-пироповой фации глубинности (рис. 43).

Таким образом, в кимберлитах трубок Волновахской площади пиропы являются продуктами дезинтеграции разноглубинных и разных по составу перидотитов графит-пироповой фации. Пиропы гарцбургитового парагенезиса алмаз-пироповой фации глубинности встречаются крайне редко, но наличие их позволяет считать кимберлиты потенциально алмазонасными.

По данным Б.С. Панова, В.Л. Гриффина, Ю.Б. Панова [91, 93] в пиробах из кимберлитов Волновахской площади, в частности, трубок Южная и Новоласпинская, установлены такие элементы-примеси (г/т): Sc – 110–212; Ga – 1,4–10,0; Zr – 6–153; Hf – 0,35–3,95; Ti – 169–2924; V – 164–318; Nb – 0,12–1,37; Co – 28–44; Ni – 25–132; Sr – 0,19–7,94; La – 0,06–2,11; Ce – 0,17–2,29; Nd – 0,63–22,69; Sm – 0,58–2,95; Eu – 0,25–1,49; Gd – 0,50–5,15; Dy – 0,45–6,51; Ho – 0,11–1,24; Y – 1,97–33,11; Er – 0,25–3,67; Yb – 0,34–4,07. При этом пределы колебаний и средние значения содержаний перечисленных элементов в пиробах из кимберлитов трубок Южная и Новоласпинская в большинстве своем близки.

Изученные пиропы существенно отличаются от пиропов алмазонасных кимберлитов других регионов мира, в частности, значительно более высоким содержанием Zr и отношением Zr/Y, более низкой концентрацией Sr и легких редкоземельных элементов. P-T условия образования пиропов определены с использованием Ni-термометра и Cr-барометра. Подавляющее большинство пиропов из кимберлитов трубок Южная и Новоласпинская образовались при температуре 1000–1200°C и давлении 35–45 кбар. В кимберлитах этих трубок имеются пиропы, кристаллизовавшиеся при температуре 800–900°C и давлении 25–35 кбар, а также при температуре 1350–1450°C и давлении 40–45 кбар.

Плотность теплового потока в период формирования кимберлитов Волновахской площади при кондуктивной модели теплопереноса составляла 42–45 мВт/м² и, возможно, больше. Эти геотермы пересекают линию устойчивости графит-алмаз в области «алмазного окна» ($T=1000\text{--}1200^\circ\text{C}$), но изученные пиропы лежат вне поля стабильности алмаза и лишь некоторые из них располагаются в непосредственной близости от него. Пиропы кимберлитовых трубок Южная и Новоласпинская, а также дайки Новоласпинская значительно обогащены Zr (до 100–150 г/т), что свидетельствует о том, что их материнские породы претерпели достаточно интенсивный высокотемпературный метасоматоз до того, как были захвачены кимберлитами. На это указывают также повышенные содержания в пиробах Y (до 25–33 г/т), Sr (до 8 г/т), Nb (до 1,4 г/т), Ti (до 2900 г/т). Принято считать, что районы с повышенными геотермами и интенсивным

глубинным метасоматозом малоперспективны для поисков алмазных месторождений кимберлитового типа.

Хромдиопсид наиболее часто встречается в кимберлитах трубок Южная и Новоласпинская, а также в кимберлитах дайки Новоласпинская. Включения его изредка отмечаются в зернах пиропов. В свою очередь, хромдиопсид иногда содержит включения хромшпинелидов и оливина. По химическому составу среди хромдиопсидов преобладают разновидности с низким содержанием Cr_2O_3 (до 2–3%) и Na_2O (до 2,5%). Железистость большинства из них составляет 6–10%, т.е. близка таковой клинопироксенов из перидотитов. Отношение $\text{Ca}/(\text{Ca}+\text{Mg})$ колеблется от 40 до 48, что соответствует температуре их образования 900–1170°C. Судя по особенностям состава, хромдиопсиды кристаллизовались при давлении от 35–37 до 45–48 кбар. О высокобарных условиях кристаллизации хромдиопсидов свидетельствует и то, что Al в них находится преимущественно в шестерной координации. По данным Б.С. Панова, В.Л. Гриффина и Ю.Б. Панова [90], в хромдиопсидах кимберлитов трубки Южная установлены такие элементы-примеси (г/т): Ti – 1028–4273; V – 260–426; Co – 17–31; Ni – 150–5184; Sc – 24–71; Ga – 3,25–12,73; Sr – 91–235; Nb – 0,38–4,22; Zr – 15–117; Hf – 0,72–4,25; Y – 1,1–8,1; La – 1,57–6,59; Ce – 6,45–20,26; Nd – 5,27–17,36; Sm – 1,42–4,83; Eu – 0,30–1,38; Gd – 0,83–3,68; Dy – 0,58–2,47; Ho – 0,15–0,35; Er – 0,26–0,87; Yb – 0,23–0,92. Повышенные содержания в хромдиопсиде Zr, Sr, Y, Ti, Nb и редких земель свидетельствуют о том, что их материнские перидотиты претерпели заметные метасоматические изменения, что, в целом, согласуется с данными по ксенокристаллам других мантийных минералов. Значительные колебания в содержаниях главных и второстепенных компонентов в хромдиопсидах можно объяснить тем, что они захвачены кимберлитами из разных горизонтов верхней мантии, имеющей преимущественно лерцолитовый состав.

Хромшпинелиды встречены во всех кимберлитовых трубках и дайках, но в разных количествах. По особенностям химического состава выделяются три типа хромшпинелидов (рис. 44). Хромшпинелиды первого типа отмечаются редко и, главным образом, в кимберлитах трубок Южная и Новоласпинская. Они характеризуются низкой хромистостью ($\text{Cr}_2\text{O}_3 < 45\%$) и титанистостью ($\text{TiO}_2 < 1\%$) и повышенной глиноземистостью (Al_2O_3 – 20–35%) и магнезиальностью (MgO – 14–19%). Материнскими породами их были равномернозернистые лерцолиты с умеренным или повышенным содержанием клинопироксена. Хромшпинелиды второго типа количественно резко преобладают над другими разновидностями. По составу они соответствуют высокохромистым (Cr_2O_3 – 48–60%), низкоглиноземистым (Al_2O_3 – 4–14%) и низкожелезистым ($\text{FeO}+\text{Fe}_2\text{O}_3$ – 10–25%) магнезиохромитам. Для большинства из них характерно повышенное содержание TiO_2 (1–4,7%). Первоисточником их были пироповые лерцолиты с низким содержанием клинопироксена, в т.ч. катаклазированные порфировидные лерцолиты. Хромшпинелиды этого типа установлены во всех известных кимберлитовых телах района. Хромшпинелиды третьего типа представляют собой высокохромистые (Cr_2O_3 – 60–64%), низкоглиноземистые (Al_2O_3 – 6–9%) магнезиохромиты, близкие по составу к хромитам алмазной ассоциации. Они присутствуют в кимберлитах в знаковых количествах. Их наличие позволяет рассматривать кимберлиты Волновахской площади как потенциально алмазоносные. В наиболее распространенных хромшпинелидах второго типа из кимберлитов трубки Южная LAM I CP MS анализом определены такие элементы-примеси (г/т): V – 1286–2193; Co – 226–312; Ni – 1014–1660; Zn – 363–840; Ga – 17–101; Zr – 1,94–7,80; Nb – 0,7–2,10; Mn – 1333–2328 [89, 92, 93]. Отличительными особенностями этих хромшпинелидов являются высокие содержания Ti, Ga, Ni и V, повышенные содержания Zr и Nb, **сильные положительные корреляционные связи между Ni и V, Ti и V. Эти особенности обусловлены, видимо, воздействием глубинного метасоматоза на их материнские породы лерцолитового состава.** Хромшпинелиды второго типа образовались в диапазоне давления 30–42 кбар, т.е. в условиях графит-пироповой фации глубинности; температура при этом составляла 900–1200°C (определена с помощью Zn-термометра).

Пикроильменит является преобладающим минералом среди ксенокристаллов мантийного типа во всех кимберлитовых телах Волновахской площади. Исключение составляет кимберлитовая трубка Петровская; пикроильменит в кимберлитах здесь отмечается в единичных знаках. Размер большинства его зерен – 0,5–3,0 мм. В кимберлитах трубок Южная и Новоласпинская изредка встречаются желваки размером до 5–6 см. Желваки, как правило, мономинеральные. Значительная часть пикроильменита представлена рекристаллизованными (гранобластовыми) агрегатами. Все зерна пикроильменита в раз-

ной степени изменены метасоматическими процессами, окружены оболочкой вторичного ильменита и полиминеральными реакционными каймами. Каймы сложены титаномагнетитом, рутилом, сфеном, кальцитом и иногда калий-бариевыми титанатами. В неизмененных зернах пикроильменита содержание MgO колеблется от 6 до 13%. По содержанию хрома выделяются низкохромистые ($Cr_2O_3 < 0,5\%$), среднехромистые ($Cr_2O_3 - 1,0-2,5\%$) и высокохромистые ($Cr_2O_3 - 2,5-4,5\%$) разновидности. Наименее хромистыми являются чаще всего высокомагнезиальные пикроильмениты. В центральных, меньше всего измененных частях зерен содержание MnO составляет обычно 0,1–0,3%, тогда как в сильно измененных краевых частях достигает 7–9%. При этом магний почти полностью замещается марганцем и двухвалентным железом. Расчетным путем в наименее измененном пикроильмените установлено 20–45% мол. гейкилитового и 5–15% мол. гематитового компонентов. В составе реакционных кайм на зернах пикроильменита встречаются К-Ва титанаты – калиевый и бариевый прайдериты. Эти минералы характерны для лампроитов. В пикроильмените из трубки Южная установлены [93] такие элементы-примеси (г/т): Ni – 167–896; Co – 68–513; V – 1476–6973; Sc – 20–95; Ga – 8–53; Zn – 53–696; Cu – 7–78; Zr – 349–8263; Hf – 26–291; Nb – 528–13863; Ta – 63–1153; Sn – 8–750. Наиболее обогащены Nb, Ta, Ga, Zr и Hf высокохромистые разновидности пикроильменита. Набор и концентрации элементов-примесей свидетельствуют о значительной метасоматической переработке исходных для пикроильменита перидотитов лерцолитового состава.

Как известно, степень сохранности алмазов во многом зависит от окислительно-восстановительных условий в верхней мантии. Увеличение содержания гематитовой составляющей в пикроильменитах указывает на повышение окислительного потенциала, что связано, видимо, с интенсивностью проявления глубинного метасоматоза. Подтверждением этого является закономерное увеличение содержаний Nb, Ta и Zr с ростом содержания гематитового компонента в пикроильмените.

Таким образом, изучение минералов мантийных парагенезисов кимберлитов показывает, что Волновхская площадь является потенциально алмазоносной и заслуживает дальнейшего изучения.

Для оценки алмазоносности кимберлитовых тел В.Л. Гриффин и Риан (1995) предложили эмпирическую формулу:

$$Г = 30 \times I + \Omega - 150/TZ - 0,30 Zr,$$

где I – количество зерен пиропов, попадающих в температурное «алмазное окно», Ω – разница (в%) между количеством пиропов, попадающих и не попадающих в «алмазное окно»; TZ – интенсивность обогащения титаном пиропов под влиянием глубинного метасоматоза (отношение Zr/Ti в пиропе); Zr – среднее содержание Zr в пиропе, попадающих в «алмазное окно».

Используя эту формулу, Б.С. Панов с соавторами (2003) получили значение «Г» для кимберлитов трубок Южная и Новоласпинская – 199 и – 113 соответственно и на этом основании сделали вывод об их низкой алмазоносности (около 1 карата на 100 т породы).

Отложения осадочного чехла Волновхской площади в области Приазовского массива представлены, главным образом, четвертичными континентальными образованиями, среди которых выделяются эоловые, аллювиальные и делювиальные генетические типы. На водоразделах развиты преимущественно лессовидные суглинки, в долинах рек – пески, песчаные глины, супеси и суглинки. Средняя мощность четвертичных отложений составляет 15–20 м.

