PERSPECTIVES OF BASEMENT DIAMOND PRODUCTIVITY OF UKRAINE

ПЕРСПЕКТИВЫ КОРЕННОЙ АЛМАЗОНОСНОСТИ УКРАИНЫ

Ministry for environmental Protection of Ukraine
State Geological Survey
Nortern State Regional Geological Enterprise “Pivnichgeologia”

Y.V.Geiko, D.S.Gurskyi, L.I.Lykov, V.S.Metalidi, V.N.Pavlyuk, V.L.Prykhodko, S.N.Tsymbal, L.M.Shymkiv

PERSPECTIVES OF BASEMENT DIAMOND PRODUCTIVITY OF UKRAINE

Kyiv–2006

Министерство охраны окружающей природной среды Украины
Государственная геологическая служба
Северное государственное региональное геологическое предприятие «Пивничгеология»

**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

Киев–2006

УДК 553.81 (477)
ББК Д452.4 Алмаз +Д9(4 Ук)452
П 278

Перспективы коренной алмазоносности Украины.
Ю.В. Гейко, Д.С. Гурский, Л.И. Лыков, В.С. Металиди, В.Н. Павлюк, В.Л. Приходько, С.Н. Цымбал, Л.М. Шимкив.
Киев–Львов. Издательство «Центр Европы». 2006 г. – 200 с.

В монографии рассмотрены состояние изученности территории Украины на алмазы и перспективы открытия их коренных месторождений. Выделены и охарактеризованы разноранговые алмазоперспективные объекты: литосферные блоки – районы – площади – участки – проявления. Для каждого из них разработаны критерии и признаки алмазоносности и определены основные направления и методы поисков месторождений алмаза кимберлитового типа.

Книга рассчитана на геологов, занимающихся прогнозированием и поисками месторождений алмаза.

Научный редактор: канд. геол.-мин. наук В.С. Металиди.

Рецензенты: док. геол.-мин. наук В.Н. Квасница, док. геол.-мин. наук В.Н. Гулий

Утверждена к печати ученым советом Института геохимии, минералогии и рудообразования НАН Украины и геологической секцией Украинского государственного геологоразведочного института.

ISBN 966-7022-55-2

© Ю.В. Гейко, Д.С. Гурский, Л.И. Лыков, В.С. Металиди и др.
© Издательство «Центр Европы». 2006

СОДЕРЖАНИЕ

СОДЕРЖАНИЕ ... 5
ВВЕДЕНИЕ ... 6
Глава 1 ОБЗОР, АНАЛИЗ И ОЦЕНКА ПОИСКОВЫХ РАБОТ НА АЛМАЗЫ, ПРОВЕДЕННЫХ НА ТЕРРИТОРИИ УКРАИНЫ ... 9
Глава 2 МЕТОДОЛОГИЯ ПРОГНОЗИРОВАНИЯ МЕСТОРОЖДЕНИЙ АЛМАЗОВ ... 21
Глава 3 ОБЪЕКТЫ ПРОГНОЗИРОВАНИИЯ АЛМАЗОНОСНОСТИ И ИХ СРАВНИТЕЛЬНАЯ ОЦЕНКА ... 31
Глава 4 ВОЛЫНСКИЙ БЛОК ... 37
ВОЛЫНО-ПОДОЛЬСКИЙ РАЙОН ... 39
КУХОТСКО-СЕРХОВСКАЯ ПЛОЩАДЬ ... 46
Состояние изученности и методика поисковых работ ... 46
Особенности геологического строения кристаллического фундамента ... 52
Ореолы индикаторных минералов кимберлитов в отложениях осадочного чехла Кухотско-Серховской площади ... 54
Перспективные структуры и участки Кухотско-Серховской площади ... 59
Выводы ... 69
СЕВЕРО-ЗАПАДНЫЙ РАЙОН ... 70
НОВОГРАД-ВОЛЫНСКАЯ ПЛОЩАДЬ ... 75
Состояние изученности и методика поисковых работ ... 75
Особенности геологического строения Новоград-Волынской площади ... 77
Алмаз и его минералы-спутники из грубообломочных пород белокоровичской свиты ... 89
Ореолы индикаторных минералов кимберлитов в терригенных отложениях осадочного чехла и особенности их состава ... 91
Перспективные структуры и участки Новоград-Волынской площади ... 98
Приложение рисунков I ... 101
Выводы ... 113
ШЕПЕТОВСКАЯ ПЛОЩАДЬ ... 114
Состояние изученности ... 114
Особенности геологического строения ... 114
Индикаторные минералы кимберлитов в осадочном чехле ... 121
Глава 5 ПОДОЛЬСКИЙ БЛОК ... 123
ПОБУЖСКИЙ РАЙОН ... 109
БЕРДИЧЕВСКО-ВИННИЦКАЯ ПЛОЩАДЬ ... 127
Состояние изученности и методика поисковых работ ... 127
Особенности геологического строения Бердичевско-Винницкой ... 129
Ореолы индикаторных минералов кимберлитов в терригенных отложениях осадочного чехла ... 135
Кумановско-Мизяковский перспективный участок ... 142
Приложение рисунков II ... 145
Выводы ... 156
Глава 6 БУГСКО-РОСИНСКИЙ БЛОК ... 157
Глава 7 КИРОВОГРАДСКИЙ БЛОК ... 163
ЦЕНТРАЛЬНЫЙ РАЙОН ... 164
КИРОВОГРАДСКАЯ ПЛОЩАДЬ ... 167
Состояние изученности ... 167
Особенности геологического строения ... 168
Перспективные участки Кировоградской площади ... 176
Глава 8 ПРИДНЕПРОВСКИЙ БЛОК ... 179
Глава 9 ПРИАЗОВСКИЙ БЛОК ... 183
ЗАПАДНО-ПРИАЗОВСКИЙ РАЙОН ... 185
ВОСТОЧНО-ПРИАЗОВСКИЙ РАЙОН ... 187
ВОЛНОВАХСКАЯ ПЛОЩАДЬ ... 189
Состояние изученности ... 189
Особенности геологического строения ... 190
Индикаторные минералы кимберлитов в отложениях осадочного чехла ... 203
Перспективный участок ... 209
ЗАКЛЮЧЕНИЕ ... 210
СПИСОК ИЛЛЮСТРАЦИЙ ... 215
ЛИТЕРАТУРА ... 216

ВВЕДЕНИЕ

Задача настоящей работы состоит в анализе положения дел в области изучения алмазоносности Украины с позиции кимберлитового (лампроитового) генезиса многочисленных находок алмазов и их минералов-спутников в отложениях осадочного чехла.

Территория Украины представляет собой юго-западную часть Восточно-Европейской платформы. Она перспективна на поиски алмазов различных генетических типов, среди которых доминирует кимберлитовый. Об этом свидетельствуют результаты всех исследований по прогнозированию и поискам алмазов, проведенных за более чем 50-летний период.

Современный уровень мировых достижений в области изучения известных коренных месторождений алмазов кимберлитового и лампроитового типов, закономерностей их размещения и методов поисков позволяет определить способы решения проблемы алмазоносности Украины. Проведение очередного этапа систематизации, обобщения и анализа всех данных (геологических, геофизических, минералогических и др.) по алмазоносности этой территории обусловлено, прежде всего, необходимостью оценки результативности выполненных ранее исследований и определения направлений дальнейших поисков мантийных источников алмазов.

Монография составлена по результатам геологоразведочных и тематических работ, проведенных в Украине по состоянию на 2004 г., с учетом опубликованных данных по широкому кругу научных и прикладных исследований в области геологии алмазоносных пород различных алмазоносных провинций мира. Авторы предприняли попытку представить имеющуюся информацию в свете своих представлений и идей, касающихся алмазоносности недр Украины.

Работа состоит из девяти глав. В первой главе приведен обзор, анализ и оценка результативности поисковых работ на алмазы на территории Украины и причины их низкой эффективности.

Вторая глава посвящена вопросам методологии прогнозирования месторождений алмазов. С учетом концепций и факторов, на основании которых прогнозируются месторождения алмазов в других алмазоносных провинциях, а также особенностей геологического строения и степени изученности на алмазы территории Украины, предложен последовательный иерархический ряд объектов прогноза. Таковыми являются: алмазоперспективная минерагеническая область (литосферный блок) – район (ареал) предполагаемого алмазоносного магматизма – перспективная площадь (потенциальное алмазоносное поле) – участок (наиболее перспективная структура) – проявление (месторождение). Для объектов каждого ранга разработан комплекс критериев и признаков.

Исследования, позволившие выделить эти объекты, проводились в три этапа. На первом этапе особое внимание было уделено подготовке геофизической информации для прогнозирования алмазоносных объектов: специально подготовлены и обработаны с применением компьютерных технологий данные разномасштабных гравитационных и магнитных съемок прошлых лет, материалы исследований глубинного строения региона. Анализ обширной геолого-геофизической информации позволил авторам провести структурно-тектоническое районирование территории Украины и выделить минерагенические области (литосферные блоки) как объекты про-

гнозирования I ранга, различающиеся по строению, составу пород и по возрасту стабилизации кристаллического фундамента.

На следующем этапе исследований были собраны и проанализированы сведения, касающиеся наличия рифтогенных структур, проявления базальтоидного и щелочно-ультраосновного магматизма, распространения и состава индикаторных минералов кимберлитов в отложениях осадочного чехла, необходимые для выделения в пределах минерагенических областей (литосферных блоков) районов (объектов прогнозирования II ранга), перспективных на коренную алмазоносность.

Завершающий этап исследований заключался в обобщении результатов всех геолого-съемочных и поисковых работ на алмазы, проведенных в пределах перспективных площадей (объектов прогнозирования III ранга). Полученные данные в комплексе с созданными высокоинформативными картами физических полей явились основой для составления комплекта прогнозных карт и выделения перспективных на алмазы участков и структур.

В третьей главе приведены общие сведения об объектах прогнозирования, а также сравнительная оценка их перспективности на основании разработанных критериев и признаков. Как объекты прогнозирования I ранга, в пределах Украины выделены шесть литосферных блоков (минерагенических областей): Волынский, Подольский, Бугско-Росинский, Кировоградский, Приднепровский и Приазовский. Они отличаются структурно-тектоническими особенностями, геологическим строением и, соответственно, типом прогнозируемых коренных источников алмазов. Некоторые литосферные блоки разделены мобильными складчатыми шовными зонами (тектонами, подвижными поясами): Бугско-Росинский блок отделяется от Кировоградского Голованевской шовной зоной, Приднепровский блок от Кировоградского – Западно-Ингулецкой, от Приазовского – Орехово-Павлоградской шовными зонами. В пределах Волынского блока развит Волыно-Двинский подвижный пояс.

Наиболее перспективным для выявления алмазоносных кимберлитов по «классическим» критериям считается Приднепровский блок – типичный архон. Вторым по степени перспективности, согласно «правилу Клиффорда» и другим региональным критериям и признакам, является Приазовский блок – архон, западная и восточная части которого имеют разный возраст стабилизации фундамента и в различной степени ремобилизованы в протерозое. Бугско-Росинский и Подольский блоки относятся к архону, активизированному в протерозое. Волынский и Кировоградский блоки представляют собой структуры со стабилизацией основной их части в протерозое (протоны).

По комплексу критериев и признаков (наличие рифтогенных структур, проявлений базальтоидного магматизма, кольцевых структур II ранга как возможных мантийных диапиров и др.) в пределах наиболее изученных блоков определены районы (ареалы) предполагаемого алмазоносного магматизма как объекты прогнозирования II ранга. В пределах Волынского блока выделены Волыно-Подольский и Северо-западный районы, в Подольском – Побужский, в Кировоградском – Центральный, в Приазовском – Западно-Приазовский и Восточно-Приазовский районы. По критериям и признакам, главными из которых являются проявления ультраосновного-щелочного, в том числе кимберлитового или лампроитового магматизма, контрастные ореолы и состав индикаторных минералов кимберлитов в осадочном чехле, оконтурены перспективные площади как объекты прогнозирования III ранга. Так, в Волыно-Подольском районе выделена Кухотско-Серховская площадь, в Северо-западном – Новоград-Волынская и Шепетовская, в Побужском – Бердичевско-Винницкая, в Восточно-Приазовском – Волновахская. Для сравнительной оценки степени перспективности названных блоков, районов и площадей использованы данные о составе и РТ-условиям образования мантийных минералов, возрасте верхней мантии и наличии в ней «алмазного окна». Среди выделенных районов и площадей, с учетом степени их изученности, по комплексу признаков наиболее перспективны для выявления трубок алмазоносных кимберлитов Волыно-Подольский район, а в его пределах – Кухотско-Серховская площадь. Се-

веро-западный район с Новоград-Волынской и Шепетовской площадями высокоперспективный для поисков алмазоносных даек и трубок кимберлитов. Побужский район и наиболее изученная Бердичевско-Винницкая площадь перспективны для поисков даек кимберлитов. В пределах Центрального района, в т.ч. Кировоградской площади, возможно обнаружение даек алмазоносных кимберлитов или лампроитов. Восточно-Приазовский район и Волновахская площадь (северная часть) перспективны для открытия новых трубок и даек кимберлитов девонского возраста, в том числе алмазоносных.

В последующих главах рассмотрено геологическое строение и перспективы алмазоносности каждого из выделенных объектов прогнозирования (литосферные блоки – минерагенические области, районы – ареалы предполагаемого алмазоносного магматизма и площади – потенциальные алмазоносные поля) в порядке размещения их с северо-запада на юго-восток. Так, в главе 4 приводится характеристика Волынского блока, Волыно-Подольского района и Кухотско-Серховской площади, а также Северо-западного района, Новоград-Волынской и Шепетовской площадей; в главе 5 – Подольского блока, Побужского района и Бердичевско-Винницкой площади; в главе 6 – Бугско-Росинского блока; в главе 7 – Кировоградского блока, Центрального района и Кировоградской площади; в главе 8 – Приднепровского блока; в главе 9 – Приазовского блока, Западно-Приазовского района, Восточно-Приазовского района и Волновахской площади.

В заключительной части монографии резюмируются результаты исследований, обобщаются и сопоставляются критерии и признаки алмазоносности блоков, районов и площадей с предварительной оценкой их по степени перспективности, даются рекомендации по направлению и методике дальнейших работ.

В подготовке материалов для монографии участвовал коллектив сотрудников СГРГП «Пивничгеология»: Б.М. Дзюба, Р.Н. Довгань, В.В. Дроздецкий, В.А. Ентин, И.С. Металиди, Т.С. Нечаева, Л.Н. Никиташ, а также А.П. Князьков (КП «Пивденукргеология»).

Авторы благодарны академику Н.В. Соболеву, доктору г.-м. наук, профессору Н.Н. Зинчуку (ЯНИГП ЦНИГРИ), доктору г.-м. наук В.Б. Василенко (ИМиП СО РАН) за возможность ознакомиться с изданными трудами и опытом ведущих специалистов Якутской алмазоносной провинции.

Авторы выражают также признательность за полезные советы, консультации, критические замечания академику АН Украины Н.П. Щербаку, докторам г.-м. наук С.Г. Кривдику, В.Н. Кваснице (ИГМР), В.М. Гулию, кандидатам г.-м. наук И.Е. Палкину, А.И. Чашке (УкрГГРИ).

Глава 1

ОБЗОР, АНАЛИЗ И ОЦЕНКА ПОИСКОВЫХ РАБОТ НА АЛМАЗЫ, ПРОВЕДЕННЫХ НА ТЕРРИТОРИИ УКРАИНЫ

Начало изучения алмазоносности территории Украины можно отнести к 1949 году, когда Восточно-Украинской экспедицией (С.Т. Борисенко, И.Р. Вахно) в аллювии нижнего течения р. Базавлук впервые был обнаружен кристалл алмаза. В 1950 году организации Академии наук и Министерства геологии СССР приступили к составлению геологического обзора страны с точки зрения возможных перспектив отдельных её регионов на алмазы. Данные по Украине были подготовлены Н.П. Семененко и И.С. Усенко в работе «Заключение по алмазоносности отдельных регионов СССР. Украинский кристаллический массив». Анализируя геологическое строение и тектоническое положение Украины в общей структуре Восточно-Европейской платформы, эти авторы выделили в качестве перспективных Приазовский, Побужский и Центральный районы Украинского щита (УЩ), а также Львовско-Брестскую впадину, примыкающую к массиву с северо-запада. Основанием для отнесения названных районов к разряду перспективных послужило наличие в их пределах интрузивных ультраосновных и вулканических основных пород, а также выявление алмаза в аллювии р. Базавлук.

В истории изучения алмазоносности Украины объективно сложились четыре основных этапа, отличающиеся набором методов проводимых работ и их результатами.

Первый этап – 1951–1955 гг. – характеризует начало поисковых работ на алмазы: проводится опробование аллювия относительно крупных водотоков и исследование магматических пород основного и ультраосновного состава отдельных регионов УЩ в преломлении к проблеме алмазоносности. Эти работы выполнялись, в основном, Центральной экспедицией 3-го Главного геологического управления МГ СССР (С.В. Поспелов, В.Я. Прозоров, В.А. Ефремова, И.Н. Сафронов, Н.А. Курылева и др.).

Основные виды работ – крупнообъемное и шлиховое опробование аллювия рек, геолого-геоморфологические исследования по выявлению областей накопления кайнозойских грубообломочных отложений, перекрывающих щит, и в незначительном объеме – опробование и специализированное изучение разновозрастных базит-гипербазитовых комплексов УЩ и Волыно-Подолии. Главная задача этого периода заключалась в выявлении промышленных россыпей в долинах крупных рек. Для минералогического анализа применялась уральская методика – установление ассоциаций тяжелых минералов, генетически связанных с породами основного и ультраосновного состава: хромшпинелиды, платина, оливин и пироксены. При поисках алмазов на Сибирской платформе в этот период были выработаны и очень успешно применены новые критерии оценки перспективности территории по генетическим спутникам алмаза в кимберлитах – пиропу, пикроильмениту, хромдиопсиду.

В результате этих работ выявлены единичные кристаллы алмазов (р. Ирша, вес 1,4 мг, р. Днестр, вес от 2,4 до 28,2 мг, р. Синюха, вес 40 мг), установлены пиропы в русловом аллювии рек Южный Буг, Днестр, Горынь и Тетерев, выданы рекомендации по опробованию грубообломочных отложений балтской свиты неогена.

Наибольшие перспективы в отношении алмазоносности связывались с Приазовским кристаллическим массивом, где широко развиты основные и ультраосновные породы, а также жильные щелочные породы типа мончикитов и камптонитов.

Изучение серпентинитов, хромитоносных и других гипербазитов Побужья, контактовых зон гипербазитов с вмещающими породами, базальтов Волыни, дайковых образований Приазовья и других районов показало, что они бесперспективны в отношении алмазоносности. Важнейшим итогом работ первого этапа стало заключение о том, что единственно возможным источником алмазов на Украине являются еще не выявленные кимберлитовые тела, поиски которых рекомендовалось сосредоточить в пределах региональных зон разломов, ограничивающих щит с востока, запада и севера.

Второй этап – 1956–1974 гг. – ознаменовался широким применением пироповой съемки в качестве основного метода оценки перспективности площадей, а также флотационного метода обогащения шлихов и пенной сепарации для извлечения мелких алмазов, что позволило выявить многочисленные мелкие кристаллы алмаза в неогеновых титан-циркониевых россыпях Украины.

В западной, юго-западной и центральной частях УЩ изучением аллювиальных и неогеновых отложений охватываются бассейн верхнего течения реки Днестр (Я.Р. Пахло, Н.И. Кривоборская и др., ВСЕГЕИ), бассейны рек Горынь, Тетерев, Случь, Ю. Буг, (Н.Ф. Стрекозов и др., трест «Артемгеология»), Тетерев, Случь, Уж, Припять, Днестр, Ю. Буг (В.П. Алексеева и др. ВСЕГЕИ), обширные области Правобережной Украины, в том числе прибрежно-шельфовые зоны Азовского и Черного морей (А.П. Бобриевич и др., ИМР МГ УССР), бассейны рек Стырь, Горынь, Лядова, Караец, Рось, Тетерев, Ятрань, междуречье Днестра и Южного Буга, Нижнее Приднестровье (Д.А. Лавров и др., трест «Киевгеология»).

В результате была установлена широкая распространенность пиропов как по территории, так и по стратиграфическому разрезу осадочных толщ чехла. Пиропы обнаружены в докембрии (гдовский горизонт валдайской серии в бассейне рек Днестр и Горынь), силуре (Верхнее Приднестровье), верхнем мелу (Волыно-Подолия, Приднестровье, Побужье), в балтской свите миоцен-плиоцена (Побужье), в полтавских отложениях нижнего миоцена (р.р. Тетерев, Рось), в бучакской свите эоцена (междуречье Днестра и Ю. Буга). Пиропы выявлены также в разновозрастных четвертичных отложениях, в том числе высокие концентрации его – в прибрежных песках Бугского лимана. Установлено сходство состава украинских пиропов с пиропами из алмазоносных трубок Якутии и пироповых перидотитов Чехии. В Приазовье и Побужье, наряду с пиропами, диагностирован пикроильменит. К 1964 г. было определено, что для решения проблемы россыпной алмазоносности необходимо тщательное исследование вещественного состава кластических толщ чехла, восстановление условий их формирования и выделение этапов, наиболее благоприятных для концентрации алмазов. Не менее важным является изучение продуктов ультраосновного и основного магматизма, а также структур, благоприятных для его проявления. Изучение геотектонической обстановки позволило В.П. Алексеевой прийти к выводу, что Восточно-Европейская платформа, в частности, ее южная окраина по характеру вулканизма и тектоническим особенностям имеет сходство с другими древними платформами мира, где известны богатые коренные и россыпные месторождения алмазов.

В 1964 г. И.Ф. Кашкаров и Ю.А. Полканов (ИМР МГ УССР) обнаружили мелкие кристаллы алмаза (0,1–0,3 мм) в продуктах обогащения титано-циркониевых руд Самотканского (Малышевского) россыпного месторождения. Позднее мелкие алмазы были найдены и в других титано-циркониевых россыпях (Зеленоярской, Волчанской).

В 1971 г. в ИМРе МГ УССР Ю.А. Полкановым и др. завершена оценка алмазоносности Самотканской, Зеленоярской, Тарасовской и других россыпей. Были выделены и детально изучены тысячи мелких кристаллов алмаза, установлены их типоморфные особенности и высказаны предположения о коренных источниках.

В 1966–1974 г.г. в южной части Украины (Э.Г. Кронгауз и др., трест «Днепргеология») проводились поиски алмазов с помощью шлихового, мелко- и крупнообъемного опробования современного и древнего аллювия рек, пляжевых песков северного побережья Черного моря, Днестровского, Бугского и Днепровского лиманов, неогеновых песчаных отложений балтской свиты и сарматского яруса, а также терригенных грубокластических образований самарской свиты нижнего карбона Донбасса и среднего-верхнего карбона в зоне сочленения УЩ и Днепрово-Донецкой впадины (ДДВ). В верховьях р. Конка выявлен комплекс магматических пород, приближающихся по составу и возрасту к щелочным породам

верхнедевонского возраста Покрово-Киреевского массива, который сопровождается дайками базальтоидов типа камптонит-мончикитов и пикритов с ксенолитами эклогитоподобных пород.

На территории Среднего Приднепровья опробованы правые притоки р. Днепр – реки Мокрая Сура, Сухая Сура и Базавлук, но единичные пиропы установлены только в одной пробе (р. Базавлук). В русловом аллювии р. Днепр пиропы отмечены во многих пробах в количестве 3–5 зерен и лишь в единичных случаях их содержание достигает 16–42 зерен на пробу 20 л.

Алмазы и пиропы установлены в современных отложениях Бугского и Березанского лиманов, прибрежных отложениях Черного моря (с. Каролино-Бугаз), в аллювии рек Ингул и Ю. Буг.

Этими работами были изучены также магнитные аномалии в пределах Девладовской зоны глубинного разлома. Аномалиеобразующими оказались тела амфиболизированных пироксенитов и перидотитов.