В зоне сочленения УЩ с Донбассом кристаллический фундамент перекрыт осадочными и вулканогенно-осадочными отложениями франского (гравелиты, известняки, брекчии, базальты, андезибазальты и др.) и фаменского (песчаники, алевролиты, туфогенные агломераты) ярусов верхнего отдела девонской системы общей мощностью от 10–15 м до 1000 м. Выше трансгрессивно залегают известняки и мергели с редкими прослоями глинистых сланцев и песчаников визейского яруса нижнего отдела каменноугольной системы мощностью до 500 м. Кайнозойские отложения представлены сохранившимися в палеодепрессиях песками и песчаниками с прослоями глин новопетровского региона яруса миоцена неогеновой системы (до 30 м мощностью), а также широко развитыми отложениями четвертичной системы, суммарная мощность которых составляет около 30 м.

Индикаторные минералы кимберлитов в отложениях осадочного чехла

Индикаторные минералы кимберлитов – пиропы, хромиты и пикроильменит – выявлены в терригенных породах верхнего девона и нижнего карбона, в песках миоцена и аллювии современных водотоков. В палеозойских отложениях они представлены, в основном, пиропами (в единичных зернах) и хромшпинелидами (первые десятки зерен). Размер зерен пиропов преимущественно менее 0,5 мм. На реликтах округло-овальных зерен нередко наблюдаются магматоренные поверхности. Пироп имеет, в основном, фиолетово-красную окраску. По составу он близок к пиропам лерцолитового парагинезиса из кимберлитов. Хромиты представлены зернами величиной 0,2–0,5 мм, среди которых преобладают (78%) октаэдры с сильно резорбированной поверхностью. Плоскогранные искаженные октаэдры характерны для нижнекаменноугольных отложений и по составу большинство хромитов содержит Cr_2O_3 от 50 до 58% и Al_2O_3 – 9–16%, близки к хромитам из известных кимберлитовых трубок. Отличительная особенность – повышенное содержание TiO_2 (до 3,4%)/

В современных русловых отложениях среди индикаторных минералов преобладают пироп и хромит, лишь изредка встречается пикроильменит. Содержание пироба в русловом аллювии обычно составляет от единичных зерен до первых десятков на пробу 20 л; повышенные количества (до 100 и более зерен на 20 л) их отмечаются в аллювии рек Камышеваха и Ксанта, особенно вблизи Петровского кимберлитопоявления. Размеры зерен варьируют от долей миллиметра до 2,5 мм, но преимущественно (87%) – менее 0,5 мм; более крупные зерна характерны для участков с повышенными их концентрациями. По окраске преобладают фиолетово-красные разновидности (89,3%). В аллювии некоторых водотоков оранжевые разновидности вообще отсутствуют. Крупные зерна нередко имеют округло-овальной или близкую к ней форму, но в подавляющем большинстве представлены обломками, на которых сохранились реликты округлых поверхностей. По степени механического износа пиропы в соответствии с классификацией В.П. Афанасьева [5–9] подразделены на три группы (данные ГИМР). К первой группе (89,7%) относятся неизношенные зерна без следов притертостей и приполировок. Химически резорбированная поверхность на них сохранена полностью или (на обломках) фрагментарно. Предполагаемый перенос зерен этой группы (учитывались только зерна крупнее 0,5 мм) от коренного источника – до 40 км. Ко второй группе (9,1%) относятся слабоизношенные зерна крупнее 0,5 мм, на которых видны более или менее четкие следы притертости и приполировок краев сколов. Химически резорбированная поверхность сохранена фрагментарно. Предполагается перенос их водотоками на расстояние от 40 до 110 км от коренного источника. Третья группа (1,2%) представлена сильно изношенными (полуокатанными и окатанными) зернами размером около 0,5 мм.

Среди зерен первой группы целые и поврежденные зерна размером +1,0 и –1,0 + 0,5 мм выявлены в аллювии бассейнов рек Камышеваха (6,6%), Ксанта (5,7%) и Дубовка (3,3%). В русловых отложениях рек М. Мандрыкина, Хуботал, Папасчалан, Каменка, Арген-Тарама и Грузский Еланчик они представлены обломками класса –1,0 + 0,5 мм и составляют соответственно 22,4%; 14,4%; 12,0%; 8,5%; 4,2% и 2,3%. Распределение крупных (более 1 мм) зерен в пределах названных водотоков неодинаково, наиболее часто они встречаются в бассейне р. Камышеваха. Накопление зерен этой группы может быть связано как с разрушением известных кимберлитовых тел, так и с размывом вторичных коллекторов.

Наибольшее количество зерен пиропов второй группы выявлено в русловых отложениях бассейнов рек М. Волноваха, Дубовка, Хан-Тарама, Каменка и Грузский Еланчик, где они составляют соответственно 10,2%; 7,4%; 6,6% и 5,2%. Появление их может быть связано как с разрушением кимберлитовых источников в пределах площади или сопредельных территорий, так и с размывом ранее существовавших вторичных коллекторов.

Третья, самая малочисленная, группа зерен пиропов представлена полуокатанными (76,5%) и окатанными (23,5%) разностями, встреченными в русловом аллювии рек Камышеваха, М. Волноваха, Дубовка и Грузский Еланчик. Присутствие зерен данной группы указывает на неоднократно сменяющиеся режимы осадконакопления после проявления кимберлитового магматизма.

Составы пиропов из современного аллювия различных водотоков варьируют в широких пределах (Cr_2O_3 от 0,8 до 7,5%). В наиболее высокохромистых разновидностях кноррингитовый компонент составляет 2–5%. Большая часть пиропов по составу соответствует пиропам из известных тел кимберлитов.

Приложение III

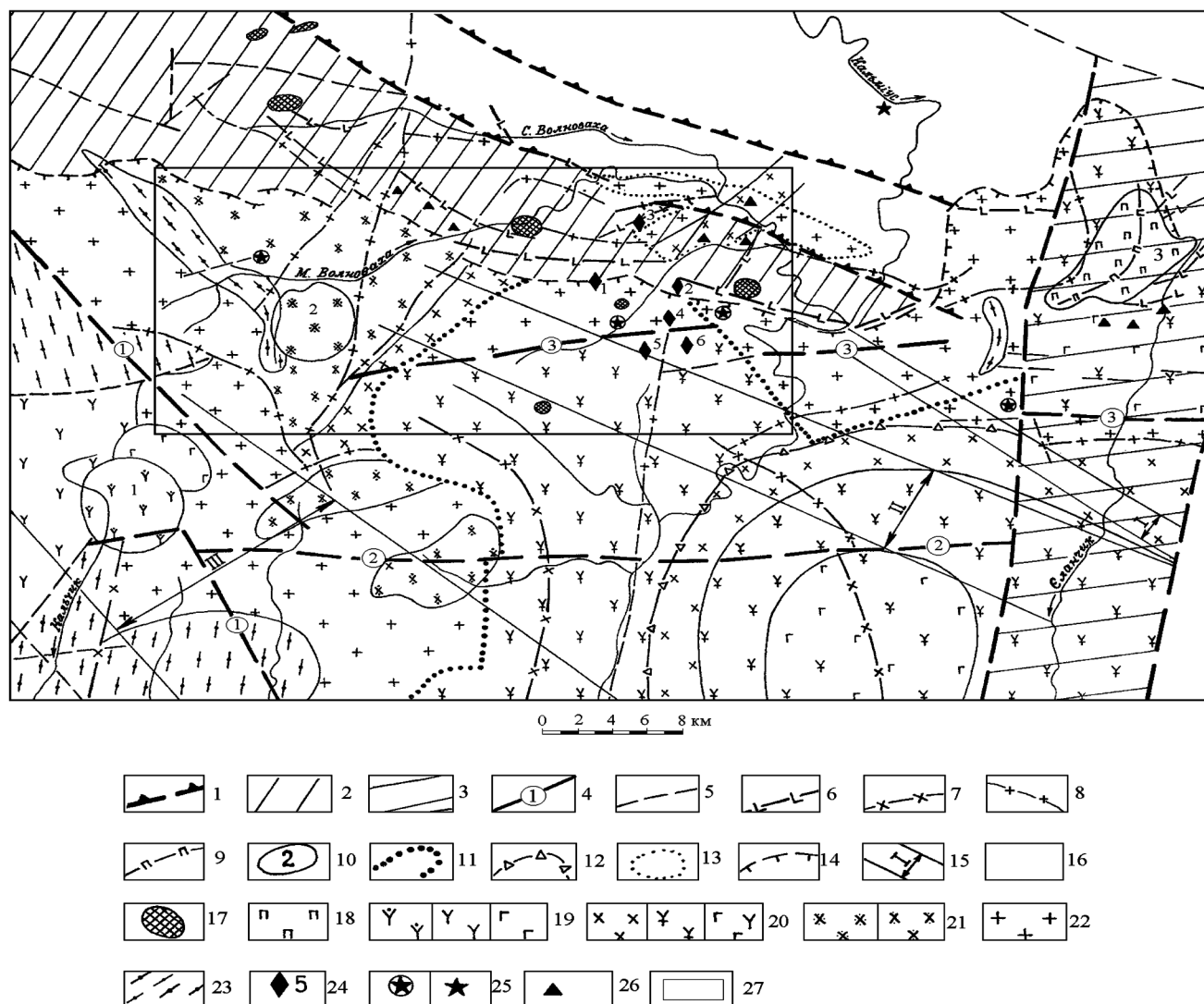


Рис. 40. Схема глубинного строения Волновихской площади (по данным Приазовской ГЭ).

1–9 – разломы: 1 – граница Южно-Донбасской зоны глубинных разломов, 2 – зона сочленения ПКМ и ДДА, 3 – зона глубинного Грузско-Еланчикского разлома, 4 – глубинные разломы II порядка (1 – Центрально-Волновихский, 2 – Конкский, 3 – Широкий), 5 – другие, 6–9 – магмоконтролирующие: 6 – вулканиты основного состава, 7 – субщелочные породы хлебодаровского и октябрьского комплексов, 8 – граниты анадольские (?), 9 – ультраосновные породы; 10–14 – границы: 10 – интрузивных массивов и их частей (1 – Октябрьского, 2 – Рыбинского, 3 – Покрово-Киреевского), 11 – Кальмиус-Еланчикского батолита, 12 – Тельмановской интрузивно – купольной структуры, 13 – Стыльского горста, 14 – палеозойских образований; 15 – дайковые пояса: I – Кузнецово-Михайловский, II – Антон-Тарамский, III – Павлополь-Октябрьский; 16 – палеозойские стратифицированные образования; 17–21 – интрузивные образования: 17 – штоки, малые интрузии андезитов (P_1-T_2), 18 – покрово-киреевский комплекс D_2 (пироксениты, габбро-пироксениты, перидотиты), 19 – октябрьский комплекс PR_2 (а – нефелиновые сиениты, б – граносиениты, сиениты, в – пироксениты), 20 – хлебодаровский комплекс PR_1 (а – гранодиориты, б – сиениты, граносиениты, щелочные граниты, в – габбро, габбро-сиениты); 21 – обиточненский комплекс PR_1 (а – диориты, б – гранодиориты); 22 – ультраметаморфические образования анадольского комплекса PR_1 (биотитовые граниты, гнейсо-граниты); 23 – кристаллические породы центрально-приазовской серии AR; 24 – кимберлитопоявления: 1 – Петровское, 2 – Петровское-Восточное, 3 – Горняцкое, 4 – Надия, 5 – Новолапинская (трубка и дайка), 6 – Южная; 25 – находки кристаллов алмаза (а – в современном аллювии, б – в отложениях карбона); 26 – находки пикритовых порфиров; 27 – перспективный участок.