В юго-восточной части Украины (Центральный Донбасс, Приазовье) в период с 1958 по 1974 г.г. в результате шлихового и частично мелкообъемного опробования (Н.Ф. Стрекозов, П.И. Тетерюк и др., трест «Артемгеология») выявлены пиропы в аллювии рек Самары, Волчьей, Кривого Торца, Крынки, Миуса, а в древнечетвертичных галечниках междуречья Миус-Крынка найдены алмазы (самый крупный – ромбододекаэдр размером 1,5 мм). Более мелкие (0,2–0,5 мм) обломки кристаллов обнаружены в прибрежных отложениях северного побережья Азовского моря. Изучение петрографии обломочного материала и минералогии шлихов показало, что основным источником при формировании современных терригенных отложений были древние осадочные породы карбона и девона, распространенные в зоне сочленения Донбасса с Приазовьем.

С 1966 г. поиски коренных источников алмазов с Центрального Донбасса начали перемещаться в зону сочленения Донбасса с Приазовьем, в основном, в пределах Покрово-Киреевской структуры и междуречья Миус-Крынка, то есть на площадь развития ультраосновных и комагматичных им пород. Методика работ включала шлиховое и мелкообьемное опробование не только четвертичного аллювия, но и более древних промежуточных коллекторов – грубозернистых терригенных отложений верхнего карбона Центрального Донбасса, благодаря чему здесь были выявлены алмазы и пиропы размером 0,2–0,3 мм.

Основными результатами работ второго этапа в юго-восточной части Украины является познание геологии, геоморфологии, истории геологического развития региона, что позволило считать Приазовский кристаллический массив и его северное обрамление областью сноса материала в ДДВ в течение позднекаменноугольной эпохи. Это послужило основанием для проведения поисков коренных источников алмазов в зоне сочленения Донбасса с Приазовьем. В палеозойских гипербазитовых брекчиях Покрово-Киреевской структуры выявлены малохромистые пиропы с содержанием Cr_2O_3 до 2,5 % [58].

К концу второго этапа были определены основные направления изучения алмазоносности Украины.

Одним из них является изучение ультрабазитового магматизма УЩ. Рассматривая магматизм щита в преломлении к проблеме алмазоносности, А.П. Бобриевич с соавторами (ИМР МГ УССР, 1966 г.) характеризует пять комплексов основных пород и четыре – ультрабазитов, причем два их них сформировались в платформенный этап (верхнепротерозойский октябрьский и палеозойский дайковый комплексы). На основании особенностей вещественного состава этих пород авторами отрицается возможная связь алмазов с известными ультрабазитами УЩ и делается вывод о необходимости поисков кимберлитов. Для поисков коренных источников алмазов рифейского и вендского возраста ими рекомендована периферическая часть области распространения пород трапповой формации Волыни.

Другое направление – поиски россыпных месторождений алмазов в пределах перспективных районов, в том числе в нижнем течении р. Миус, в Среднем Приднепровье, в истоках р. Рось, на междуречье Днестра и Буга, в низовьях рек Днестр и Ю. Буг, в бассейне р. Ирша и др. Перспективность столь обширных территорий, к сожалению, слабо аргументирована.

На наиболее перспективных площадях рекомендовано проводить аэромагнитную съемку масштаба 1:25000 с привязкой локальных аномалий наземной магниторазведкой масштаба 1:10000 и заверкой аномалий бурением.

Работами второго этапа положено начало применению аэро- и наземной магнитной съемки при поисках коренных источников алмазов в зоне сочленения Украинского щита с Волыно-Подольской плитой, Приазовья с Донбассом и в районе Среднего Побужья.

С **третьим этапом – 1974–1990 г.г.** – связана интенсификация поисков кимберлитовых тел. Главными методами становятся воздушная и наземная магниторазведка в комплексе с гравиразведкой и бурением интерпретационных скважин по заверке локальных аномалий «трубочного» типа и шлиховое опробование современного руслового аллювия и разновозрастных толщ осадочного чехла. Проводится углубленное изучение состава и свойств минералов-спутников алмаза – пиропов, хромшпинелидов, пикроильменитов и др. При прогнозировании используются аэрокосмогеологические и петрологические методы исследований. На этом этапе выполняются прогнозные оценки как крупных территорий, так и локальных участков, признанных бесспорно перспективными на основании находок кимберлитов и продуктов их разрушения (участки Кухотская Воля, Серхов, Перекалье на Волыно-Подолии, участки Петровский, Горняцкий, Новоласпинский и другие в Восточном Приазовье).

С открытием Кухотсковольского кимберлитопроявления в 1975 г. на Волыни начались работы по оценке коренной алмазоносности и северо-запада Украины (Б.Я. Воловник и др., ПГО «Севукргеология»). На основании геолого-геофизических исследований выделены и обоснованы структурно-тектонические и магматические критерии перспективности района на коренные источники алмазов. Наиболее доступными путями проникновения кимберлитовой магмы считались узлы пересечения диагональных зон разломов дорифейского заложения с герцинскими широтными структурами. Установлено, что по петрографическим и петрохимическим особенностям кухотсковольские кимберлиты близки к кимберлитам Якутии и Южной Африки, а присутствие высокохромистых низкокальциевых пиропов указывает на их принадлежность к алмазоносной фации.

В зоне сочленения УЩ с Волыно-Подольской плитой (ВПП) и в пределах плиты в течение 1975–1988 г.г. исследования проводят сотрудники ряда научных и производственных организаций МГ УССР и АН УССР: Б.Я. Воловник, Б.И. Власов, С.А. Золотарев, И.С. Варваренко, Б.Н. Махно, Ю.В. Попович, А.А. Дзидзинский (ПГО «Севукргеология»), А.П. Бобриевич, О.Н. Тарасюк, А.И. Чашка (ИМР МГ УССР), Н.П. Семененко, С.Н Цымбал, Н.А. Савченко (ИГФМ АН УССР). С целью подготовки геологической основы для поисковых работ на алмазы здесь начинается геологическая съемка масштаба 1:50000 наиболее перспективных площадей (Б.И. Власов, М.И. Хворов, В.Я. Иванченко и др., ПГО «Севукргеология»), а также глубинное геологическое картирование масштаба 1:200000 территории листов М-35-II, XII, VIII (северо-восточная часть, В.Ф. Судовцев и др., ПГО «Севукргеология»); М-35-XXI (В.Я. Иванченко и др., ПГО «Севукргеология»).

Основной результат этих работ – выявление обломков кимберлитов, а также пиропа и пикроильменита в брекчиях предположительно тектонического происхождения на участках Кухотская Воля, Перекалье и Серхов. В районе Кухотсковольского кимберлитопроявления (участок Основной) проведена детальная магнитная съемка и заверка геофизических аномалий. Здесь на площади 8,4 км^2 в 1979–1980 г.г. выполнялись прямые поиски кимберлитовых тел бурением по сети 200х200 м; брекчиепроявление закартировано на домезозойской поверхности, определена его морфология и условия залегания (С.А. Золотарев и др., ПГО «Севукргеология»). В 1979–1984 г.г. на флангах Кухотской зоны разломов проведены общие поиски алмазов, выявлены закономерности распределения минералов-спутников алмаза в осадочном чехле (Ю.В. Попович, И.Н. Иванив и др., ПГО «Севукргеология»). Было установлено, что пиропы из верхнепротерозойских отложений отличаются от таковых из отложений мелового возраста. Наличие в кимберлитах ксенолитов силурийских известняков свидетельствует о проявлении в этом районе среднепалеозойской фазы кимберлитового магматизма. Наиболее древним коллектором индикаторных минералов кимберлитов служат отложения нижнего мела. Положение Кухотской площади в структурном плане определяется узлом пересечения разнонаправленных зон глубинных разломов.

К 1985 году на Волыно-Подолии в результате магниторазведочных работ масштаба 1:10 000 с целью подготовки площадей для поисков коренных источников алмазов выявлено 2790 локальных магнитных аномалий, из которых детализированы на местности 553 аномалии, заверены бурением 442. Аномалии в большей части обусловлены неоднородностями в составе траппов (51 %) и выходами по-

род кристаллического фундамента на домезозойскую поверхность (32 %); одна аномалия является базальтовой трубкой взрыва, пять – брекчиепроявлениями гетерогенного состава.

В зоне сочленения УЩ с ВПП установлена пиропоносность четвертичных отложений в бассейнах рек Горынь, Случь, Стоход и Стырь. Пиропы обнаружены в горбашовской свите (до 20 зерен на 20 л породы), в вышележащих отложениях берестовецкой свиты (до 109 зерен) и могилев-подольской серии венда (до 1880 зерен). В последних обнаружен также один обломок кристалла алмаза.

В центральной и южной частях ВПП и на северных склонах Карпат поиски алмазов проводились в 1980–1985 г.г. (А.А. Дзидзинский и др., ПГО «Севукргеология»). Они были направлены на оценку общих перспектив алмазоносности этой территории. Изучение терригенных пород докембрия и фанерозоя показало широкое распространение в них пиропов как по площади, так и в разрезе. Определены площади для постановки глубинного геологического картирования (ГГК) и геофизических работ, рекомендованы места отбора крупнообъемных проб из аллювия р. Днестр. На основании анализа геолого-геофизических материалов высказано предположение о том, что в пределах опоискованной площади наиболее вероятно проявление среднепалеозойской фазы кимберлитового магматизма.

В северной (северо-западной) части УЩ общие поиски коренных источников алмазов начаты в 1977 году. Основанием для этого послужило выявление алмаза в древнечетвертичном аллювии при ГГС-50 в 1975–1977 г.г. (Л.Ф. Котвицкий и др., ПГО «Севукргеология»). Для заверки находки была отобрана проба весом 700 кг, в которой установлены ещё два обломка кристаллов алмаза размером 0,3 мм в ассоциации с пиропом, хромитом, пикроильменитом. Эти находки сыграли важную роль в определении направления дальнейших поисков с применением специализированного опробования.

При общих поисках золота в Белокоровичской структуре в 1977 г. (Н.С. Супруненко и др., ПГО «Севукргеология») в процессе комплексного изучения шлихов в пробе из четвертичных отложений был обнаружен кристалл алмаза размером 0,56х0,43 мм.

В течение 1976–1980 г.г. в северо-западной части УЩ проведены общие поиски коренных источников алмаза на площади свыше 35000 км^2 (В.И. Язвинский и др., ПГО «Севукргеология») В комплекс работ входили: наземная магниторазведка, бурение заверочных скважин, опробование древних отложений и современного аллювия с целью выявления ореолов минералов-спутников алмаза и локализации их источников сноса, палеогеографические исследования всей северо-западной части УЩ. Установлено несколько пунктов находок сравнительно крупных обломков и кристаллов алмаза в четвертичных отложениях и в конгломератах мезопротерозойского возраста Белокоровичской структуры, что позволило рекомендовать этот район для дальнейших поисков. Реализация рекомендаций осуществлена при общих поисках алмазов в пределах Овручско-Белокоровичской структуры и ее обрамления в 1980–1984 г.г. (Н.С. Супруненко и др., ПГО «Севукргеология»). В качестве наиболее перспективного выделен Овручско-Белокоровичский участок, а в его пределах – конкретные площади для поисков алмазоносных россыпей в разновозрастных терригенных образованиях. Для оценки метаморфизованных россыпей алмазов в грубообломочных породах Белокоровичской структуры в течение 1984–1989 г.г. выполнялись специализированные работы (Б.Л. Высоцкий и др., ПГО «Севукргеология»). Они были сосредоточены на площади развития конгломератов и других грубообломочных пород Белокоровичской и южной части Овручской структур. Попутно поиски алмазоносных россыпей мезо-кайнозойского возраста проводились на междуречье р.р. Уж и Жерев. В результате в 9 пунктах нижней части разреза белокоровичской свиты было найдено 45 кристаллов и обломков алмаза, в том числе и в классе –4+2 мм, в ассоциации с пиропом, хромсодержащим диопсидом, хромшпинелидами.