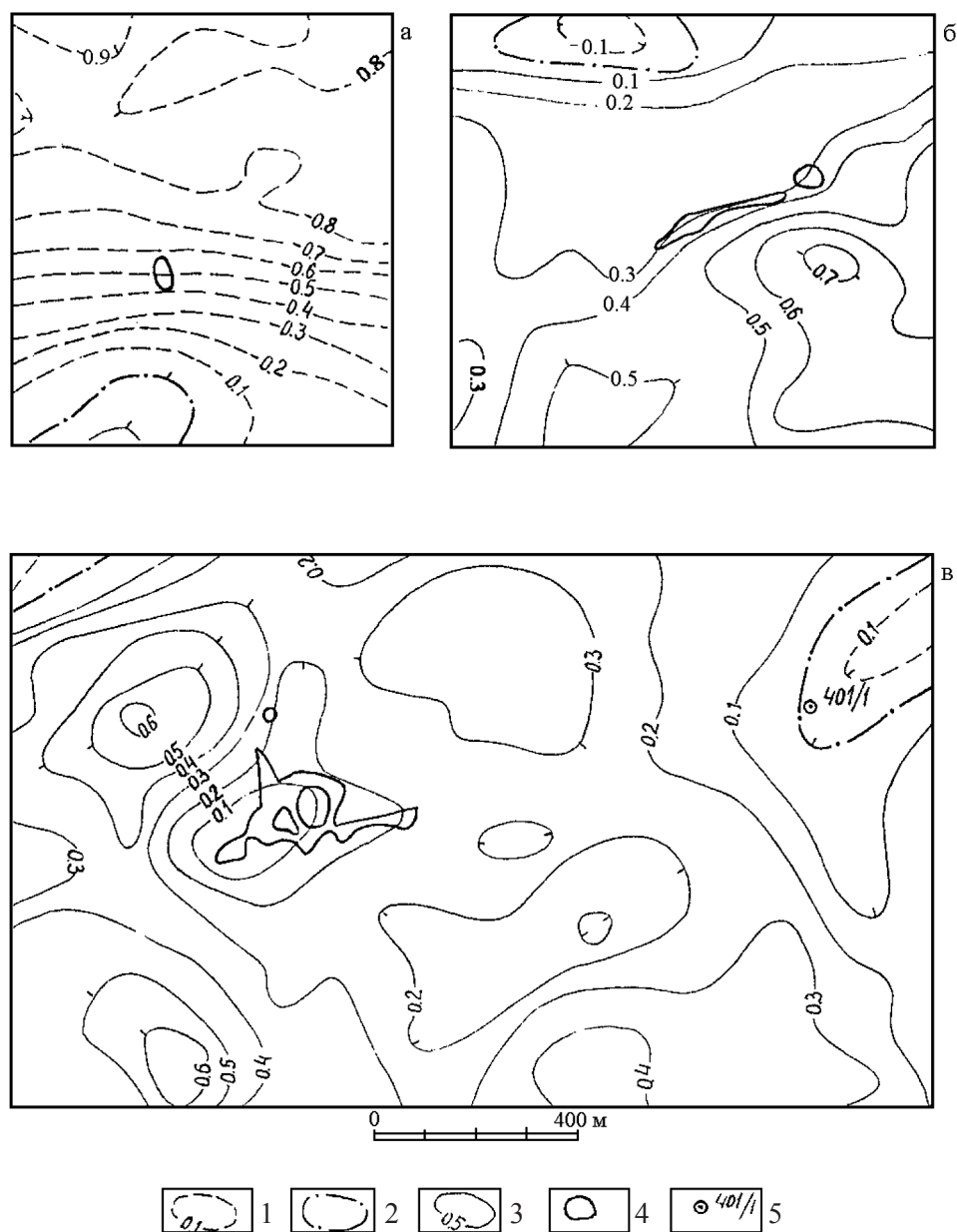


Рис. 41. Положение кимберлитовых тел в гравитационном поле м-ба 1:10 000 (фрагменты карты остаточных аномалий силы тяжести, $H = 250$ м, данные Приазовской экспедиции).

а – трубка Надия, б – трубка и дайка Новоласпинская, в – трубка Южная; 1–3 – изоаномалы остаточных аномалий $\delta\Delta g$ (в мГл): 1 – отрицательные, 2 – нулевая, 3 – положительные; 4 – установленные границы кимберлитовых тел; 5 – скважина, вскрывшая дайку кимберлитов.

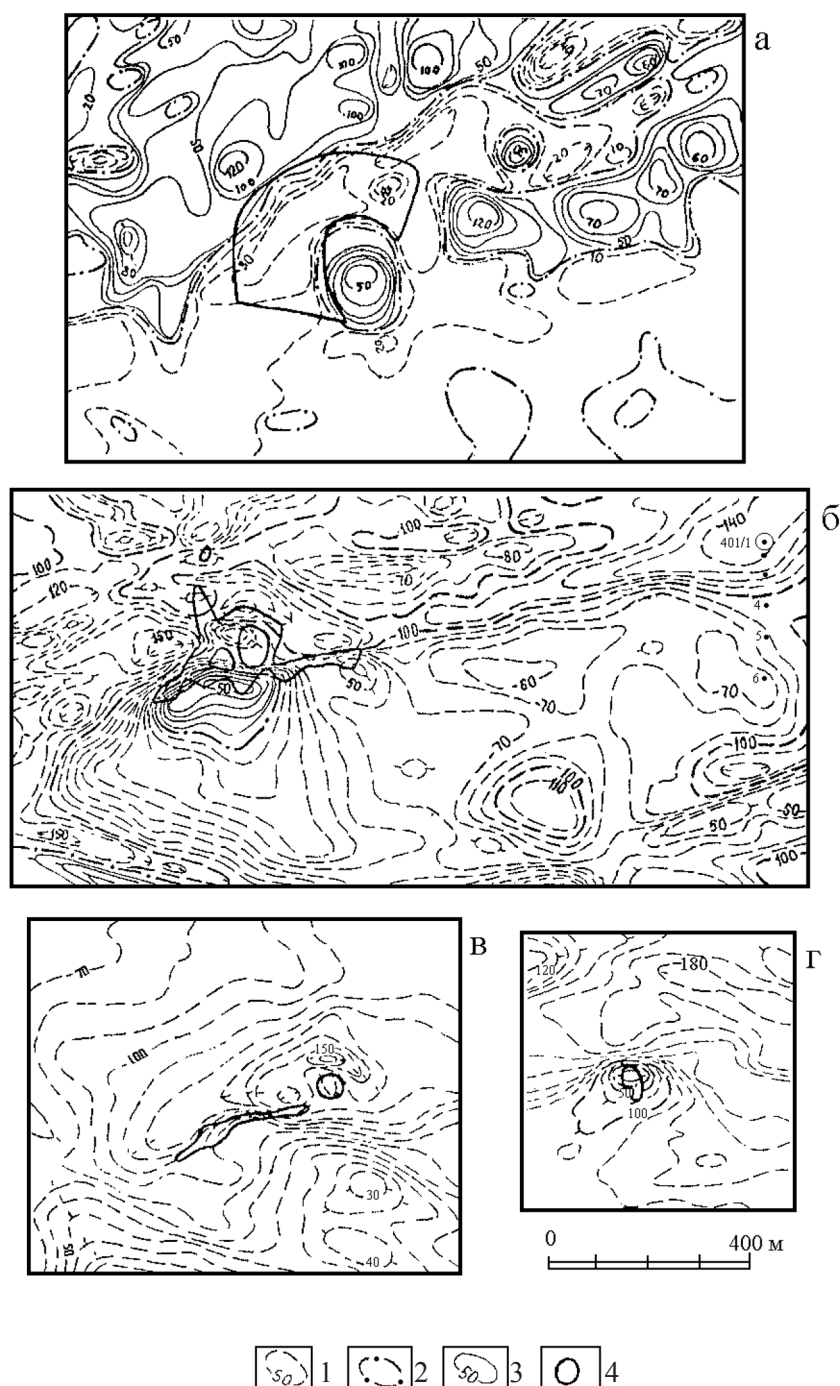


Рис. 42. Положение кимберлитовых тел в магнитном поле масштаба 1:10 000
(данные Приазовской экспедиции).

а – трубка Петровская, б – трубка Южная, в – трубка и дайка Новоласпинская, г – трубка Надия.

1–3 – изодинамы (ΔT) в нТл по результатам наземной съемки м – ба 1:5000: 1 – отрицательные, 2 – нулевая, 3 – положительные; 4 – установленные границы кимберлитовых тел.

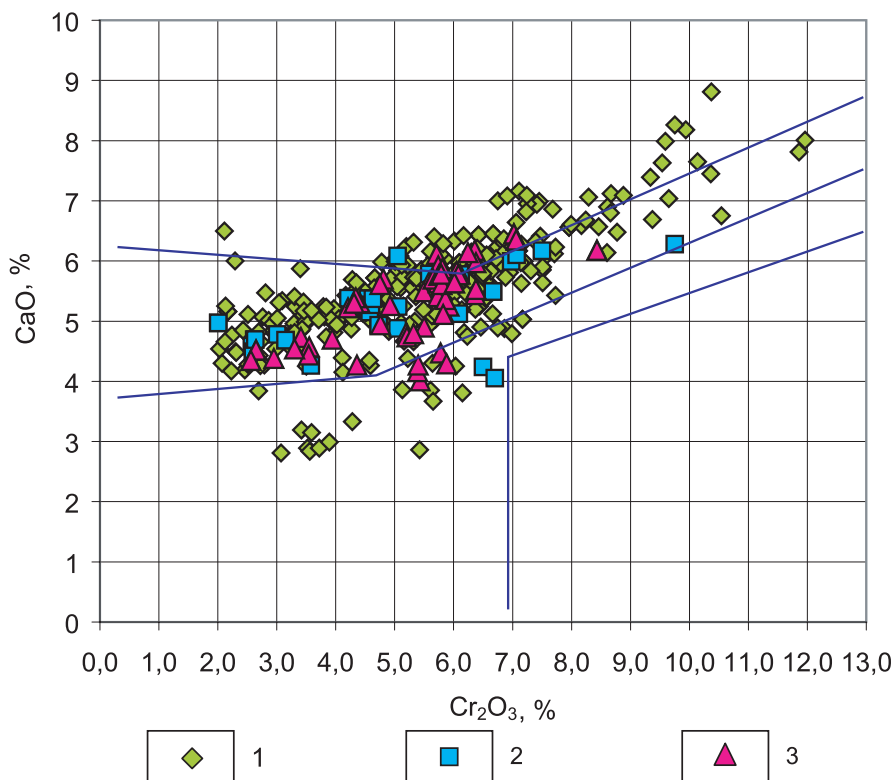


Рис. 43. Состав пиропов из кимберлитовых трубок Волновахской площади.

Пиропы из кимберлитовых трубок: 1 – Южная, 2 – Новоласпинская, 3 – Надия.

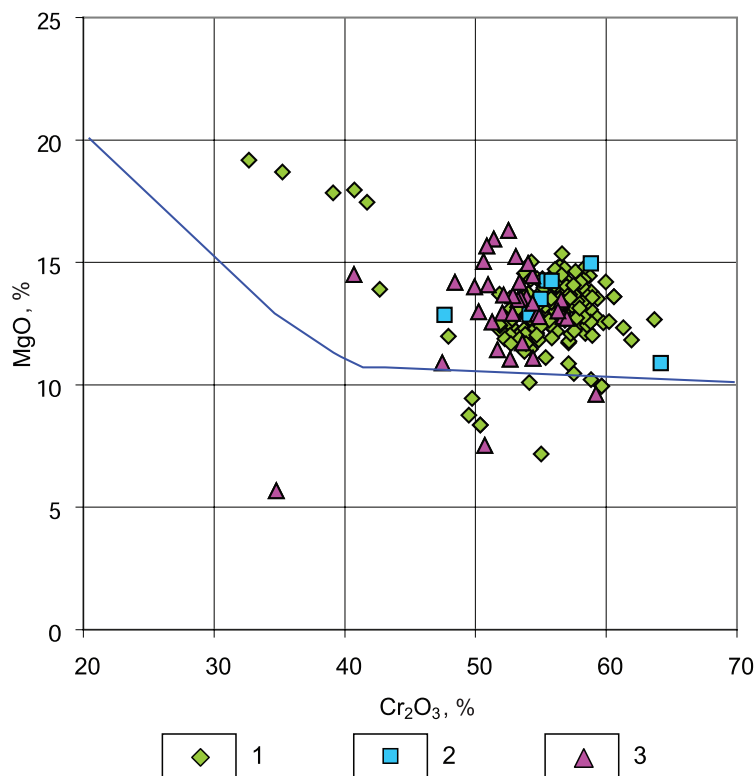


Рис. 44. Состав хромшпинелидов из кимберлитовых трубок Волновахской площади.

Хромшпинелиды из кимберлитовых трубок: 1 – Южная, 2 – Новоласпинская, 3 – Надия.

Большинство пиропов относится к лерцолитовому парагенезису; несколько повышенное содержание пиропов верлитовой ассоциации отмечается в аллювии р. Каменка (34,4%) и р. Дубровка (12,5%), а дунит-гарцбургитовой – в русловых отложениях р. М.Мандрыкина (29,7%) и Хуботал (20%). Особый интерес представляют пиропы р. Каменка, среди которых обнаружено одно зерно, содержащее почти 15% кноррингитового минала и попадающее в область алмазного парагенезиса.