В 1983–1989 г.г. в юго-восточной части Осницкого и северо-западной части Новоград-Волынского блоков УЩ проведена групповая геологическая съемка масштаба 1:50000 (В.Ф. Лабузный, А.П. Глухов и др., ПГО «Севукргеология»). Этими работами выявлен ряд ореолов минералов-спутников алмаза в отложениях осадочного чехла, по составу сходных с таковыми из конгломератов Белокоровичской структуры, а также вскрыта бурением и изучена интрузия щелочно-ультраосновных пород мельтейгит-якупирангитового состава.

При проведении геолого-съемочных и поисковых работ, в том числе и специализированных на алмазы, установлено свыше 700 аномалий «трубочного» типа, из которых детализировано на местности 354 и заверено бурением 210. В различных отложениях осадочного чехла северо-западной части УЩ

и терригенных породах Овручско-Белокоровичской структуры обнаружено 198 обломков и кристаллов алмаза. Коренные источники алмазов не были установлены, тем не менее, полученные данные о магматизме, характере распространения и типоморфизме алмаза и его минералов-спутников позволили выдвинуть северо-западную часть УЩ в разряд перспективных на обнаружение коренных источников алмазов кимберлитового типа.

В Среднем Побужье в 1975–1977 г.г. поиски коренных источников алмазов осуществляли В.К. Гребнев, В.А. Голубев, Б.Н. Середа и др. (ПГО «Севукргеология»). Было выделено 519 и заверено 90 гравимагнитных аномалий; кимберлиты не обнаружены. Прогнозируемая в районе Молдовского железорудного месторождения «кимберлитовая» трубка этими работами не подтверждена. Авторы ставят вопрос о необходимости изучения алмазоносности пород Ильинецкой структуры (астроблемы) и углеродсодержащих метаморфических комплексов докембрия.

В центральной части УЩ (Кировоградский блок) общие поиски алмазов проводят в конце семидесятых годов А.И. Воробей, А.М. Давниченко и др. (ПГО «Севукргеология»). Поиски были сосредоточены на территории Знаменско-Устиновского дайкового поля и заключались в изучении и опробовании разновозрастных интрузивных пород и отложений чехла. Ни в одной из проанализированных 568 шлиховых проб минералы-спутники алмаза не установлены. По результатам петрографических и геохимических исследований выделено шесть комплексов магматических пород, в том числе три из них платформенных: габбро-верлитовый, диабаз-пикрит-базальтовый и порфиритовый. Породы позднепротерозойского диабаз-пикрит-базальтового комплекса отнесены к субвулканической фации глубинности.

Восточнее, на территории Криворожско-Кременчугской зоны, в 1978–1981 г.г. поиски алмазов на основе обобщения геолого-геофизических материалов проводили И.И. Вербицкий, В.И. Цигуль и др. (ПГО «Южукргеология»). Изучены ранее выявленные проявления ультраосновного вулканизма, составлен каталог ультраосновных пород, выделен ряд участков под детальные поиски. Проведенные работы положительных результатов не дали, хотя территория, судя по находкам алмазов, минералов-спутников и ультрабазитов повышенной щелочности, в поисковом плане одна из наиболее интересных.

В Среднем Приднепровье в это же время поиски коренных источников алмазов осуществлялись на Самотканском участке (А.В. Дюков и др., ПГО «Южукргеология»), в пределах зоны Днепродзержинского глубинного разлома, в области развития даек тальк-карбонатных пород и актинолититов, образованных по ультраосновным породам. Основанием для их постановки послужила находка при разведке Верхнеднепровского буроугольного месторождения в 1951 г. «голубовато-серой туфобрекчии», визуально похожей на выветрелые кимберлиты. Для изучения «туфобрекчии» были пробурены пять скважин, в двух из них выявлены серые глинисто-песчаные породы бобовой текстуры, по-видимому, ошибочно принятые за «туфобрекчии». Из этих отложений отобрано 22 шлиховых пробы и 19 проб из палеогеновых песков. Алмазы и их спутники не обнаружены.

На юге Украины в 1980–1989 г.г. проводились поисковые работы по оценке алмазоносности терригенных образований южного склона УЩ и Причерноморской впадины (А.Г. Добрый, Ю.В. Харчевин и др., ПГО «Крымгеология»). Работы проводились на отдельных участках в долинах рек Ингул, Южный Буг, Кодыма, где ранее были известны проявления алмазов в верхнесарматских грубозернистых песках и четвертичных аллювиально-делювиальных отложениях, а также высокие концентрации пиропов (до 1760 знаков на 20 л породы) в мелкозернистых песках балтской свиты. Результатами буровых работ, сопровождавшихся отбором мелкообъемных проб, не подтверждена перспективность этих участков на россыпную и коренную алмазоносность.

В юго-восточной части Украины в 1974–1990 гг. поиски коренных источников алмазов проводились, в основном, в зоне сочленения Донбасса с Приазовским кристаллическим массивом и в небольших объемах в Миус-Крынском районе (Н.Ф. Стрекозов, П.И. Тетерюк, С.И. Кисель, А.П. Князьков и др., ПГО «Южукргеология»).

Методика работ включала заверку перспективных геофизических аномалий буровыми скважинами, мелкообъемное опробование грубозернистых осадочных пород верхнего девона (долгинская и раздольненская свиты) по керну буровых скважин, мелкообъемное опробование базальных горизонтов водотоков в зоне сочленения Донбасса с УЩ с применением агрегата КШК-30, обогащение проб на стаци-

онарной установке, тематические работы. Кроме того, выполнена повысотная аэромагнитная съемка масштаба 1:25000–1:10000. На локальных участках с повышенным содержанием минералов-спутников алмаза в аллювии водотоков выполнены наземные грави-магнитные геофизические работы масштаба 1:5000–1:2000. Общая площадь, покрытая этой съемкой, составляет около 250 км^2 (Донецкая ГФЭ ПГО «Донбассгеология»).

В результате работ этого этапа в 1977 г. на Петровском участке были выявлены брекчии сложного состава, получившие в 1981 году название кимберлитовых (А.П. Бобриевич, Е.В. Францессон). Детальное изучение их вещественного состава и опоискование флангов участка, в пределах которого обнаружены кимберлиты, продолжалось до середины 1985 года. Крупнообъемное опробование кимберлитовых брекчий Петровского участка (обогащено около 800 тонн породы) дало отрицательный результат – алмазы не обнаружены. Вероятно, глубина заложения кимберлитового очага была сравнительно небольшой и термодинамические параметры не благоприятствовали образованию алмазов. Косвенно об этом свидетельствуют и особенности состава его минералов-спутников, принадлежащих к лерцолитовой ассоциации графит-пироповой фации глубинности.

При опоисковании флангов Петровского участка в окрестностях пос. Горняцкий также были вскрыты брекчии, содержащие обломки кимберлитов и их индикаторные минералы. Кимберлиты этого проявления, в целом, близки к кимберлитам Петровского тела. Возраст кимберлитов обоих участков девонский (франский). На площади 1850 км^2 выявлены 494 аэромагнитные аномалии, перспективные на обнаружение кимберлитовых трубок. В результате наземных геофизических съемок масштаба 1:5000–1:2000 на локальных площадях аэромагнитные аномалии были детализированы, дополнительно установлены 82 менее крупные и контрастные аномалии, заверены бурением 268 аномалий. В поле развития базальтоидов аномалии обусловлены разной ориентировкой намагниченности однотипных образований, породами разных фаз магматизма, тектоникой, вариациями мощностей базальтоидов в блоках и др. Новые тела кимберлитов не обнаружены. Аномалии обусловлены, в основном, телами андезитов, диабазов, плагиопорфиров среди гранитоидов докембрия или останцами более магнитных гранитоидов ранних фаз. Тематические и научно-исследовательские работы позволили выработать региональные и локальные критерии и признаки перспектив алмазоносности региона и на их основе выделить локальные участки разной степени перспективности.

По заключению ряда исследователей, перспективы выявления новых тел коренных источников алмаза в зоне сочленения УЩ и Донбасса до глубины 200 м определяются как невысокие [58]. Основания для такого вывода следующие: детальность изучения зоны буровыми скважинами настолько высока, что предполагать выявление новых кимберлитовых тел, близких по размеру трубке Петровская, не представляется возможным; на недостаточно опоискованных площадях региона сложность выявления таких тел заключается в том, что они перекрыты покровами базальтов мощностью 200 м и более; поиски небольших тел (до 100 м в диаметре) экономически мало целесообразны. В пределах зоны сочленения Донбасса с Приазовьем доизучения заслуживают лишь узлы сопряжения разломов субширотного и северо-западного направления, где установлены повышенные концентрации индикаторных минералов кимберлитов. В пределах Покрово-Киреевской структуры по структурным, магматическим, петрохимическии, минералогическим и другим признакам возможно выявление лампроитовых коренных источников алмаза [58].

Наряду с оценкой перспектив зоны сочленения Донбасса с УЩ, в конце третьего этапа поисковых работ, начаты исследования северной части Приазовского геоблока. Они включали мелкообъемное опробование базальных горизонтов чехла, площадные наземные геофизические работы масштаба 1:5000–1:1000 в пределах перспективных площадей, заверку аномалий наклонными и вертикальными скважинами.

При заверке перспективных геофизических аномалий в пределах ореолов рассеяния пиропов и хромшпинелидов в июле-сентябре 1990 года были выявлены кимберлитовые трубки Надия и Южная (А.П. Князьков и др., ПГО «Южукргеология»).

Из обобщений третьего этапа заслуживают внимания работы ЦНИГРИ, ИМР, ИГФМ, ПГО «Севукргеология» и других организаций.

В работе ЦНИГРИ (Б.И. Прокопчук, А.А. Фельдман, Е.В. Францессон и др., 1985) дается оценка перспектив алмазоносности Восточно-Европейской платформы в целом. Изложена четкая минерагеническая концепция о причинной связи кимберлитовых провинций (субпровинций) с областями развития рифтогенных структур в пределах древних платформ и ее апробация на примере ряда алмазоносных провинций Восточно-Европейской платформы. С этой позиции приведена характеристика и Днепровской алмазоносной субпровинции, где авторы повторяют уже известный вывод о близости кухотско-вольских кимберлитов к сибирским алмазоносным кимберлитам. Кимберлиты Покрово-Киреевской структуры авторы склонны считать пикритовыми порфиритами. Перспективные области определены в общих чертах, как, например, «рифейские грубообломочные толщи», «участки познебайкальской активизации на УЩ», «Волынь», «Приазовье».

Наиболее значительным обобщением явилась прогнозная карта алмазоносности Украины и Молдавии масштаба 1:500 000, составленная в ИМРе (С.И. Кирикилица, О.Н. Тарасюк, Г.И. Смирнов и др., 1985). Авторами рассмотрены, проанализированы и доработаны критерии алмазоносности и дана прогнозная оценка территории на основе порегионных прогнозных карт. Принципиальное отличие этой карты от более ранних – разработка и внедрение прогнозно-поисковых критериев для месторождений алмазов различных генетических типов. В работе изложены методические принципы составления прогнозной карты, выделены перспективные площади, определена стадийность геолого-разведочных работ. Подчеркнуто особое значение в размещении кимберлитового магматизма кольцевых структур в земной коре, формирующихся в районах пересечения зон мантийных разломов, достигающих глубин 100–200 км. Важная роль в контроле кимберлитопроявлений отводится зонам северо-восточного простирания. К перспективным районам, кроме Припятского вала на севере УЩ и Камышевахского горста в зоне сочленения приазовской части УЩ с Донбассом, авторами отнесены северо-восточный склон щита, северная часть ВПП, примыкающая к Припятской впадине, и юго-западный склон щита, на границе с Днестровской впадиной. Эти же и прилегающие к ним районы перспективны также на обнаружение лампроитовых тел.

В труде большого коллектива ИГФМ (Ю.Н. Колесник, С.Н. Цымбал, С.И. Рыбалко, А.А. Вишневский и др.,1986) «Петрология базит-ультрабазитовых комплексов и критерии алмазоносности Украины», наряду с результатами изучения алмазов, их минералов-спутников и базит-гипербазитовых комплексов Украины, определены критерии алмазоносности на основе петрологических особенностей мантийных образований. Разработаны теоретические представления о геодинамической локализации эндогенных алмазных месторождений в условиях длительного существования стабильных участков континентальной литосферы (кратонов). Важнейшим требованием для образования потенциально алмазоносных расплавов является глубинность соответствующих магматических очагов (более 140–150 км), достаточная для того, чтобы они могли «захватить» алмазы и вынести их из соответствующих глубин на поверхность. Для определения уровня глубинности мантийных пород предложен разработанный Ю.Н. Колесником геотермобарометр по равновесию ортопироксен-гранат. Важными составными частями этой работы являются каталог ультраосновных массивов УЩ и массив данных по минералогии алмаза из кластогенных отложений УЩ и его обрамления.

Для северо-западной и центральной частей Украины проведены прогнозирование проявлений кимберлитового магматизма и интерпретация всего комплекса геофизических данных, составлена карта глубинного строения с элементами прогноза (Б.И. Болковой, Б.Н. Середа и др., 1987, ПГО «Севукргеология»). В результате этих работ выделены палеорифты северо-восточного простирания и «аномалии центрального типа», характерные для районов проявления кимберлитового магматизма. Некоторые, отвечающие этим аномалиям участки, отнесены к числу перспективных для проявления кимберлитового магматизма.

При составлении карты глубинного строения и прогноза проявлений кимберлитового магматизма южной части Украины масштаба 1:1000000 (Р.Я. Кивелюк и др., 1986, ПГО «Южукргеология») особое внимание уделено троговым структурам в связи с тем, что кимберлитовые поля мира пространственно тяготеют к зонам пересечения рифтовых систем с трансформными разломами. В качестве перспективных на алмазы выделены Днестровская, Одесская, Первомайская, Центрально-Приазовская, Конкская, Орехово-Павлоградская троговые структуры.

В работах по выявлению и изучению высококалиевых мафитовых пород в северо-западной части УЩ (В.П. Филоненко, Ю.В. Гейко и др.,1987, ПГО «Севукргеология») и прогнозированию проявлений щелочно-ультраосновного магматизма на перспективных площадях (Ю.В. Гейко и др.,1990) проанализированы и обобщены данные по мафит-ультрамафитам региона с целью установления среди них возможных аналогов кимберлитов, лампроитов и комагматичных им пород. Предложена методика анализа петрохимических данных мафит-ультрамафитовых пород и оценки их сходства с известными типами лампроитов и кимберлитов. Выявлены и рекомендованы для дальнейшего изучения предполагаемые проявления кимберлитового и лампроитового типов, выделены перспективные площади их развития.

В рамках программы «Лампроит» проведена тематическая работа по выявлению и изучению высокалиевых пород в районе Приднепровья и Приазовья (А.М. Стремовский, А.П. Князьков и др., 1986, ПГО «Южукргеология»). Составлены диаграммы химического состава щелочных лампрофиров региона и пород лампроитовых провинций мира; впервые в Приазовье выделены лейцитовые лампрофиры на Покрово-Киреевском участке, Октябрьском щелочном массиве и Антон-Тарамском дайковом поле. Рекомендовано семь участков для продолжения изучения вещественного состава и структурного контроля лампроитовых образований.

В 1990 году А.В. Синициным и др. (ВСЕГЕИ) в рамках научно-производственной темы было проведено структурно-тектоническое районирование Украинского щита, выделены архейские кратоны и протерозойские подвижные пояса для целей мелкомасштабного прогнозирования алмазоносности.

Начало **четвертого этапа** в изучении алмазоносности территории Украины можно отнести к 1991 году. На этом этапе работы по поискам коренных источников алмазов концентрируются в пределах перспективных площадей: Кухотско-Серховской, Новоград-Волынской, Бердичевско-Винницкой и Восточно-Приазовской (северная часть). Методика работ включает: шлиховое и мелкообъемное опробование базальных горизонтов чехла, детализацию ранее выявленных ореолов индикаторных минералов кимберлитов, площадную пироповую съемку перспективных участков, высокоточную аэромагнитную съемку масштаба 1:10000 и площадные наземные геофизические работы масштаба 1:5000–1:1000 в пределах перспективных площадей или отдельных аномалий, заверку локальных аномалий бурением вертикальных и наклонных скважин.

С широким внедрением в практику компьютерной техники и технологий расширились возможности накопления и обработки различной информации, создания баз данных цифровой информации грави-магнитных съемок и построения на этой основе карт различных трансформаций. В результате переинтерпретации геолого-геофизических материалов по новым компьютерным технологиям в преломлении к проблеме алмазоносности проведены различные виды моделирования с целью оценки перспективности отдельных аномалий, скорректированы поисковые работы в пределах перспективных структур.

Результатом поисков в северной части Восточного Приазовья явилось открытие в 1993–1994 гг. трубки Новоласпинская и сопряженной с ней дайки (А.П. Князьков и др., КП «Южукргеология»). В 1998 году на восточном фланге трубки Южная выявлена дайка кимберлитов. Мелкообъемное опробование тел кимберлитов дало отрицательный результат, только в трубке Надия выявлено 3 мелких (0,2 мм) обломка алмазов. В аллювии водотоков региона обнаружены алмаз и его минералы-спутники: пиропы (в основном лерцолитового парагенезиса), хромшпинелиды, пикроильмениты.

В 1995–1997 годах в центральной части УЩ, в районе г. Кировограда, геологами ГГП «Кировгеология» Н.Н.Кирьяновым и В.Ю.Черновым обнаружены кимберлиты на двух участках – Лелековском и Щорсовском. Они приурочены к тектонической зоне северо-западного простирания, осложненной разрывными нарушениями субширотного и других направлений. Сближенные крутопадающие дайковые тела стволовой мощностью от 0,8 до 18,2 м вскрыты на глубинах 133,4–385,5 м; на более высоких горизонтах дайки не установлены [142].

В последние годы в Западном Приазовье В.Ф. Раздорожным и др. выделена формация алмазоносных щелочных ультрабазитов (лампроитов?). Формация выделяется в определенной мере условно, поскольку принадлежность обнаруженных алмазов непосредственно к рассматриваемым ультрабазитам многими исследователями подвергается сомнению [142].

На современном этапе изучения проблемы алмазоносности Украины большое внимание уделяется анализу и обобщению результатов проведенных поисковых, научно-исследовательских и тематических работ, разработке геолого-геофизических критериев выявления перспективных на алмазы районов развития кимберлитового и лампроитового магматизма.

В 1991 г. Ю.В. Поповичем и др. (ПГО «Севукргеология») завершена работа по сбору и систематизации обширного фактического материала об алмазоносности Правобережной Украины (междуречье Припять-Днестр). Составлен каталог находок алмазов, приведены данные о химическом составе их минералов-спутников, выделены три потенциально перспективных кимберлитовых района, составлен комплект прогнозных карт, даны рекомендации по постановке геолого-съемочных и поисковых работ на перспективных участках.

В работах ИМРа 1990–2000 г.г. (О.Н. Тарасюк, Г.И. Смирнов, А.И. Чашка и др.) оцениваются геофизические, структурно-тектонические, магматические, минералогические, литологические, геохимические и другие критерии выделения алмазоносных кимберлит-лампроитовых и метаморфогенных областей (районов, полей) применительно к территории Украины. Выделены потенциально перспективные на алмазы кимберлит-лампроитовые районы (Белокоровичский, Гайсинский, Волновахский и др.), области и районы, перспективные для выявления метаморфогенных коренных источников алмазов (Побужский и др.). Рассмотрены особенности глубинного строения и алмазоносности УЩ с отражением основных их тектонических элементов (архоны, протоны, тектоны). Охарактеризованы типоморфные особенности алмазов и их минералов-спутников. Выделены разновозрастные алмазоносные формации Украины. С учетом этих данных составлены прогнозные карты на коренные источники алмазов масштаба 1:1000000 территории Украины, прогнозные карты алмазоносности Приазовья масштаба 1:100000–1:50000, Побужья масштаба 1:50000–1:200000, северной части УЩ масштаба 1:50000, Западного Приазовского, Кухотско-Серховского, Кировоградского районов масштаба 1:50000 [11].

В 1999 г. в Институте прикладной геофизики была завершена работа по теме «Перспективная оценка коровой алмазоносности Украинского щита» (Ю.П. Оровецкий и др.). В этой работе предложена оригинальная теоретическая модель эндогенного алмазообразования на Украинском щите, связанного с мегаинтрузиями ультраосновного состава и комагматичных с ними кимберлитов, и с магматитами основного состава, сопровождающимися образованием лампроитов. В пределах УЩ авторами выделены архоны – протоплатформенные массивы с мантийными диапирами в основании, протоны – междиапирные впадины и тектоны – анортозит-рапакивигранитные мантийные диапиры. На основании проведенных исследований высказано предположение, что выявленные на УЩ алмазы пространственно связаны с мантийными диапирами, сформировавшимися на глубинах 15–25 км и, таким образом, являются коровыми образованиями. В целом, при ревизии магнитометрических карт авторами выделено 7127 узколокальных аномалий, которые отождествляются с перспективно алмазоносными диатремами [83, 84, 85].

К сожалению, на сегодняшний день промышленные месторождения алмазов в Украине не выявлены. Авторы отдают себе отчет в сложности проблемы поисков коренных источников алмазов в пределах УЩ и прилегающих территорий, но, вместе с тем, считают необходимым отметить ряд причин низкой эффективности поисковых работ.

1. Отсутствие научно-обоснованной методики геологоразведочных работ, учитывающей специфику геологического строения региона и, соответственно, условия ведения поисков. Научными организациями Украины (и СССР) внедрялись в практику методические разработки и опыт поисковых работ, используемые в Якутской и других алмазоносных провинциях, существенно отличающихся от Украины геологическими и геоморфологическими условиями, позволяющими успешно применять традиционные методы поисков месторождений алмазов – пироповую съемку и заверку магнитных аномалий. Шлиховое опробование (пироповая съемка) в Украине, особенно на первых этапах поисковых работ, проводилось, в основном, по современному аллювию, не являющемуся на большей части региона информативным горизонтом в связи с размывом речной сетью палеоген-неогеновых, меловых и других осадочных пород, служивших вторичными коллекторами индикаторных минералов кимберлитов. При разбраковке и выборе аномалий под заверку бурением механически применялись стереотипы интенсивности физических полей над известными в других провинциях кимберлитовыми трубками,

без учета влияния физических свойств окружающего аномалию геологического пространства в каждом конкретном случае. В целом, рекомендации научных организаций носили общий характер, на уровне заключений о перспективности той или иной площади или района, основанных на данных, полученных в результате проведенных геологоразведочных работ, без конкретизации последовательности (стадийности) и методики дальнейших поисков.

2. Геолого-съемочные работы и ГГК-50, за редким исключением, сопровождались небольшими объемами шлихового и, тем более, мелкообъемного опробования базальных горизонтов осадочного чехла, что делало невозможным дать даже предварительную оценку перспективам алмазоносности закартированных площадей.

3. Суммарная плотность специализированного шлихового опробования, например, в пределах Правобережной Украины (353,1 тыс. км^2) на 56,5 % (198,9 тыс. км^2) территории составляет менее 1 пробы на 10 км^2, на 39 % (138,3 тыс. км^2) от 1 до 4 проб на 10 км^2 и лишь на 3 % территории плотность опробования приближается к изученности масштаба 1:200000 (20–40 проб на 10 км^2) и на остальных 1,5 % – масштаба 1:50000 (12–25 проб на 1км^2). Можно считать, что более 90 % территории УЩ является очень слабо изученной. Приднепровский же блок (55 тыс. км^2), по региональным критериям наиболее перспективный для выявления «классических» кимберлитов, специализированным опробованием практически не охвачен. Кроме того, подавляющее большинство проб отобрано из современных отложений русел рек, по дочетвертичным отложениям проб отобрано и изучено на порядок меньше, по коренным породам – на 2–3 порядка меньше, чем по четвертичным отложениям. Исключение представляет только Кухотско-Серховская площадь, где соотношение плотности опробования по четвертичным и дочетвертичным (мезо-кайнозойским) отложениям обратное.