Содержание хромитов в современных русловых отложениях неравномерное и, в целом, редко превышает содержание пиропов, достигая нескольких процентов массы тяжелой фракции. Наибольшие количества их отмечены в пробах из аллювия рек Камышеваха (7,4%), Ксанта (5,2%), Дубовка (3,2%). Морфология зерен хромитов разнообразная и характеризуется общими признаками для всех водотоков. Они представлены искаженными гладкогранными октаэдрами, округло-овальными зернами и их обломками, соотношения между которыми заметно варьируют в каждом водотоке. Так, в русловом аллювии рек М.Волноваха, Дубовка, Хан-Тарама, Арген-Тарама и Грузский Еланчик преобладают (до 67,8%) искаженные гладкогранные и вицинальные октаэдры и их обломки, размером от долей миллиметра до 1,0 мм, а в пробах из аллювия рек Камышеваха, Ксанта, Хуботал и Каменка резко доминируют (77,2%) зерна округло-овальной формы.

Микрозондовый анализ хромитов из современного аллювия позволил выделить среди них разновидности, сопоставимые с этими минералами из кимберлитов, и пород базальтовой серии. Для хромитов аллювия рек Камышеваха, Ксанта, М. Мандрыкина, Каменка характерно повышенное количество с содержанием Cr_2O_3 более 50% (соответственно 55,6%; 72,4%; 68,7% и 51,7%) что сближает их с хромитами из кимберлитов, выявленных на площади трубок. В русловых отложениях остальных водотоков наблюдается преобладание хромитов с содержанием Cr_2O_3 менее 50 % и повышенной титанистостью (до 7%). Они связаны, вероятно, с размывом пород базальтовой и пикритовой серий.

Перспективный участок Волновахской площади

В пределах Петровско-Кумачевского кимберлитового поля установлены две субширотные (80–85°) кимберлитоконтролирующие зоны, субпараллельные зоне сочленения УЩ и Донбасса. Они выделены в результате данных переинтерпретации магнитной съемки м-ба 1:10000–1:25000 и объединенные на рис.40. Эти зоны фиксируются на фоне отрицательного магнитного поля линейными и цепочковидными положительными аномалиями амплитудой 50–200 нТл шириною до 100 м и общей протяженностью до 10–15 км. Предполагается, что эти аномалии обусловлены маломощными дайками кимберлитов, пикритовых порфиритов и лампрофиров девонского возраста субширотной ориентировки. В одной из зон (Новоласпинской) находятся трубки Южная и Новоласпинская, а также сопровождающие их дайки кимберлитов. В другой (Камышевахской) зоне, расположенной приблизительно в 2 км севернее первой, находится кимберлитовая трубка Надия. Система этих широтных разрывных нарушений, очевидно, трассирует положение глубинного разлома, который контролировал кимберлитовый магматизм в раннефранское время. Разломы такого направления развиты почти на всем протяжении зоны сочленения УЩ и ДДВ и по аналогии с вышеотмеченными также могут быть кимберлитоконтролирующими (А.И. Чашка и др.). Севернее известных кимберлитопроявлений, в южной части Донбасса, в результате переинтерпретации грави-магнитных данных выявлена кольцевая аномалия центрального типа, которая может быть обусловлена мантийным диапиром. Здесь установлено локальное поднятие поверхности Мохо с амплитудой до 2 км, пространственно совпадающим с кольцевой аномалией центрального типа и имеющее размеры 45х90 км. Зона сочленения УЩ и Донбасса является резонансной по отношению к ДДА, а роль авлакогенов при образовании кимберлитов признается большинством исследователей. Приуроченность кимберлитовых полей к “плечам” авлакогенов и локализация их в поднятых блоках на бортах авлакогенов находит подтверждение и в Восточном Приазовье. Как показывает практика, трубки нередко размещаются в узлах пересечения разломов, при этом, чем шире зона разломов и плотнее их сеть, тем крупнее трубка [71].

С учетом имеющихся данных в пределах площади геологами Приазовской ГЕ выделен перспективный участок (рис 40). В его западной части в приплотиковом аллювии установлен Могилевский ореол индикаторных минералов. Пиропы представлены неокатанными и слабоокатанными зернами размером

0,3–1,2 мм, среди которых отмечаются зерна с реликтами келифитовых оболочек. Содержание хромшпинелидов гораздо выше, чем пиропов, но меньше, чем пикроильменита, а размер зерен часто составляет более 1 мм. Содержание пикроильменита достигает 500 и более зерен на пробу 50–60 кг, зерна имеют размер до 1,2 мм, и на них сохранились реакционные каймы. В каждой третьей пробе присутствуют единичные зерна хромдиопсида. Морфологические особенности этих минералов однозначно свидетельствуют о близости расположения их коренного источника. Ореол приурочен к узлу пересечения северо-восточного и субширотного разломов.

В восточной половине участка, в области развития Антон-Тарамского дайкового поля, выделен ряд перспективных грави-магнитных аномалий, локализованных в Широтной зоне разломов (рис. 40). Последняя, как уже отмечалось, является кимберлитоконтролирующей. Кроме того, около 20 аномалий трубчатого типа выделено на западном фланге Петровско-Кумачевского кимберлитового поля. Прямые признаки факторов и признаков, в том числе и находки обломков кристаллов алмаза в аллювиальных отложениях, свидетельствуют о наличии здесь ещё не выявленных кимберлитовых тел (рис. 40).

Следует отметить, что небольшие размеры выявленных трубок (от 0,16 до 2,2 га), выход на дочетвертичную поверхность даек кимберлитов, сопряженных с трубками, свидетельствуют о значительном уровне эрозии кимберлитовых тел. В связи с этим, на большей площади участка, перекрытой только четвертичными образованиями, возможно выявление небольших по размерам трубок или даек кимберлитов. В то же время, в зоне сочленения УЩ и Донбасса под покровом верхнепалеозойских и более молодых отложений могли сохраниться трубки большего размера.

Таким образом, северная половина участка является более перспективной для поисков алмазоносных кимберлитовых тел.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

В процессе специализированных исследований авторами был реализован системный подход к анализу и переинтерпретации всех имеющихся на сегодня материалов по проблеме алмазоносности Украины.

Разработана методология прогнозирования алмазоперспективных объектов, учитывающая особенности геологического строения и степень изученности региона на алмазы, а также концепции и факторы прогнозирования месторождений алмазов в других алмазоносных провинциях.

Проведено структурно-тектоническое районирование территории исследований, определен иерархический ряд геологических объектов прогноза. К таковым относятся алмазоперспективные объекты трех рангов: I – минерагенические области или литосферные блоки, II – районы или ареалы предполагаемого алмазоносного магматизма, III – перспективные площади или потенциальные алмазоносные поля.

Выделены шесть литосферных блоков, имеющих различный возраст кратонизации кристаллического фундамента, что позволило подразделить их на архоны (Приднепровский, Приазовский, Бугско-Росинский и Подольский) и протоны (Волинский, Кировоградский). К подвижным (мобильным) поясам отнесены межблоковые (шовные) зоны, разделяющие некоторые блоки, в том числе Голованевская зона, разделяющая Бугско-Росинский и Кировоградский блоки, Западно-Ингулецкая и Орехово-Павлоградская зоны, отделяющие Приднепровский блок, соответственно, от Кировоградского и Приазовского блоков. В пределах Волинского блока выделен Волыно-Двинский подвижный пояс. Среди блоков с архейским возрастом консолидации фундамента наиболее древним (типичным) архоном является Приднепровский блок, Бугско-Росинский отнесен к архону, ремобилизованному в протерозое, Подольский – к архону, интенсивно ремобилизованному в протерозое, а Приазовский – к архону, в разной степени ремобилизованному в протерозое. Каждому литосферному блоку присущи свои структурно-тектонические особенности, геологическое строение и, соответственно, тип прогнозируемых коренных источников алмазов.

По совокупности критериев и признаков в пределах наиболее изученных в отношении алмазоносности литосферных блоков в качестве объектов прогнозирования II ранга выделены районы или ареалы предполагаемого алмазоносного магматизма, перспективные для выявления различных типов коренных источников алмазов: Волыно-Подольский и Северо-западный – в Волинском блоке, Побужский – в По-

дольском, Центральный – в Кировоградском, Западно-Приазовский и Восточно-Приазовский – в Приазовском.

По разработанным в процессе исследований критериям и признакам в пределах районов локализованы как объекты прогнозирования III ранга перспективные площади или потенциальные алмазоносные поля: Кухотско-Серховская – в Волыно-Подольском районе, Новоград-Волынская и Шепетовская – в Северо-западном, Бердичевско-Винницкая – в Побужском, Волновахская – в Восточно-Приазовском.

Приведена характеристика объектов мелко-среднемасштабного прогнозирования, которые ранжированы по степени перспективности. Намечены направления дальнейших работ, в том числе поисков на наиболее перспективных участках, установленных в пределах указанных площадей, и ревизионно-тематических работ с целью прогнозирования масштаба 1:500000 – 1:200000 продуктивных структур в мало изученных, но перспективных по региональным критериям и признакам блоках.

Среди выделенных районов и площадей наиболее перспективным для выявления трубок алмазоносных кимберлитов палеозойского возраста является Волыно-Подольский район, а в его пределах – Кухотско-Серховская площадь, расположенная в «плечевой» части Припятской ветви ДДА. В пределах района (в т. ч. Кухотско-Серховской площади) предполагается наличие архонов в виде блоков II–III порядка, что подтверждается как архейским возрастом верхней мантии по данным изучения состава и РТ-условий образования индикаторных минералов кимберлитов, так и низкой интенсивностью теплового потока (25–30 мВт/м²); в центральной части района поверхность Мохо приподнята и залегает на глубинах 40–47 км; широко развиты породы трапповой формации венда; выявлены кольцевые структуры II ранга, предположительно связанные с мантийным диапиризмом. В гетерогенных брекчиях Кухотсково-Серховского брекчиепроявлений (Кухотско-Серховская площадь) установлены обломки кимберлитов диатремовой фации размером до 3–4 см. Эти обломки кимберлитов, судя по химическому составу и типоморфным особенностям индикаторных минералов, являются продуктами разрушения различных, самостоятельных для каждого брекчиепроявления, кимберлитовых трубок алмазоносной фации. На основании результатов исследований обломков кимберлитов из брекчий и встречающихся в них мантийных минералов можно заключить, что породы верхней мантии в пределах Волыно-Подольского района формировались в широком интервале температур (от 700 до 1500°C) и давления (от 17–20 до 55–60 кбар), в т. ч. в области стабильности алмаза. В «алмазное окно» попадает значительная часть пиропов из обломков кимберлитов Кухотсково-Серховского, Перекальского и Серховского брекчиепроявлений. Приведенные критерии и признаки позволяют рассматривать Волыно-Подольский район как аналог Мирнинского района Якутской алмазоносной провинции.

В пределах Кухотско-Серховской площади по совокупности критериев и признаков коренной алмазоносности выделены перспективные кольцевые структуры III ранга и три участка, где необходимо сосредоточить поисковые работы, которые должны сопровождаться комплексом высокоточных геофизических съемок и современными методами изучения минерального вещества.