4. Крупнообъемные пробы на территории УЩ отбирались, главным образом, на первых этапах работ и преимущественно для поисков россыпей. При пироповой съемке, для заверки перспективных ореолов индикаторных минералов и алмазов этот метод опробования не применялся. В лучшем случае отбирались мелкообъемные пробы. Между тем большая часть алмазов выявлена именно при крупнообъемном опробовании. За весь период работ на территории Правобережной Украины было обогащено 25,4 тыс. т крупнообъемных проб, а в зоне сочленения Донбасса с Приазовским геоблоком УЩ – 3,8 тыс. т. Такое положение с крупнообъемным опробованием во многом обусловлено, прежде всего, отсутствием технических возможностей для отбора представительных проб из наиболее информативных фаций посткимберлитовых коллекторов.

5. Весьма низкой остается также изученность россыпной алмазоносности; при изучении россыпной и коренной алмазоносности не выдерживалась четкая последовательность или стадийность работ (за исключением работ на перспективных площадях четвертого этапа).

6. Докембрийский и палеозойский возраст предполагаемых и установленных фаз кимберлитового магматизма предопределил глубокую эрозию первичных (коренных) источников алмазов, широкий разнос и неоднократное переотложение их индикаторных минералов с образованием разновозрастных вторичных коллекторов. Тем не менее, в сохранившемся на сегодня меловом коллекторе в северо-западной части Украины (Волынь) и в палеоген-неогеновых, а также четвертичных коллекторах в пределах УЩ на локальных участках установлены контрастные ореолы алмазов и их минералов-спутников. По таким ореолам можно не только сузить площадь поиска, но и приблизиться к коренному источнику. Решение этой задачи возможно на основе тщательного изучения лито-фаций отложений осадочного чехла, особенно, их базального горизонта.

7. Главный метод поиска коренных источников алмазов (последних этапов исследований) – выявление и изучение локальных изометричных магнитных аномалий, идентифицируемых с кимберлитовыми телами, в подавляющем большинстве случаев не дал ожидаемого эффекта, что можно объяснить и неудачным выбором районов поисков, и несовершенством методов распознавания и оценки аномалий. Район поисков выделялся при региональном прогнозе, без проведения предварительных работ по целенаправленному изучению осадочного чехла с необходимыми литолого-фациальными построениями. Для третьего этапа работ характерна излишняя концентрация поисков на отдельных участках, а также значительные объемы по заверке аномалий в поле развития базальтов как на Волыно-Подолии, так и в Приазовье, что ограничило возможность оценки перспектив районов в целом.

8. Как правило, для заверки бурением выбирались высокоинтенсивные (больше 500 нТл) и среднеинтенсивные (100–500 нТл) локальные аномалии трубочного типа размером в первые сотни метров в поперечнике или линейные – в несколько десятков метров по ширине, отвечающие предположительно такому же уровню параметров аномалиеобразующих объектов. Известно, что такие параметры велики для кимберлитовых тел, тем более для условий глубокой эрозии объектов поисков. Для выявления слабоинтенсивных и незначительных по размеру магнитных аномалий необходимо выполнение в больших объемах высокоточной магнитной съемки масштаба 1:10000 с последующей детализацией выявленных аномалий наземной съемкой масштаба 1:5000 – 1:1000. Такая съемка отсутствует на большей части Новоград-Волынской площади, в пределах перспективных Шепетовской и Приднестровской площадей и даже на относительно лучше изученной Кухотско-Серховской, что сдерживает проведение поисковых работ в их пределах.

9. Локальные геофизические аномалии в большинстве случаев заверялись одной скважиной. Кроме того, не всегда проводилась комплексация геофизических методов (магниторазведочных с гравиразведочными и электроразведочными) при детализации аномалий. Это не позволяло с достаточной точностью определить их центральные части с учетом вектора намагничения в условиях примерно равного соотношения глубин залегания объектов и их размеров (в частности, на Волыно-Подолии); как следствие – возможный пропуск кимберлитовых тел.

10. Недостаточно детальное изучение вещественного состава вскрываемых при заверочном бурении пород. Основной метод диагностики на первых этапах исследований – визуальное определение, без детального петрографического изучения и, тем более, без определения минерального и химического состава даже выявленных меланократовых и мелкозернистых пород неясного генезиса.

Глава 2

МЕТОДОЛОГИЯ ПРОГНОЗИРОВАНИЯ МЕСТОРОЖДЕНИЙ АЛМАЗОВ

Методология прогнозирования месторождений алмазов в таких регионах, как Украина, где промышленная алмазоносность пока не установлена, имеет решающее значение для определения основных направлений поисковых работ.

Выбор критериев и признаков коренной алмазоносности базируется на современных представлениях об условиях образования алмазов и закономерностей локализации их месторождений в земной коре.

Большинство исследователей [14, 38, 81, 82, 95, 96, 97, 110,112, 147, 152] считает, что образование алмазов перидотитового типа происходило в верхней мантии Земли в архее (древнее 3,2 млрд. лет). В метастабильном состоянии они сохранялись при давлении более 40 кбар и температуре не менее 900–1000^{0}С. На протяжении протерозоя и фанерозоя такие условия «консервации» алмазов в мантии существовали в пределах стабильных литосферных блоков мощностью более 140–150 км. Эти блоки (кратоны) формировались на ранней (нуклеарно-катархейской) стадии развития Земли и стабилизировались в палео-неоархее, реже в палеопротерозое. Если на протяжении геологической истории развития блоков уменьшалась мощность литосферы, РТ – условия менялись, алмазы лишались метастабильности и «сгорали».

Сохраняющаяся в пределах кратонов верхняя мантия «расслоена» на базальт-эклогитовый, пироксенит-лерцолитовый и гарцбургит-дунитовый слои. Эта дифференцированная толща вместе с кольцевыми структурами кристаллического фундамента формирует общие глубинные структуры конической или цилиндрической формы. В связи с этим, для литосферных блоков ранней консолидации характерно наличие овоидно-кольцевых структур, отчетливо проявляющихся в физических полях [38]. В магнитном и гравитационном полях фиксируются кольцевые структуры I порядка диаметром в сотни километров, а внутри них и по периферии – кольцевые структуры более высоких порядков и разделяющие их интеркольцевые зоны.

Вынос алмазсодержащих мантийных пород в верхние горизонты земной коры происходит при внедрении мантийных диапиров вследствие ее раскола и растяжения на стадии формирования рифтогенных структур как внутриконтинентальных, так и окраинных. Подъем мантийного диапира сопровождается магматическими выплавками производных базальтовых магм (толеитовой, щелочно-базальтовой, щелочно-габброидной и щелочно-ультраосновной). Вещество мантии в процессе интенсивного магматизма и выноса ряда химических элементов претерпевает существенные изменения – истощается базальтоидными компонентами (деплетирует). В дальнейшем на отдельных участках она претерпевает глубинный метасоматоз. В результате образуется аномальная мантия, обогащенная, с одной стороны, хромом, никелем, кобальтом, с другой – некогерентными титаном, цирконием, иттрием, ниобием и редкоземельными элементами.

При подъеме мантийного вещества в виде диапира происходит значительное уменьшение давления, породы начинают плавиться при более низких температурах. Это приводит к увеличению интенсивности теплового потока как над диапиром, так и в окружающем пространстве. Интенсивный тепловой поток негативно влияет на сохранение алмазов в материнских породах – они частично или полностью «сгорают». Для сохранности алмазов тепловой поток не должен превышать 30–40 мВт/м^2. Условиями, обеспечивающими такую величину теплового потока, является внедрение мантийного диапира в толщу относительно холодной литосферы значительной мощности при формировании внутриматериковых рифтовых структур. В таких структурно-динамических условиях формируются алмазоносные кимберлиты [14].

Для окраинных рифтовых структур характерен интенсивный тепловой поток. В заключительную стадию их формирования, а так же при столкновении литосферных блоков происходит увеличение мощности земной коры. Относительно холодные приповерхностные слои по зоне Беньофа-Заварицкого опускаются до уровня мантии, где смешиваются с мантийным веществом. Затем возникает подъем коро-мантийного диапира в верхние горизонты фронтальной части субдукционной области. В результате формируется другой тип коренных источников алмазов – лампроиты.

В областях развития рифтовых структур наблюдается определенная закономерность в распределении магматических образований от осевой части собственно рифта к периферии: толеитовые базальты – щелочные и субщелочные базиты – щелочные породы – ультрабазиты – кимберлиты – карбонатиты [71]. Это позволяет реконструировать тектоническую обстановку и выделять рифтовые системы, в которых эродирован осадочный чехол. Необходимость выделения палеорифтовых систем обусловлена тем, что большинство коренных месторождений алмазов связано с этими уникальными структурами. Алмазоносные кимберлиты (лампроиты) размещаются в так называемых «плечах» рифтов – горстовых структурах фундамента, обрамляющих рифты по длине, либо во фронтальной части коллизионной зоны, то есть непосредственно на границе стабильных участков древних платформ (кратонов) с рифтогенными структурами. Именно здесь сосредоточены магматические образовния ряда: щелочные породы – ультрабазиты – кимберлиты – карбонатиты, в то время как в осевых частях рифтогенных структур размещаются толеитовые базальты.

Коренные месторождения алмазов связаны с кимберлитами и лампроитами, образующими трубки взрыва, дайки и субпластовые тела. Внедрение в верхние горизонты земной коры алмазсодержащих образований происходит в участках повышенной проницаемости, образующихся при формировании зон глубинных разломов мантийного заложения [71, 95]. Магмоконтролирующую роль, в значительной мере, играют трансформные, диагональные и субпараллельные направлению рифтов разломы и многочисленные системы оперяющих трещин. Наиболее благоприятные участки их заложения – области сочленения антеклиз и синеклиз в пределах платформ, где мощность осадочного чехла не превышает 3-3,5 км. Внедрение магм в осадочные породы, насыщенные влагой, приводит к образованию перегретой паро-водной смеси высокого давления, которая по ослабленным зонам эксплозивно прорывает эти породы и подготавливает каналы для дальнейшего движения магмы. На глубинах более чем 3-3,5 км давления для прорыва осадочной толщи недостаточно – эксплозивный процесс не возникает и кимберлитовая (лампроитовая) магма консервируется в кристаллическом фундаменте или в подошве осадочного чехла в виде даек и силлов. В случае внедрения магм в участки земной коры, где отложения осадочного чехла отсутствуют (щиты платформ), эксплозивный процесс проявляется, но продуктивные алмазоносные структуры трубочного типа формируются редко. Магма выполняет обычно трещины фундамента, образуя маломощные дайки и силлы.

Промышленно алмазоносными, как правило, являются многофазные трубки, включающие этап подготовительной эксплозии и несколько фаз внедрения кимберлитовой (лампроитовой) магмы. Многофазность процесса способствует вторичным изменениям околотрубного пространства, формированию геохимических, петрологических, минералогических, морфоструктурных и других признаков, выявление которых позволяет локализовать поисковые работы.

Особенности образования алмазов, алмазоносных пород и структур, закономерности размещения их в пространстве позволяют использовать в комплексе геолого-геофизические, геохимические, петрологические и минералогические методы прогнозирования и поисков проявлений коренной алмазоносности.

На основе приведенных выше представлений о механизме алмазообразования и закономерностях размещения алмазоносных структур и месторождений решаются вопросы методики прогнозирования и поисков их в основных алмазоносных провинциях мира. Рядом исследователей предложена серия различных методических разработок, базирующихся на определенных факторах и критериях.

Основными факторами прогнозирования алмазоносности провинций В.И. Никулин и М.И. Лелюх [82] считают следующие:

1. Фактор зарождения и роста алмаза. Давление и температура, необходимые для оптимального роста и сохранности алмазов, существовали в архее в связи с устойчивыми восстановительными условиями

и позднее могли возникнуть только в специфических условиях, например, в локальных частях глубинных разломов. Отсюда следует изначально более высокая алмазоперспективность архейской литосферы.

2. Фактор архейского кратона. Правило Клиффорда о связи алмазных месторождений с архейскими кратонами (архонами) является незыблемым лишь для архейских геоблоков, так как в последнее время появились данные о приуроченности алмазных месторождений к так называемым мобильным зонам, где согласно правилу Клиффорда могут быть только неалмазоносные магматиты. Очевидно, что существуют иные закономерности, ограничивающие это правило в его традиционной формулировке.