Северо-западный район и расположенные в его пределах Новоград-Волынская и Шепетовская площади также высокоперспективны для поисков алмазоносных даек кимберлитов протерозойского возраста и трубок – палеозойского. Район (в т.ч. Новоград-Волынская площадь) находится в зоне сочленения УЩ с Припятской ветвью ДДА и охватывает Овручскую, Белокоровичскую и Вильчанскую рифейские рифтогенные структуры, а также прилегающие к ним части кратона (протона с реликтами архона). В северной его части (в пределах Новоград-Волынской площади) фиксируется поднятие поверхности Мохо до глубины 35–40 км, интенсивность теплового потока для большей части района составляет менее 30 мВт/м². По имеющимся данным, характеризующим глубинное строение, Северо-западный район обнаруживает сходство с некоторыми районами Якутской алмазоносной провинции и является перспективным в отношении коренной алмазоносности. На его территории проявлен разновозрастный базальтоидный магматизм, особенно его гипабиссальная фация в виде различно ориентированных дайковых полей и зон. В западной и южной частях района развиты породы трапповой формации волынской серии венда. На Новоград-Волынской площади, где отмечается максимальная концентрация даек, установлены малые интрузии ийолитов, мельтейгитов, якупирангитов и ультрабазитов городничского комплекса, дайки щелочных пироксенитов и субщелочных диабазов, возможно, представляющие

собой предкимберлитовый этап магматизма. Фиксируются две кольцевые структуры II ранга, предположительно связанные с мантийным диапиризмом, расположенные в пределах Новоград-Волынской и Шепетовской площадей. В осадочном чехле Северо-западного района выявлены ореолы индикаторных минералов кимберлитов, в их числе и алмаза. Находки алмаза и контрастные ореолы его минералов-спутников со слабой изношенностью сосредоточены в пределах Новоград-Волынской и Шепетовской площадей. Самыми древними отложениями, в которых известны алмазы, являются песчаники и конгломераты белокоровичской свиты, где установлено наибольшее их количество (100 зерен) и самые крупные (до 4 мм) кристаллы. Отдельные находки алмаза и многочисленные ореолы пиропов, хромшпинелидов и хромдиопсида имеются в мезозойских, палеогеновых, неогеновых и четвертичных отложениях. Алмаз представлен преимущественно кристаллами октаэдрического габитуса. Изредка встречаются ромбододекаэдры и очень редко кубы. Размер октаэдров и ромбододекаэдров достигает иногда 3–4 мм, а кубов – не превышает 0,5 мм. Кристаллы, как правило, бесцветные, иногда имеют желтоватый оттенок и зеленоватые пятна пигментации. В ультрафиолетовых лучах люминесцируют голубоватым цветом. По морфологии кристаллов и физическим свойствам алмазы из ореолов Северо-западного района сходны с алмазами из кимберлитов Якутской провинции и заключенных в них ксенолитов перидотитов и эклогитов. Среди высокотемпературных пиропов ($T > 950^{\circ}\text{C}$), выявленных в ореолах Новоград-Волынской и Шепетовской площадей, встречены высокохромистые разновидности, кристаллизовавшиеся в поле стабильности алмаза. Находки этих пиропов вместе с алмазом и магнезиохромитом алмазной ассоциации подтверждают перспективность Северо-западного района на обнаружение алмазоносных кимберлитов. В литосферной мантии в пределах Северо-западного района имеется так называемое «алмазное окно». Это позволяет считать Новоград-Волынскую и Шепетовскую площади высокоперспективными для поисков кимберлитовых тел алмаз-пироповой фации глубинности.

К первоочередным объектам для постановки детальных поисковых работ на алмазы на Новоград-Волынской площади отнесены Городницкий и Зубковичский участки, а в их пределах – кольцевые структуры III–IV рангов, где установлены проявления щелочно-базальтоидного и щелочно-ультраосновного магматизма, а также контрастные ореолы индикаторных минералов кимберлитов, в том числе алмазов. Поиски должны осуществляться с применением комплекса высокоточных геофизических исследований масштаба 1:2000–1:5000 и большими объемами буровых и опробовательских работ. Шепетовская площадь изучена в отношении алмазоносности слабо, но имеющиеся данные позволяют считать ее перспективной для поисков даек и глубоко эродированных тел алмазоносных кимберлитов протерозойского возраста и трубок – палеозойского. Для выявления перспективных объектов необходима постановка детальных комплексных высокоточных геофизических исследований, в том числе аэромагнитной съемки масштаба 1:10000, и последующих горно-буровых работ.

Побужский район и, особенно, юго-западная часть Бердичевско-Винницкой площади, перспективны для выявления даек кимберлитов, вероятнее всего, верхнепротерозойского возраста, в составе которых будут преобладать ксенолиты биминеральных алмазоносных эклогитов и лерцолитов. Кристаллический фундамент здесь имеет архей-раннепротерозойский возраст консолидации, мощность земной коры составляет от 40 до 52,5 км, а интенсивность теплового потока – от 30 до 40 мВт/м². В районе проявлены палеоархейский, палеопротерозойский и неопротерозойский интрузивный базальтоидный магматизм. Палео-неопротерозойские дайковые породы, локально развитые в пределах юго-западной части Бердичевско-Винницкой площади и представленные субщелочными диабазами и слюдистыми ультрабазами, а также щелочно-ультраосновные породы проскуровского комплекса свидетельствуют о проявлении нескольких этапов щелочно-ультраосновного магматизма, среди продуктов которого могут быть и кимберлиты. В отложениях осадочного чехла Побужского района известны находки алмазов и ореолы пиропов, хромшпинелидов и некоторых других мантийных минералов. Большая их часть связана с миоценовыми отложениями (полтавская и балтская свиты, сарматский ярус) и аллювием современных рек. Областью питания ореолов индикаторных минералов кимберлитов, в том числе и алмазов, как показали палеогеографические реконструкции, являлось Бердичевское поднятие, в пределах которого выделена Бердичевско-Винницкая перспективная площадь. Алмазы из ореолов Побужского района значительно отличаются по морфологии, окраске, люминесцентным и другим свойствам от алмазов из конгломератов белокоровичской свиты и четвертичных отложений Северо-западного района.

В ореолах Побужского района преобладают алмазы эклогитового типа (разноцветные кристаллы кубического габитуса) и, кроме того, появляются алмазы «днестровского» типа и импактные алмазы. Данные изучения состава и РТ-условий образования индикаторных минералов кимберлитов позволяют считать, что в пределах Побужского района верхняя мантия хорошо дифференцирована и деплетирована и в ней имеется «алмазное окно». По совокупности критериев алмазоносности наиболее перспективной для поисков кимберлитовых тел алмаз-пироповой фации глубинности является юго-западная часть Бердичевско-Винницкой площади.

Дальнейшие поисковые работы следует концентрировать в области питания контрастных ореолов неизношенных индикаторных минералов кимберлитов, приуроченных к континентальным отложениям бучакской и балтской свит и мелководным морским отложениям среднего сармата. Они должны заключаться в постановке магнитной съемки масштаба 1:5000, детализации локальных магнитных аномалий в комплексе с профильной гравиразведкой, электроразведкой, заверке аномалий бурением и изучении алмазоносности базальных горизонтов осадочного чехла.

В пределах Центрального района, в т.ч. Кировоградской площади, возможно выявление алмазоносных тел кимберлитов или лампроитов как протерозойского, так и палеозойского возраста. В районе мощность литосферы по геофизическим данным составляет около 250 км, поверхность Мохо образует приподнятый блок (35–45 км), интенсивность современного теплового потока колеблется от 35 до 45 мВт/м², характерной особенностью являются относительно пониженные значения скоростей продольных упругих волн в толще консолидированной коры, не превышающие значения 7,2 км/с и минимальная мощность «базальтового слоя». Центральная и южная части района насыщена многочисленными дайками различного состава и возраста, что указывает на высокую проницаемость литосферы и возможность развития мантийного магматизма. В пользу этого свидетельствует наличие здесь кольцевых структур II ранга – предполагаемых мантийных диапиров. Среди даек преобладают диабазы и габбро-диабазы, в том числе субщелочного ряда, довольно часто встречаются перидотиты, пироксениты, пикриты, слюдястые пикриты, камптониты и др. В северной части района установлены пологозалегающие маломощные жилы псевдолейцитовых лампроитов неопротерозойского возраста, считающиеся рядом исследователей метаморфизованными аналогами лейцитовых лампроитов Западной Австралии. Южнее, вблизи г. Кировоград, в узле пересечения Кировоградской и Лелековской зон разломов, установлены два участка (Лелековский и Щорсовский) развития даек кимберлитов слюдяного типа не алмазоносной фации мезопротерозойского возраста. В центральной части района известны лампрофировые трубки взрыва и дайки предположительно позднепалеозойского-раннемезозойского возраста, возможно связанные с формированием ДДА. Изучение ксенолитов глубинных пород и мантийных минералов из кимберлитов Лелековского и Щорсовского участков показало, что дифференцированная и деплетированная верхняя мантия в Центральном районе в период 1850–1800 млн. лет испытала интенсивный глубинный метасоматоз и обогащение некогерентными элементами. На основании имеющихся данных можно считать Кировоградскую площадь высокоперспективной для поисков новых тел кимберлитов и лампроитов преимущественно дайковой фации, в том числе алмазоносных.

Наиболее перспективными для выявления кимберлитов и лампроитов в пределах Кировоградской площади являются узлы пересечения кимберлитоконтролирующей Лелековской зоны мантийно-коровых разломов с зонами разломов ортогональной системы. Для их выявления необходимо выполнение высокоточных магнитометрических съемок масштаба 1:2000 – 1:5000 в комплексе с высокоточными электрогравиразведочными исследованиями и с последующей заверкой аномалий бурением.

Восточно-Приазовский район и Волновахская площадь в частях, относящихся к зоне сочленения УЩ и ДДА, перспективны для открытия новых трубок и даек кимберлитов девонского возраста, в том числе алмазоносных. Кристаллический фундамент здесь имеет архей-протерозойский возраст консолидации, мощность земной коры составляет 37–47 км, интенсивность теплового потока – 45–50 мВт/м², широко проявлен магматизм палео-мезопротерозойского этапов тектоно-магматической активизации, представленный, в том числе интрузиями щелочных и нефелиновых сиенитов, габбро, пироксенитов и дайковыми образованиями. В зоне сочленения УЩ с ДДА в среднем-позднем девоне интенсивно проявился вулканизм ультраосновного-основного состава. В северной части района, в пределах Волновахской площади, известны кимберлитовые трубки девонского возраста Петровская, Надия, Южная и Новоласпинская, а

также кимберлитовые дайки Южная и Новоласпинская. Кимберлиты по минеральному составу относятся к слюдистым разновидностям. В кимберлитах трубки Петровская преобладающими ксеногенными мантийными минералами являются хромшпинелиды и пиропы, а пикроильменит и хромдиопсид отмечаются очень редко. В кимберлитах трубки Надия развиты, в основном, пикроильменит и в меньшей мере хромшпинелиды; пиропы и хромдиопсид встречаются редко. Для кимберлитов трубок Южная и Новоласпинская и дайки Новоласпинская характерно высокое содержание пикроильменита и наличие его желваков, иногда достигающих в размере 5–6 см. Одноименные минералы мантийных парагенезисов из разных кимберлитовых тел близки между собой по химическому составу и свойствам. Результаты исследования их показывают, что Волновахская площадь и Восточно-Приазовский район, в целом, являются потенциально алмазоносными и заслуживают дальнейшего изучения. Мощность литосферы, судя по особенностям индикаторных минералов кимберлитов, здесь составляет свыше 140 км. Очаги кимберлитового расплава зарождались на границе алмаз- и графит-пироповой фаций глубинности, а, возможно, и в области стабильности алмаза, о чем свидетельствуют единичные находки пиропов и хромитов алмазной ассоциации.

С учетом всех имеющихся данных в пределах площади выделен перспективный участок, в западной части которого в приплотиковом аллювии, выявлены ореолы неокатанных и слабо окатанных индикаторных минералов кимберлитов, а также многочисленные магнитные аномалии трубчатого типа. На большей части участка, перекрытой только маломощными четвертичными образованиями, возможно выявление сильно эродированных небольших по размерам трубок и даек кимберлитов и только в зоне сочленения УЩ и Донбасса, под покровом верхнепалеозойских и более молодых отложений, могли сохраниться крупные мало эродированные трубки. Дальнейшие поисковые работы должны проводиться с применением пироповой съемки и комплекса детальных геофизических исследований и буровых работ.

Одним из наиболее перспективных объектов I ранга для выявления алмазоносных кимберлитов по комплексу общепринятых факторов, критериев и признаков, является Приднепровский блок – типичный архон, северная часть которого расположена в области влияния ДДА. Кристаллический фундамент Приднепровского блока принадлежит к числу известных на всех древних платформах зеленокаменных областей. Мощность литосферы здесь составляет от 150 до 200 км. Поверхность Мохо в центральной части блока образует вытянутое в субмеридиональном направлении валообразное поднятие. Интенсивность теплового потока составляет от 30 мВт/м² в западной части до 45 мВт/м² в восточной. Западная часть блока насыщена мезо-неопротерозойскими дайковыми породами базит-ультрабазитового состава.

Изучение алмазоносности Приднепровского блока практически не проводилось. Для оценки реальной перспективности его необходимо выполнить подготовку геолого-геофизических материалов и прогнозирование масштаба 1:500000 – 1:200000 продуктивных структур для постановки специализированных поисковых работ, в частности изучения характера распространения индикаторных минералов кимберлитов в отложениях осадочного чехла шлиховым опробованием.

Западная часть Приазовского блока, имеющая архейский возраст консолидации фундамента и незначительно активизированная в протерозое, а в зоне сочленения с ДДА и в палеозое, также перспективна для выявления алмазоносных кимберлитов и лампроитов. Алмазоносность её изучена весьма слабо. Однако, наличие проявлений щелочно-ультраосновного магматизма и находки высокомагнезиальных слюдяных ультрабазитов лампроитовой серии позволили выделить Западно-Приазовский район в ранг алмазоперспективных объектов. В пределах этого района необходимо провести прогнозирование масштаба 1:200000 для выделения потенциально алмазоносных структур и опробовательские работы, направленные на выявление ореолов индикаторных минералов кимберлитов в осадочных отложениях.

СПИСОК ИЛЛЮСТРАЦИЙ

I.	Рисунок 1	/ Вклейка после 38 ст.
II.	Рисунок 4	/ Вклейка после 42 ст.
III.	Рисунок 5	/ Вклейка после 42 ст.
IV.	Рисунок 6	/ Вклейка после 42 ст.
V.	Таблица 6	/ Вклейка после 44 ст.
VI.	Таблица 10	/ Вклейка после 72 ст.
VII.	Таблица 11	/ Вклейка после 82 ст.

Приложение I

Рисунок 7	101 ст.
Рисунок 8	101 ст.
Рисунок 9	102 ст.
Рисунок 10	103 ст.
Рисунок 11	103 ст.
Рисунок 13	104 ст.
Рисунок 14	104 ст.
Рисунок 15	105 ст.
Рисунок 16	105 ст.
Рисунок 17	106 ст.
Рисунок 18	107 ст.
Рисунок 19	108 ст.
Рисунок 20	109 ст.
Рисунок 21	110 ст.
Рисунок 22	110 ст.
Рисунок 23	111 ст.
Рисунок 24	112 ст.
Рисунок 25	112 ст.

VIII.	Таблица 12	/ Вклейка после 124 ст.
IX.	Рисунок 26	/ Вклейка после 124 ст.

Приложение II

Рисунок 27	145 ст.
Рисунок 28	145 ст.
Рисунок 29	146 ст.
Рисунок 30	147 ст.
Рисунок 31	148 ст.
Рисунок 32	149 ст.
Рисунок 33	150 ст.
Рисунок 34	151 ст.
Рисунок 35	152 ст.

X.	Таблица 17	/ Вклейка после 160 ст.
XI.	Таблица 18	/ Вклейка после 166 ст.
XII.	Рисунок 36	/ Вклейка после 168 ст.
XIII.	Рисунок 37	/ Вклейка после 170 ст.
XIV.	Рисунок 38	/ Вклейка после 170 ст.
XV.	Таблица 20	/ Вклейка после 174 ст.
XVI.	Рисунок 39	/ Вклейка после 176 ст.
XVII.	Таблица 21	/ Вклейка после 186 ст.
XVIII.	Таблица 22	/ Вклейка после 200 ст.

Приложение III

Рисунок 40	205 ст.
Рисунок 41	206 ст.
Рисунок 42	207 ст.
Рисунок 43	208 ст.
Рисунок 44	208 ст.

ЛИТЕРАТУРА

1. *Аксаментова Н.В.* Магматизм и палеогеодинамика раннепротерозойского Осницко-Микашевичского вулканоплутонического пояса: Автореферат дис.... док. геол.-мин. наук. – Минск, 1999. – 48 с.
2. *Антипин И.Ин., Антипин И.Ив.* Поисковые обстановки и возможности шлихоминералогического метода при поисках коренных месторождений алмазов //Материалы научно-практической конференции «Геология, закономерности размещения, методы прогнозирования и поисков месторождений алмазов». – Мирный, 1998. – С. 311-313.
3. *Артеменко Г.В.* Геохронология Среднеприднепровской, Приазовской и Курской гранит-зеленокаменных областей: Автореферат дис.... док. геол.-мин. наук. – К., 1998. – 31 с.
4. *Артеменко Г.В.* Использование **Sm-Nd** изотопного метода в геохронологии и петрологии //Минерал. журн. – 2000. – **22**, № 2/3. – С. 111-117.
5. *Афанасьев В.П.* Закономерности эволюции кимберлитовых минералов и их ассоциаций при формировании шлиховых ореолов //Геология и геофизика.– 1991. – №2. – С. 78-84.
6. *Афанасьев В.П., Бабенко В.В.* Миграционные свойства кимберлитовых минералов //Докл. АН СССР.– 1988. – **303**, №3. – С. 714-718.
7. *Афанасьев В.П., Борис Е.И.* Некоторые закономерности формирования древних ореолов рассеяния кимберлитовых минералов //Сов. геология.– 1984. – № 6. – С. 92-98.
8. *Афанасьев В.П., Варламов В.А., Гаранин В.К.* Зависимость износа кимберлитовых минералов от условий и дальности транспортировки //Геология и геофизика.– 1984. – № 10. – С. 119-125.
9. *Афанасьев В.П., Зинчук Н.Н.* Основные литодинамические типы ореолов индикаторных минералов кимберлитов и обстановки их формирования //Геология рудных месторождений.– 1999. – **41**, № 3. – С. 281-288.
10. *Афанасьев В.П., Зинчук Н.Н., Харькив А.Д., Соколов В.Н.* Закономерности изменения мантийных минералов в коре выветривания кимберлитовых пород //Минералогия зоны гипергенеза.– М.: Наука, 1980. – С. 45-54.
11. *Афанасьев В.П., Соболев Н.В., Харькив А.Д.* Эволюция химизма ассоциации пиропов в древних ореолах рассеяния //Геология и геофизика.– 1984. – № 2. – С. 137-141.
12. *Афанасьев В.П., Яныгин Ю.Т.* О погребенных первичных потоках рассеяния кимберлитовых тел в Мало-Ботуобинском районе //Геология и геофизика.– 1983. – № 6. – С. 85-90.
13. *Ахкозов Ю.Л.* Об одном критерии оценки площадей на коренную алмазоносность //Труды Международной научно-практической конференции «Прогнозирование и поиски коренных алмазных месторождений». – Симферополь, 2000. – С. 29-34.
14. *Барышев А.С., Скрипин А.И.* Структура литосферы юга Сибирской платформы и связь с ней щелочно-базальтоидного и кимберлитового магматизма //Материалы научно-практической конференции «Геология, закономерности размещения, методы прогнозирования и поисков месторождений алмазов». – Мирный, 1998. – С. 30-32.
15. *Белевцев Р.Я., Бухарев С.В., Коломиец Г.Д.* Концепция плутонического формирования континентальной земной коры Украинского щита //Минерал. журн. – 2000. – **22**, № 2/3. – С. 118-131.
16. *Близнюков В.Г., Паранько И.С., Плотников А.В., Петрусенко И.Ю., Бондарчук С.Б.* Геолого-минералогические предпосылки алмазоносности Терновской структуры Кривбасса //Труды Международной научно-практической конференции «Прогнозирование и поиски коренных алмазных месторождений». – Симферополь, 2000. – С. 119-122.
17. *Блинов А.А., Михайлов В.А.* Возможности использования мелких алмазных зерен в поисковых целях на территории Якутии //Материалы научно-практической конференции «Геология, закономерности

- размещения, методы прогнозирования и поисков месторождений алмазов». – Мирный, 1998. – С. 318-319.
18. Борис Е.И. Специфические особенности поисков кимберлитов в сложных ландшафтно-геологических условиях // Там же. – С. 319-321.
 19. Букович И.П. Стратиграфия Вильчанской, Овручской и Белокоровичской впадин // Геол. журн. – 1986. – 46, № 2. – С. 102-110.
 20. Ваганов В.И., Иванкин П.Ф., Кропоткин П.Н. и др. Взрывные кольцевые структуры щитов и древних платформ. – М.: Недра, 1985. – 200 с.
 21. Вальтер А.А., Рябенко В.А. Взрывные кратеры Украинского щита. – К.: Наукова думка. 1977. – 15-6 с.
 22. Вальтер А.А., Еременко Г.К. Импаكتиты взрывных метеоритных кратеров Украинского щита // Космохимия Луны и планет. – К.: Наук. думка, 1998. – С. 104-115.
 23. Вальтер А.А., Гурский Д.С., Еременко Г.К. Алмазоносность астроблем Украины и природа образования высоких концентраций импактных алмазов // Минерал. журн. – 1998. – 20, № 6. – С. 48-63.
 24. Василенко В.Б., Зинчук Н.Н., Кузнецова Л.Г. Петрохимические модели алмазных месторождений Якутии. – Новосибирск: Наука, Сибирское предприятие РАН. – 1997. – 567 с.
 25. Васильченко В.В., Раздорожный В.Ф., Козарь Н.А. Перспективы алмазоносности Приазовского блока Украинского щита // Мин. ресурси України. – 1999. – № 4. – С. 4-9.
 26. Васильченко В.В., Раздорожный В.Ф., Козарь Н.А. Проблемы алмазоносности юго-востока Украины // Труды Международной научно-практической конференции «Прогнозирование и поиски коренных алмазных месторождений». – Симферополь, 2000. – С. 97-102.
 27. Воловник Б.Я., Власов В.И., Злобенко И.Ф., Лавров Д.А. О составе и возрасте брекчий центральной части Припятского вала // Геохимия и рудообразование. – 1980. – № 8. – С. 19-28.
 28. Гейко Ю.В., Металиди В.С., Приходько В.Л. Перспективы алмазоносности северо-западной части Украинского щита // Мин. ресурси України. – 1999. – № 3 – С. 13-15.
 29. Гейко Ю.В., Орлова М.П., Филоненко В.И. Псевдолейцитовые лампроиты Украины // Зап. Всесоюз. Мин.об-ва. 1991. – Ч. СХХ, № 5. – С. 52-55.
 30. Гельфанд Н.И. К вопросу о природе сейсмических границ в земной коре // Геология и разведка. – 1987. – №1. – С. 124-127.
 31. Глевасский Е.Б., Каляев Г.И. Тектоника докембрия Украинского щита // Минерал. журн. – 2000. – 22, № 2/3. – С. 77-91.
 32. Глевасский Е.Б., Кривдик С.Г. Докембрийский карбонатитовый комплекс Приазовья. – К.: Наукова думка, 1981. – 226 с.
 33. Гойжевский А.А., Науменко В.В., Скаржинский В.И. Тектоно-магматическая активизация регионов Украины. – К.: Наук. думка, 1977. – 116 с.
 34. Голубев Ю.К., Щербакова Т.И., Колесникова Т.И. Характерные особенности формирования ореолов рассеяния минералов-индикаторов кимберлитов в основных обстановках осадконакопления // Материалы научно-практической конференции «Геология, закономерности размещения, методы прогнозирования и поисков месторождений алмазов». – Мирный, 1998. – С. 323-325.
 35. Гурський Д.С., Металіди В.С., Приходько В.Л., Гейко Ю.В. Перспективи корінної алмазоносності Правобережної України // Мин. ресурси України. – 1999. – № 3 – С. 9-8.
 36. Довбуш Т.И., Скобелев В.М., Степанюк Л.М. Результаты изучения докембрийских пород западной части Украинского щита Sm-Nd изотопным методом // Минерал. журн. – 2000. – 22, № 2/3. – С. 132-141.
 37. Доусон Дж. Кимберлиты и ксенолиты в них. – М.: Мир, 1983. – 300 с.