3. Фактор аллохтонности алмазоносного протокимберлита. Приуроченность алмазоносных кимберлитов и лампроитов к гранит-зеленокаменным областям архейского возраста обязано механизму образования зеленокаменных поясов. Механизмы сопряженного формирования глубоких зеленокаменных поясов с коматиитами в основании и осадочно-вулканогенным наполнением в верхах разреза способствовали вытеснению пластов алмазоносных пород в верхи мантии, дезинтеграции и катабластезу субстрата и его аллохтонизации. Тем самым, создавались облегченные «стартовые» условия для выплавления алмазотранспортирующих магм. То есть, фактор аллохтонности, пространственно связанный с зеленокаменными областями, имеет большое прогнозное значение.

4. Фактор трапповой активизации. Трапповый магматизм опережает и (или) сопровождает кимберлиты, некоторые трапповые тела и кимберлиты по месту и времени нередко сопряжены, что свидетельствует об их тесной геодинамической и структурной связи.

5. Фактор сохранности алмаза. Быстрая «сгораемость» алмаза в окислительных условиях при 1100^0С в мантии и при 700^0 С в диатремах, графитизация при быстрой декомпрессии, коррозия и раскалывание чрезвычайно затрудняют оценку уровня алмазоносности прогнозируемых объектов.

6. Фактор денудации. Поскольку вокруг кимберлитовых и лампроитовых тел на том или ином расстоянии формируются обширные ореолы индикаторных минералов и алмазов, этот фактор является ведущим в прогнозировании россыпей и коренных источников алмазов.

7. Фактор синхронности геологических событий. Определение соразмерности темпов сопряженных геологических процессов и их синхронности вызывает определенные трудности, тем не менее, фактор синхронности проявления геологических событий, а соответственно и признаков (например, магматиты – разломы), необходимо учитывать в прогнозных построениях, особенно когда прогнозирование ведется по соотношениям признаков древности геологических структур и минералов с современными тектонофизическими неоднородностями.

В соответствии с факторами 1–3, для прогнозирования кимберлитовых полей важным является выделение по комплексу геолого-геофизических признаков участков архейского (3,5–2,6 млрд. лет) фундамента (архонов), не переработанных процессами раннепротерозойской тектоно-магматической активизации. Такие участки представляют собой достаточно крупные стабильные ядра щитов, сложенные комплексом гранитоидов и заключенными в них зеленнокаменными поясами, имеющие изначально мозаичное овоидно-кольцевое строение и изоклинальные брахиформные складки. В связи с тем, что кимберлитовый магматизм проявляется в пределах крупных геоструктур (антеклиз, синеклиз, прогибов, авлакогенов) и в некоторых случаях магмоконтролирующую роль выполняют долгоживущие мантийные разломы, в пределах кратонов должны быть выявлены эти типы структур. Для выделения наиболее перспективных из них особое значение приобретают факторы 4–7. С учетом всех факторов методика прогнозирования кимберлитовых полей в Якутской алмазоносной провинции, предложенная Ю.А. Дукардтом и Е.И. Борисом [38], заключается в следующем:

1. Районирование кристаллического фундамента с целью выявления ортократонов; оконтуривание областей динамического влияния авлакогенов.

2. Выделение метаморфогенных кольцевых структур кристаллического фундамента как возможных термоблем (структур алмазоносной катархейской мантии и коры ортократонов, при особых тектонических условиях превращенных в вулканогенную структуру, в том числе и в кимберлитовое поле), находящихся в области динамического влияния авлакогенов.

3. Отыскание в пределах предполагаемых термоблем структурных элементов, отвечающих образу кимберлитового поля.

Ортократонами предлагается называть кратоны, на архейский фундамент которых не была наложена тектоно-термальная переработка, а паракратонами – блоки, измененные процессами вторичных тектонических дислокаций, ретроградным метаморфизмом, линейными зонами диафтореза и милонитизации. В пределах ортократонов сохраняется алмазоносная мантия.

Исследователями Якутской алмазоносной провинции разработан также ряд методических подходов при прогнозировании разноранговых алмазоперспективных объектов по аналогии с учением о рудных месторождениях (в рудной геологии). Так, В.И. Никулин и М.И. Лелюх [81] выделяют следующую цепочку перспективных геологических объектов (от региональных к локальным): ***алмазоперспективный литосферный блок – алмазоносная провинция – район алмазоносного магматизма – продуктивная структура диатремовой ассоциации (месторождение).***

Алмазоперспективные литосферые блоки – ранг структур, соответствующий традиционным минерагеническим областям и зонам. К ним относятся фрагменты архейских кратонов Клиффорда в пределах классической гранит-зеленокаменной области.

Алмазоносные провинции – объекты, соответствующие рудным провинциям.

Районы алмазоносного магматизма – понятие адекватно «автономной эндогенной рудоносной системе».

Структуры диатремовой ассоциации – наиболее познанные объекты поискового прогнозирования, нередко представляющие собой алмазные месторождения.

В.Т. Подвысоцкий в своей концепции формирования алмазоносных провинций [95] выделяет иной иерархический ряд алмазоносных объектов: ***провинция (субпровинция) – зона (область) – район (поле).*** В его понимании провинция – это «граница распространения древних кратонов с системой линеаментов (поясов), подстилаемых «холодной» деплетированной мантией, в пределах которой существовали термодинамические условия для кристаллизации алмазов и их длительной сохранности в метастабильных условиях». Разноранговые алмазоносные объекты являются и разновозрастными. Алмазоносные провинции и субпровинции возникли на самом раннем этапе формирования протоплатформ, а зоны – на более поздней, авлакогенной, стадии их эволюции. Формирование алмазоносных районов и полей осуществлялось в платформеннную стадию, в различные эпохи тектоно-магматической активизации.

В.Т. Подвысоцкий рекомендует прогнозную оценку отдельных крупных частей платформ на региональной стадии осуществлять по следующим основным направлениям: а) установление типа, структурно-тектонических и геодинамических особенностей литосферы с помощью комплекса геолого-геофизических и дистанционных методов, выделение алмазоперспективных блоков литосферы; б) выявление структур, контролирующих глубинный магматизм; в) определение в терригенных формациях соотношения «мантийных» и «коровых» алмазов по набору типоморфных признаков: резкое преобладание последних делает поиски магматогенных коренных источников бесперспективными.

С учетом приведенных концепций и факторов, а также особенностей структурно-тектонического районирования, геологического строения и степени изученности на алмазы Украины, нами предлагается следующий последовательный ряд перспективных геологических объектов прогноза: ***алмазоперспективная минерагеническая область (литосферный блок) – район (ареал) предполагаемого алмазоносного магматизма – перспективная площадь (потенциальное алмазоносное поле) – участок (наиболее перспективная структура) – проявление (месторождение).***

Следует отметить, что вышеприведенные факторы 1–3 [82] о изначально более высокой перспективности архейской литосферы и связи алмазных месторождений с архейскими кратонами (архонами) принимались нами во внимание как установленные для ряда алмазоносных провинций. Но, очевидно, что значение возраста стабилизации блоков (архонов, протонов и тектонов), как и «правила Клиффорда», с поисковой точки зрения весьма неоднозначно из-за многочисленных исключений из придающейся им роли. Существенным для Украины является и тот факт, что достоверных данных абсолютного возраста явно недостаточно для детального районирования блоков и выделения среди протонов блоков более высоких порядков, соответствующих ядрам архейской стабилизации. В то же время о наличии их и сохранности архейской мантии в пределах блоков, активизированных в протерозое, свидетельствуют данные изучения индикаторных минералов кимберлитов (пиропов, хромшпинелидов и др.) [127]. Признаком древней консолидации блоков могут служить, как было выше отмечено, геофизические данные – характерный для архонов овоидно-кольцевой рисунок магнитного и гравитационного полей, наличие

протолитогенных кольцевых структур – нуклеаров, а также области пониженных значений теплового потока. Большое значение имеют сведения о глубинном строении блоков: мощности земной коры и, особенно, литосферы, так как более высокие значения мощности последней установлены для блоков с древней консолидацией. Вопрос о мощности литосферы под УЩ остается дискуссионным, сведения приводятся только по отдельным геотраверсам [67,68]. В последнее время появилась возможность для определения мощности литосферы или нижней границы верхней мантии использовать данные о содержании Y в пиропах и температуре образования пиропов, определяемой с помощью Ni-термометра [127, 153, 154].

При выборе факторов, критериев и признаков, используемых для прогнозирования алмазоносности Украины, учитывались только те из разработанных для Якутской и других алмазоносных провинций, для идентификации которых имеются фактические данные, отражающие различные аспекты строения УЩ и структур обрамления.

Суммируя изложенное, факторы, принятые нами для выделения и оценки перспективности минерагенических областей (литосферных блоков) как объектов прогнозирования I ранга, приведены в таблице 1.

Таблица 1

Факторы, критерии и признаки алмазоносности литосферных блоков

Факторы	Критерии и признаки для определения местонахождения объекта
1. Архейские кратоны	1.1. Возраст консолидации фундамента 3,5–1,8 млрд. лет, наиболее перспективные блоки – архоны (3,5–2,6 млрд. лет) 1.2. Мощность литосферы 120–150 км и более 1.3. Протолитогенные кольцевые структуры (нуклеары) диаметром сотни км. 1.4. Гребне- и куполовидные поднятия кровли верхней мантии (поверхности Мохо). 1.5. «Холодные» блоки земной коры с интенсивностью теплового потока 30–40 мВт/м^2. 1.6. Возраст верхней мантии, предполагаемый по данным изучения состава индикаторных минералов кимберлитов.
2. Аллохтонность алмазоносного протокимберлита	Метавулканогенные, метаосадочные образования и гранитоиды, по формационному типу относящиеся к гранит-зеленокаменным ассоциациям.
3. Трапповая активизация	Трапповый или активный базальтоидный магматизм гипабиссальной и интрузивной фаций.
4. Сохранность алмаза	Наличие «алмазного окна» в верхней мантии, установленного по реконструкции P–T условий образования индикаторных минералов кимберлитов.
5. Денудация	Ореолы индикаторных минералов кимберлитов в отложениях осадочного чехла.

Критерии и признаки, принятые для выделения перспективных объектов II–V рангов, соответствующих районам (ареалам) предполагаемого алмазоносного магматизма, площадям (потенциально алмазоносным полям), участкам (перспективным структурам) и проявлениям (месторождениям), приведены в таблице 2.

Таблица 2

Критерии и признаки прогнозирования коренной алмазоносности районов, площадей и участков

Ранг прогнозируемого алмазоносного объекта	Критерии и признаки для определения местонахождения объекта	Критерии и признаки для оценки алмазоносности объекта
II. Район (ареал предполагаемого алмазоносного магматизма)	1. Фрагменты блоков с незначительной тектонотермальной переработкой. 2. Склоны гребне- и куполовидных поднятий кровли верхней мантии (поверхности Мохо). 3. Наличие рифтогенных структур – зон повышенной проницаемости верхней мантии и земной коры, активизированных на платформенном этапе развития. 4. Трансформные мантийные разломы. 5. Активный базальтоидный магматизм как признак деплетированной мантии. 6. Кольцевые структуры диаметром до 100 км, свидетельствующие о возможном наличии мантийных диапиров в земной коре. 7. Характер распространения и состав индикаторных минералов кимберлитов в отложениях осадочного чехла.	Рифтогенные структуры, базальтоидный магматизм, вероятное проявление мантийного диапиризма, распространение индикаторных минералов кимберлитов в осадочном чехле, данные об их составе, в т.ч. сведения о возрасте верхней мантии и наличии в ней «алмазного окна»
III. Площадь (потенциальное алмазоносное поле)	1. «Плечи» рифтогенных структур или авлакогенов. 2. Зоны глубинных разломов и узлы их пересечения. 3. Проявления щелочно-базальтоидного и щелочно-ультраосновного магматизма. 4. Наличие ореолов индикаторных минералов и алмазов в осадочном чехле. 5. Кольцевые и радиально-кольцевые структуры диаметром до 50 км, соответствующие рангу кимберлитовых полей.	Проявления щелочно-ультраосновного магматизма, контрастные ореолы, состав и парагенезис индикаторных минералов кимберлитов, находки алмазов в осадочном чехле
IV. Участок (перспективная структура)	1. Кольцевые структуры диаметром 1–10 км, пространственно ассоциирующие с проявлениями щелочно-базальтоидного и щелочно-ультраосновного магматизма. 2. Контрастные ореолы индикаторных минералов и находки среди них алмазов. 3. Поднятия кристаллического фундамента, в пределах и вокруг которых установлены ореолы индикаторных минералов, в том числе алмазов. 4. Проявления эксплозивной вулканической деятельности (базальтоидные трубки взрыва, туфы и туффиты, дайки и силлы базальтоидного и щелочно-ультраосновного состава)	Химический состав индикаторных минералов (алмазная ассоциация), наличие зерен алмазов в ореолах и коренных породах кимберлитового и лампроитового состава.