38. Дукардт Ю.А., Борис Е.И. Авлакогенно-термоблемная гипотеза происхождения алмазоносных кимберлитов в связи с их прогнозированием //Материалы научно-практической конференции «Геология, закономерности размещения, методы прогнозирования и поисков месторождений алмазов». – Мирный, 1998. – С. 38-40.
39. Дукардт Ю.А., Борис Е.И. Основы структурно-тектонического районирования древних платформ (на примере Сибирской платформы) //Там же.– С. 40-42.
40. А., Луис Дж., Смит К. Кимберлиты и лампроиты Западной Австралии. – М.: Мир, 1989. – 426 с.
41. Есинчук К.Е., Бобров А.Б. Некоторые проблемы геологии раннего докембрия Украинского щита // Минерал. журн. – 2000. – 22, № 2/3. – С. 25-35.
42. Зинчук Н.Н., Афанасьев В.П., Борис Е.И. Основы разномасштабного районирования алмазоносных территорий по минералам-спутникам алмаза //Труды Международной научно-практической конференции «Прогнозирование и поиски коренных алмазных месторождений». – Симферополь, 2000. – С. 34-42.
43. Зинчук Н.Н., Котельников Д.Д., Борис Е.И. Древние коры выветривания и поиски алмазных месторождений. – М.: Недра, 1983. – 196 с.
44. Зубарев Б.М. Дайковый тип алмазных месторождений. – М.: Недра, 1989. – 183 с.
45. Каминский Ф.В. Алмазоносность некимберлитовых изверженных пород. – М.: Недра, 1984. – 174 с.
46. Квасница В.Н. Мелкие алмазы. – К.: Наук. думка, 1985. – 216 с.
47. Квасница В.Н. Типоморфизм алмаза и его генетические типы //Материалы научно-практической конференции «Геология, закономерности размещения, методы прогнозирования и поисков месторождений алмазов». – Мирный, 1998. – С. 174-176.
48. Квасница В.Н., Коптиль В.И., Зинчук Н.Н. Проблема мелких алмазов из кимберлитов, региональные и локальные особенности их распределения //Там же.– С. 176-177.
49. Кимберлитовые породы Приазовья /Отв. ред. В.Н. Кононова. – М.: Наука, 1978. – 319 с.
50. Кирикилица С.И., Шевырев Л.Т., Тарасюк О.Н. и др. Геология Маневичской кольцевой структуры. – К.: Наук. думка, 1985. – 104 с.
51. Кирилюк В.П. Типы геоблокных структур в раннедокембрийской тектонике и эволюция кратонов северной Евразии //Тези доп. Міжнар. конф. “Глибинна будова літосфери та нетрадиційне використання надр Землі”. – К., 1996. – С. 156-157.
52. Кирилюк В.П., Лысак А.М., Сиворонов А.А., Свешиников К.И., Бобров А.Б. Роль формационных исследований в решении некоторых актуальных проблем геологии Украинского щита //Минерал. журн. – 2000. – 22, № 2/3. – С. 103-110.
53. Кирилюк В.П., Смоголюк А.Г. Об основных элементах этажно-блоковой структуры Украинского щита //Комплексные металлогенические исследования для оценки геоструктур земной коры. – Л., 1986. – С. 54-69.
54. Кір'янов М.М. Кімберліти Кіровоградського геоблоку Українського щита. //Тез. доп. Всеукр. міжвід. Наради. – К., 1998. – С. 96 – 98.
55. Князев Г.І., Гурський Д.С., Тарасюк О.Н., Чашка О.І. та інші. Структурно-тектонічне районування потенційної алмазоносності території України //Мінеральні ресурси України. – 1999., №3. – С. 42 – 44.
56. Князьков А.П., Кривонос В.П., Панов Б.С. и др. Новые находки кимберлитов в Приазовье //Докл. НАН Украины, сер. Б. – 1992. – №6. – С. 82-86.
57. Князьков А.П., Малый А.В. Кимберлитовые породы Приазовья //Труды Международной научно-практической конференции «Прогнозирование и поиски коренных алмазных месторождений». – Симферополь, 2000. – С. 102-105.

58. Князьков А.П., Малый А.В. Обзор и анализ работ, проведенных в юго-восточной части Украины на алмазы (Приазовье, Донбасс) //Труды Международной научно-практической конференции «Прогнозирование и поиски коренных алмазных месторождений». – Симферополь, 2000. – С. 105-108.
59. Красовский С.С., Оровецкий Ю.П. Глубинное строение земной коры Украинского щита: современные представления //Минерал. журн. – 2000. – 22, № 2/3. – С. 57-76.
60. Кривдик С.Г. О связи карбонатитового и кимберлитового магматизма (на примере докембрийского карбонатитового комплекса Приазовья) //Геохимия и рудопроявления. – 1980. – № 8. – С. 66-78.
61. Кривдик С.Г., Ткачук В.И. Петрология щелочных пород Украинского щита. – К.: Наук. думка, 1990. – 408 с.
62. Кривонос В.Ф. Петрохимические и фациальные особенности мантийных изверженных горных пород, определяющие их алмазоносность //Материалы научно-практической конференции «Геология, закономерности размещения, методы прогнозирования и поисков месторождений алмазов». – Мирный, 1998. – С. 55-57.
63. Критерии прогнозирования месторождений Украинского щита и его обрамления /Отв. ред. Семененко Н.П. – К.: Наук. думка, 1975. – 560 с.
64. Лазько Е.М., Кирилюк В.П., Сиворонов А.А. О некоторых геологических формациях ранних этапов развития Земли //Геол. сб. Львов. геол. об-ва. – 1968. – № 11. – С. 116-126.
65. Лазько Е.М., Кирилюк В.П., Сиворонов А.А., Яценко Г.М. Нижний докембрий западной части Украинского щита (возрастные комплексы и формации). – Львов: Вища школа, 1975. – 239 с.
66. Лазько Е.М., Кирилюк В.П., Лысак А.М. и др. Стратиграфическая схема нижнего докембрия Украинского щита (на формационной основе) //Геол. журн. – 1986. – 46, № 2. – С. 18-26.
67. Литосфера Центральной и Восточной Европы. Геотраверсы I, II, V. – К.: Наук. думка, 1988. – 165 с.
68. Литосфера Центральной и Восточной Европы. Геотраверсы IV, VI, VIII. – К.: Наук. думка, 1988. – 168 с.
69. Литосфера Центральной и Восточной Европы. Обобщение результатов исследований. – К.: Наук. думка, 1988. – 258 с.
70. Мацюк С.С., Платонов А.Н., Бобриевич А.П., Кирикилица С.И. и др. О генетической принадлежности пиропов из брекчий Припятского вала (по данным оптической спектроскопии и колориметрии) //Минерал. сборник Львовского ун-та. – 1983. – № 37, вып. 2. – С. 109-116.
71. Милашев В.А. Прогнозирование кимберлитовых провинций, полей и диатрем //Труды Международной научно-практической конференции «Прогнозирование и поиски коренных алмазных месторождений». – Симферополь, 2000. – С. 9-13.
72. Металіди В.С., Гейко Ю.В., Дроздецький В.В. Мінералогічні й геофізичні критерії алмазоносності Новоград-Волинської площі УЩ //Мінеральні ресурси України. – 2002. – №1. – С. 13-16.
73. Металіди В.С., Павлюк В.М., Приходько В.Л. Алмазоносність південно-західної частини Українського щита і його схилів //Геол. журн. – 1998. – № 1-2. – С. 9-12.
74. Металиды С.В., Зарицкий А.И., Цымбал С.Н. Потебня М.Т. и др. Первая находка алмазов в конгломератах верхнего протерозоя на территории Восточно-Европейской платформы //Минерал. журн. – 1982. – 4, №3. – С. 20-29.
75. Метаморфические комплексы восточной окраины и склона Украинского щита /Отв. ред. Стрыгин А.И. – К.: Наук. думка, 1990. – 252 с.
76. Метелкина М.П., Прокопчук Б.И., Суходольская О.В., Францессон Е.В. Поисковые критерии месторождений, связанных с алмазоносными формациями докембрия //Проблемы металлогении докембрия. – Л.: Наука, 1978. – С. 223 – 228.
77. Метелкина М.П., Прокопчук Б.И., Суходольская О.В., Францессон Е.В. Докембрийские алмазоносные формации мира. – М.: Недра, 1976. – 134 с.

78. Никитин Е.А., Хомич П.З., Парибок В.М., Левый И.Г., Данкевич Н.В., Дроздов В.А., Штефан Л.В. Оценка алмазности территории Беларуси //Труды Международной научно-практической конференции «Прогнозирование и поиски коренных алмазных месторождений». – Симферополь, 2000. – С. 147-155.
79. Никольский А.П. Слюдяные пикриты центральной части Украинского щита //Докл. АН СССР. – 1974. – **215**, № 6. – С. 1451-1453.
80. Нікольський О.П., Прусс А.К. Про розчленування гранітоїдів складчатого докембрію Українського щита при геологічному картуванні //Геол. журн. – 1971. – **31**, № 4 – С. 127-140.
81. Никулин В.И., Лелюх М.И. Алмазоносные объекты прогнозирования и главные этапы их эволюции //Материалы научно-практической конференции «Геология, закономерности размещения, методы прогнозирования и поисков месторождений алмазов». – Мирный, 1998. – С. 280-282.
82. Никулин В.И., Лелюх М.И. Проблемы алмазопрогнозирования. //Там же.– С. 282-284.
83. Оровецкий Ю.П. Проблема глубинного магматизма на территории Украинского щита //Геофиз. журн. – 1981. – **3**, № 3. – С. 88-97.
84. Оровецкий Ю.П. Мантийный диапиризм. – К.: Наук. думка, 1990. – 170 с.
85. Оровецкий Ю.П. Проблема коровых алмазов на Украинском щите (концептуальный аспект) //Доп. НАН України. – 1998. – № 9. – С. 132-138.
86. Палкина Е.Ю. Информативность находок алмазов из терригенных отложений //Труды Международной научно-практической конференции «Прогнозирование и поиски коренных алмазных месторождений». – Симферополь, 2000. – С. 129-134.
87. Палкин И.Е. Вендское россыпеобразование и поиски месторождений алмазов в Северной Волини/ /Минерал. журн.– 1995. – **17**, №5. – С. 59-74.
88. Палкіна О.Ю., Смірнов Г.І., Чашика О.І. Алмази України: регіональна, вікова і генетична приуроченість // Мінеральні ресурси України. – 1999. – №3. – С. 41-42.
89. Панов Б.С., Гриффин В.Л., Панов Ю.Б. Особенности состава хромшпинелидов из кимберлитовых трубок Приазовья //Минерал. журн.– 1999. – **21**, №2/3. – С. 53-60.
90. Панов Б.С., Гриффин В.Л., Панов Ю.Б. Хромдиопсиды кимберлитов Приазовского кристаллического массива Украинского щита //Докл. НАН Украины. – 1999. – №12. – С.131-135.
91. Панов Б.С., Гриффин В.Л., Панов Ю.Б. Р-Т – условия образования хромпиروпа из кимберлитов Украинского щита // Докл. НАН Украины. – 2000. – №3. – С.137-143.
92. Панов Б.С., Панов Ю.В., Гриффин В.Л. Новые оценки алмазности кимберлитов //Проблемы прогнозирования, поисков и изучения месторождений полезных ископаемых на пороге XXI века // Воронежский университет. – 2003. – С. 548-550.
93. Панов Ю.Б. Типоморфные химические особенности индикаторных минералов из кимберлитов Приазовья //Наук. праці Донецького націон. техн. ун-та. Серія гірничо-геологічна. – 2001. – вип. 32. – С. 44-52.
94. Платформенные структуры обрамления Украинского щита и их металлоносность /Отв. ред. Семенов Н.П. – К.: Наук. думка, 1972. – 288 с.
95. Подвысоцкий В.Т. Концепция формирования магматогенных и терригенных алмазоносных формаций древних платформ как основа прогнозирования месторождений алмаза //Труды Международной научно-практической конференции «Прогнозирование и поиски коренных алмазных месторождений». – Симферополь, 2000. – С. 13-24.
96. Подвысоцкий В.Т. Основные этапы развития чехла Сибирской платформы и формирование алмазоносных формаций //Материалы научно-практической конференции «Геология, закономерности размещения, методы прогнозирования и поисков месторождений алмазов». – Мирный, 1998. – С. 62-65

97. Похиленко Н.П., Соболев Н.В. Некоторые аспекты эволюции литосферной мантии северо-восточной части Сибирской платформы в связи с проблемой алмазоносности разновозрастных кимберлитов // Там же. – С. 65-67.
98. Раздорозный В.Ф., Кривдик С.Г., Цымбал С.Н. Калиевые ультрабазиты Западного Приазовья – интрузивные аналоги лампроитов // Мінерал. журн. – 1999. – № 2-3. – С. 79-96.
99. Раздорозный В.Ф., Цымбал С.Н., Кривдик С.Г. Лампроитоподобные слюдяные ультрамафиты западной части Приазовского блока Украинского щита // Геологія і стратиграфія докембрію Українського щита: Тез. доп. Всеукр. міжвід. наради. – Київ, 1998. – С. 79-81.
100. Романов Н.Н. Геофизические методы на стадии прогнозирования кимберлитовых полей // Материалы научно-практической конференции «Геология, закономерности размещения, методы прогнозирования и поисков месторождений алмазов». – Мирный, 1998. – С. 288-290.
101. 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.
102. Сливко Е.М. Минералогия и вопросы генезиса докембрийских конгломератов Белокаровичской структуры (Украинский щит): Автореферат дис... канд. геол.-мин. наук. – Львов, 1986. – 20 с.
103. Сливко Е.М., Паранько И.С., Малюк Б.И. Геология и условия формирования докембрийских конгломератов Белокаровичско-Овручской системы депрессий (северо-западная часть Украинского щита) // Литол. и полезн. ископ. – 1991. – № 3. – С. 132-141.
104. Смирнов Г.И., Бобриевич А.П., Тарасюк О.Н., Чашка А.И. и др. Пироп из разновозрастных терригенных отложений Украины и перспективы поисков коренных кимберлитовых источников алмаза // Труды ЦНИГРИ, 1988. – Вып. 229. – С. 57-66.
105. Смирнов Г.И., Чашка А.И., Тарасюк О.Н., Вишневский А.А. Ильменит из кимберлитов Приазовья // Мінерал. журн. – 1993 – 15, № 3. – С. 33-41.
106. Смирнов С.Г., Стремковский А.Н., Логвинова А.М. и др. Акцессорные хромшпинелиды из вулканогенных образований Приазовья // Труды ЦНИГРИ, 1988. – Вып. 229. – С. 67-72.
107. Соболев Н.В. Глубинные включения в кимберлитах и проблема состава верхней мантии. – Новосибирск: Наука. Сибирское отделение, 1974. – 253 с.
108. Соболев В.С., Добрецов Н.Л., Соболев Н.В. Классификация глубинных ксенолитов и типы верхней мантии // Геология и геофизика. – 1972. – № 2. – С. 32-42.
109. Соболев Н.В. О минералогических критериях алмазоносности кимберлитов // Геология, геофизика. – 1971. – № 3. – С. 70-80.
110. Соболев Н.В. Парагенезисы алмаза и проблема глубинного минералообразования // Зап. Всесоюз. мин. о-ва. – 1983. – Ч. СХІІ, вып. 4. – С. 389-397.
111. Соболев Н.В., Боткунов А.И., Лаврентьев Ю.Г., Усова Л.В. Новые данные о составе минералов, ассоциирующих с алмазами кимберлитовой трубки «Мир» // Геология и геофизика. – 1976. – № 12. – С. 3-15.
112. Соболев Н.В., Похиленко Н.П., Ефимова Э.С. Ксенолиты алмазоносных перидотитов в кимберлитах и проблема происхождения алмазов // Геология и геофизика. – 1984. – № 12. – С. 63-80.
113. Соболев Н.В., Харьков А.Д., Похиленко Н.П. Кимберлиты, лампроиты и проблема состава верхней мантии // Геология и геофизика. – 1986. – № 7. – С. 18 – 27.
114. Степанюк Л.М. Геохронологія докембрію західної частини Українського щита (архей-палеопротерозой): Автореф. дис. ...докт. геол.-мин. наук. – К., 2000. – 34 с.
115. Суворов В.Д. Глубинные сейсмические исследования в Якутии // Физика Земли – 1999. – № 7-8. – С. 94-113.
116. Суворов В.Д. Глубинные сейсмические исследования в Якутской кимберлитовой провинции. – Новосибирск: Наука, 1993. – 136с.

117. Суворов В.Д. Площадные глубинные сейсмические исследования в Малоботуобинском районе Якутии // Геология и геофизика. – 1985. – №1. – С. 82-90.
118. Суворов В.Д. Сейсмические особенности поверхности мантии в южной части Якутской кимберлитовой провинции // Геология и геофизика. – 1990. – №7. – С. 12-16.
119. Тарасюк О.Н., Гурський Д.С., Чашка О.І., та ін. Щодо перспектив корінної алмазоносності України // Мін. ресурси України. – 1998. – № 1. – С. 6-9.
120. Тарасюк О.Н., Чашка А.И., Бобрієвич А.П. и др. О гетерогенном источнике пиропсодержащих гранатов разновозрастных пород Припятского вала // Геохимия и рудообразование. – 1980. – Вып. 8. – С. 29-33.
121. Трофимов В.С. Геология месторождений природных алмазов. – М.: Недра, 1980. – 304 с.
122. Уаров В.Ф. Сейсмические особенности верхней мантии в Западной Якутии // Геология и геофизика. – 1981. – №9. – С. 120-124.
123. Федоришин Ю.І., Бобрієвич О.П., Тарасюк О.Н. та ін. Геохіміко-петрохімічні особливості кимберлітів Приазов'я // Вісник Львів. ун-ту. Сер. геол. – 1998. – Вип. 13. – С. 85-93.
124. Царовский И.Д., Брацлавский П.Ф. Нефелиновые породы Днестровско-Бугского района (геология, возраст и вещественный состав) // Препринт ИГФМ АН Украины. – К., 1980. – 46с.
125. Цымбал С.Н. Алмазоносность территории Украины в свете идей Н.П.Семененко // Минерал. журн. – 1996. – 8, № 2. – С. 12-13.
126. Цымбал С.Н. Ореолы омфацита в четвертичных отложениях северо-западной части Украинского щита и центральной части Припятского вала и их поисковое значение // Основные направления повышения эффективности и качества геологоразведочных работ на алмазы. – Иркутск, 1990. – С. 75-78.
127. Цымбал С.Н. Состав верхней мантии под Украинским щитом // Геологія і магматизм докембрію Українського щита. – К., 2000. – С. 215-218.
128. Цымбал С.Н. Хромшпинелиды из балтских отложений юго-западной части Украинского щита // Минерал. журн. – 1995. – 6, №6. – С. 28-29.
129. Цымбал С.Н. Хромшпинелиды из кимберлитов центральной части Припятского вала // Минерал. журн. – 2002. – 24, №1. – С. 18-21.
130. Цимбал С.М., Вишневський О.А., Вуйко В.І. Перша знахідка піропу і хромдіопсиду в грубоуламкових породах білокоровицької світи на півночі Українського щита // Доп. АН УРСР. Сер.Б. – 1984. – №8. – С. 25 – 29.
131. Цимбал С.М., Вишневський О.А., Іванів І.М. та ін. Хромдіопсид з четвертинних відкладів західного схилу Українського щита // Доп. АН УРСР. Сер. Б. – 1983. – №4. – С. 27-30.
132. Цымбал С.Н., Вуйко В.И., Иванив И.Н., Металиди С.В. Гранаты глубинных минеральных ассоциаций центральной части Припятского вала // Минерал. журн. – 1983. – 5, №3. – С. 67-78.
133. Цымбал С.Н., Иванив И.Н., Князьков А.П. Вещественный состав и перспективы алмазоносности кимберлитов Украины // Основные направления повышения эффективности и качества геологоразведочных работ на алмазы. – Иркутск, 1990. – С. 47-49.
134. Цымбал С.Н., Кривдик С.Г. Ксенолиты глубинных пород из кимберлитов Кировоградского блока (Украинский щит) // Мінерал. журн. – 1999. – № 2-3. – С. 97-111.
135. Цымбал С.Н., Кривдик С.Г. Платформенный магматизм центральной части Припятского вала // Геологія і магматизм докембрію Українського щита. – К., 2000. – С. 218-220.
136. Цымбал С.Н., Кривдик С.Г., Воробей А.И. Дайковый магматизм центральной части Кировоградского блока Украинского щита // Геологія і магматизм докембрію Українського щита. – К., 2000. – С. 220-221.

137. Цымбал С.Н., Кривдик С.Г., Кирьянов Н.Н., Макивчук О.Ф. Вещественный состав кимберлитов Кировоградского геоблока (Украинский щит) // Минерал. журн. – 1999. – **21**, №2/3. – С. 22-38.
138. Цымбал С.Н., Кишинская З.А., Лавров Д.А. и др. Пиропоносность балтских отложений левобережной части Среднего Побужья // Геохимия и рудообразование. – 1980. – № 8. – С. 40-50.
139. Цымбал С.Н., Татаринцев В.И., Князьков А.П. Минералы глубинных парагенезисов из кимберлитов трубки Южная (Восточное Приазовье) // Минерал. журн. – 1996. – **18**, №5. – С.18-45.
140. Цымбал С.Н., Татаринцев В.И., Ляшенко В.К. и др. Особенности состава и свойств минералов-спутников алмаза из разновозрастных пород Украины и их коренные источники // VIII Всесоюз. совещ. по геологии россыпей. – К., 1987. – С. 320-323.
141. Цымбал С.Н., Татаринцев В.И., Цымбал Ю.С., Кисель С.И. Кристалломорфология, состав и свойства хромшпинелидов из коренных источников зоны сочленения Приазовского массива с Донбассом // VIII Всесоюз. совещ. по геологии россыпей. – К., 1987. – С. 330-331.
142. Чашка А.И., Тарасюк О.Н., Смирнов Г.И., Князев Г.И., Палкин И.Е. Алмазоносные формации и алмазоносные районы Украины // Труды Международной научно-практической конференции «Прогнозирование и поиски коренных алмазных месторождений». – Симферополь, 2000. – С. 81-89.
143. Чашка А.И., Смирнов Г.И., Тарасюк О.Н. и др. Состояние и перспективы поисков алмазных месторождений территории Приазовья // Мин. ресурси України. – 1999. – № 3. – С. 33-35.
144. Шаталов Н.Н. Дайки Приазовья. – К.: Наук. думка, 1986. – 192 с.
145. Щербак Н.П., Пономаренко А.Н. Возрастная последовательность процессов вулканизма и гранитоидного магматизма Украинского щита // Минерал. журн. – 2000. – **22**, № 2/3. – С. 12-24.
146. Щербаков И.Б. Эволюция магматизма Украинского щита // Минерал. журн. – 2000. – **22**, № 2/3. – С. 36-47.
147. Эринчек Ю.М., Мильштейн Е.Д., Егоркин А.В. Структура литосферы в районах проявления алмазоносных кимберлитов (Сибирская платформа) // Материалы научно-практической конференции «Геология, закономерности размещения, методы прогнозирования и поисков месторождений алмазов». – Мирный, 1998. – С. 78-81.
148. Ярошук М.А., Довгань Р.М. Проявления лампрофирового дайкового магматизма и признаки алмазоносности в обрамлении Бандуровского выступа Среднего Побужья // Геологія і магматизм докембрію Українського щита : Тези доп. конф. – К., 2000. – С. 242-245.
149. Яценко Г.М. Минетты Украинского щита и структур обрамления // Проблемы петрологии магматических и метаморфических пород: Тез. докл. междунар. симпоз. – Новосибирск, 1998. – С. 51-52.
150. Яценко Г.М., Сливко Е.М., Росихина Е.И. Аспекты проблемы алмазоносности юго-западной окраины Восточно-Европейской платформы // Материалы научно-практической конференции «Геология, закономерности размещения, методы прогнозирования и поисков месторождений алмазов». – Мирный, 1998. – С. 308-311.
151. Яценко Г.М., Сливко Е.М., Росихина А.И. Новые потенциально алмазоносные районы, формации и возрастные уровни юго-запада Восточно-Европейской платформы // Труды Международной научно-практической конференции «Прогнозирование и поиски коренных алмазных месторождений». – Симферополь, 2000. – С. 89-97.
152. Clifford T.N. Tectono-metallogenic units and metallogenic provinces of Africa // Earth Planet. Sc. Lett. – 1966. V.I.P. – P.421-434.
153. Griffin W.L., Ryan C.G., Causers D.R. et al. Ni in cromme pyrope garnets: a new thermometer // Contr. Miner. Petrol. – 1989. – V.103. – P.271-276.
154. Griffin W.L., Ryan C.G. Trace elements in indicator minerals: free selection and target evacuation in diamond exploration // J. Geochem. Explor. – 1995. – **53**. – P. 311-337.

**Ю.В. Гейко, Д.С. Гурский, Л.И. Лыков, В.С. Металиди, В.Н. Павлюк,
В.Л. Приходько, С.Н. Цымбал, Л.М. Шимкив**

**ПЕРСПЕКТИВЫ КОРЕННОЙ
АЛМАЗОНОСНОСТИ УКРАИНЫ**

Подписано к печати: 03. 09. 2006 г. Формат 60х84/8. Бумага офс.
Гарнитура *Times New PR MT*.
Усл. печ. л. 29,99. Уч. изд. л. 33,23. Тираж 500 экз.

Издательство «Центр Европы»,
Львов, 2006, тел./факс (8-0322)-72-35-66, 72-76-71,
E-mail: centrevr@is.lviv.ua