V. Проявление, месторождение (трубка, дайка, серия даек)	1. Кольцевые структуры диаметром 1–2 км (отрицательные аномалии силы тяжести, обрамляющиеся кольцевыми положительными магнитными аномалиями). 2. Локальные аномалии магнитного поля различной интенсивности, локальные аномалии пониженного сопротивления и повышенной поляризуемости. 3. Характерные для кимберлитов геохимические аномалии элементов и мультипликативные показатели как вторичные, так и первичные. 4. Петрохимические признаки, указывающие на наличие родственных кимберлитам пород. 5. Локальные понижения дневного рельефа, по которым образуются озера или болота.	Метасоматические процессы, сопровождающие становление кимберлитовых тел – кальцитизация, доломитизация, сульфидизация, окварцевание, хлоритизация, серпентинизация, оталькование; идентичность петролого-геохимических признаков алмазоносным кимберлитам, морфология кристаллов алмазов.

Приведенные критерии и признаки послужили основой для определения информационной базы и, соответственно, выделения перспективных объектов разного ранга. Весь процесс регионального и среднемасштабного прогнозирования алмазоносности территории осуществлялся с использованием обширного комплекса геолого-геофизической информации.

На первом, региональном, этапе исследований принимались во внимание, главным образом, дистанционные геофизические данные, касающиеся строения литосферы и консолидированной земной коры для выделения по характерным особенностям геофизических полей крупных геоблоков земной коры, трассирования тектонических нарушений, ограничивающих эти блоки, установления глубины их заложения и простирания, выделения крупных глубинных тектоно-магматических структур. Проводился анализ глубины залегания границы Мохоровичича, мощности гранитного и базальтового слоев, а также скоростных характеристик, величины теплового потока в пределах отдельных блоков и многих других факторов, косвенно или прямо связанных с проявлениями кимберлитового магматизма. С этой целью использовались данные Института геофизики НАН Украины и других организаций – результаты сейсмических исследований по геотраверсам, структурно-тектоническая карта поверхности Мохо масштаба 1:1000000, данные о мощности гранитного и базальтового слоев консолидированной коры, характере теплового потока [13, 15, 30, 31, 59, 67, 68, 69].

Кроме того, в рамках настоящей работы были специально подготовлены и обработаны с применением новых компьютерных технологий результаты разномасштабных гравитационных и магнитных съемок прошлых лет по территории прогнозирования. Учитывая накопленные за последнее десятилетие сведения по проблеме алмазоносности, использовать данные потенциальных полей на имеющемся уровне обработки представлялось некорректным с точки зрения их совместного анализа и возможности получения новой объективной информации о геологическом строении региона. В связи с этим, была проведена большая работа по созданию для территории исследований цифровых электронных основ потенциальных полей, базирующихся на исходных числовых данных, на первом этапе – для регионального прогнозирования масштаба 1:1000000. Созданные электронные основы потенциальных полей подвергались многочисленным видам обработки и трансформации.

Для создания сводной гравиметрической карты масштаба 1:1000000 использованы изданные гравиметрические карты в редукции Буге масштаба 1:200000 с плотностью промежуточного слоя 2,3 г/см^3. При подготовке электронной основы был задействован весь цифровой материал, отображенный на изданных картах, что позволило получить сводную матрицу гравиметрической информации с размером элементарной ячейки 1х1 км. Созданные карты наблюденного поля кондиционны для геологических, структурно-тектонических и других построений масштаба 1:500000 и 1:1000000.

В основу карт магнитного поля ΔТа масштаба 1:1000000 положены большей частью данные аэромагнитных съемок, которыми покрыта в разные годы вся территория щита. Предпочтение было отдано аэрогеофизическим исследованиям, выполненным на высоте 200 м в масштабе 1:200000 и 1:100000; ими закартирована половина территории прогнозирования. Для остальной части использованы данные аэромагнитных съемок на высоте 50 м масштабов 1:50000 (25 %), 1:25 000 (15 %) и 1:10000 (10 %). Все дан-

ные, полученные на высоте 50 м, увязаны между собой и с помощью пакета специальных программ пересчитаны на высоту 200 м. Таким образом, была создана единая матрица аномального магнитного поля ΔTa УЩ и его склонов на высоте 200 м.

Кроме того, с целью изучения пространственного распределения региональных аномальных объектов составлена карта масштаба 1:1000000 на высоте 2000 м, которая базируется на результатах реальных площадных аэромагнитных съемок масштаба 1:200 000, выполненных на высоте 200 м в западной части УЩ. Для восточной части УЩ сведенная матрица магнитного поля на высоте 200 м пересчитана на высоту 2000 м. В результате, для всей территории УЩ построены карты магнитного поля: на высоте 200 и 2000 м, являющиеся кондиционными для прогнозирования алмазоносных объектов масштаба 1:500000 и 1:1000000.

Одна из важнейших составных частей карты перспектив алмазоносности УЩ и его склонов – современная структурно-тектоническая основа. Для уверенного выделения элементов линейной тектоники разного ранга и структур кольцевого или концентрически-зонального строения были выполнены вычисления и построены карты модуля полного горизонтального градиента гравитационного и магнитного полей с визуализацией в виде карт изолиний и осветленного рельефа. Последние позволяют выделять неконтрастные кольцевые структуры и линейные зоны, которые проявляются в зависимости от изменения угла и уровня освещения.

Для локализации объектов различной глубины заложения и уточнения местоположения тектонических нарушений использовались также карты локальных аномалий гравитационного и магнитного полей, построенные с радиусами осреднения 2, 4, 6 и 10 км.

Наблюденные магнитные и гравитационные поля содержат обобщенную информацию о глубинном строении верхней части земной коры. Для ее разделения на разные глубинные уровни и изучения геологического и тектонического строения основных структурных этажей проведены специальные преобразования магнитного и гравитационного полей с построением карт распределения эффективной намагниченности и избыточной плотности для разных глубинных уровней через 2 км до поверхности Мохо. Это дало возможность изучить блоковое строение кристаллического фундамента на разных уровнях. Кроме того, посрезные матрицы использованы для составления геомагнитных и геоплотностных разрезов, построенных по линиям геотраверсов II, IV, VI [67, 68]. Построение разрезов на основе потенциальных полей относится к разряду количественных, поскольку кроме наглядной картины положения объектов в пространстве они позволяют оценить глубины залегания аномальных объектов, их общие параметры, углы падения контактов и разломов. В сочетании с данными ГСЗ эта информация максимально облегчает задачу построения глубинной геологической модели первого приближения.

Материалы потенциальных полей совместно с геологическими данными, результатами ГСЗ, тепловой съемки, регионального моделирования глубинных магнитных неоднородностей и сейсмо-гравитационных исследований, выполненных ИГ НАНУ, положены в основу структурно-тектонического районирования Украины. На первом этапе работ была составлена схема разломно-блоковой тектоники УЩ, выделены разновозрастные литосферные блоки, мантийные и мантийно-коровые разломы, авлакогены и палеорифтовые системы.

Для отнесения литосферных блоков к тому или иному типу по времени консолидации фундамента (архону, протону и др.) использовались приведенные в опубликованных работах реперные даты изотопного возраста магматических, метаморфических и ультраметаморфических комплексов, современные представления об эволюции магматизма, формационной принадлежности слагающих блоки пород [51, 52, 114, 145, 146].

В пределах литосферных блоков по комплексу геофизических признаков выделены протолитогенные кольцевые структуры I ранга, отождествляемые с нуклеарами и характеризующие наиболее древние и устойчивые части блоков, а также кольцевые структуры II ранга, предположительно обусловленные мантийным диапиризмом.

На втором этапе исследований из отчетов по геолого-съемочным, поисковым и тематическим работам за период с 1970 г. по настоящее время, а также изданной литературы, были собраны и обобщены данные о геологическом строении блоков, химическом составе (свыше 10000 анализов) и геохимической специализации магматических образований [51–53, 64–66, 94].

Сведения о распространении и составе индикаторных минералов кимберлитов в отложениях осадочного чехла литосферных блоков, содержащиеся в производственных отчетах и научных публикациях,

были обобщены и сопоставлены с таковыми Якутской и других алмазоносных провинций мира [2, 5–12, 17, 18, 34, 35, 40, 42, 47, 48, 55, 78, 86, 87, 104, 121, 125–143]. Результаты микрозондового анализа минералов-спутников алмаза позволили определить парагенетические ассоциации глубинных минералов, характерные для каждого района и площади.

Необходимо отметить, что, по мнению большинства исследователей, алмаз и его генетические спутники (пироп, хромшпинелиды, пикроильменит, хромдиопсид и омфацит) являются продуктами дезинтеграции пород верхней мантии, вынесенными кимберлитовым расплавом в верхние зоны земной коры [37, 109, 110–113]. Эти минералы присутствуют как в кимберлитах, так и в ксенолитах глубинных перидотитов и эклогитов, встречающихся в кимберлитах. Отмечается сходство химического состава и физических свойств одноименных минералов из кимберлитов и ксенолитов в них. К настоящему времени ксенолиты мантийных перидотитов и эклогитов из кимберлитов различных алмазоносных провинций мира всесторонне исследованы; установлены типоморные особенности химического состава и физических свойств их породообразующих минералов [37, 107, 108]. То есть, используя типоморфные признаки минералов-индикаторов алмаза (пиропов, пикроильменитов, хромшпинелидов, хромдиопсидов и омфацитов) материнских пород и установленных в отложениях осадочного чехла, представляется возможным восстановление состава верхней мантии и продуктивности ее на алмазы на прогнозных объектах [127]. При обычной для ксенолитов пироповых перидотитов из кимберлитов геотерме 40 мВт/м^2 температурное «алмазное окно» будет равно 1000–1200^{0}С. Нижняя граница его устанавливается по пересечению этой геотермы с линией равновесия «графит-алмаз», верхняя – по пересечению геотермы с основанием деплетированной литосферной мантии. Опытным путем установлено, что для алмазоносных кимберлитов характерно наличие повышенного количества высокохромистых субкальциевых пиропов гарцбургитового парагенезиса и магнезиохромитов, близких по составу к хромитовым включениям в алмазе.

С целью сравнительной оценки степени перспективности выделенных блоков, районов и площадей, использованы данные по составу и Р-Т условиям образования мантийных минералов на материалах их комплексных исследований [127]. Это позволило установить наличие алмазоносных перидотитов и эклогитов, а также «алмазного окна» в верхней мантии в пределах наиболее перспективных объектов прогнозирования.

Авторами предпринята попытка идентифицировать по составу основные-ультраосновные породы с продуктами глубинного магматизма и выявить пространственную и (или) генетическую связь с кольцевыми структурами II ранга и развитыми в их пределах ореолами индикаторных минералов кимберлитов и на этой основе спрогнозировать наиболее перспективные объекты [24, 62].

В результате второго этапа исследований была составлена карта перспектив алмазоносности УЩ и его склонов м-ба 1:1000000 и определены основные алмазоперспективные районы и площади.

На третьем этапе исследований на выделенных как перспективные Новоград-Волынской, Бердичевско-Винницкой, Кухотско-Серховской и Кировоградской площадях проведено прогнозирование масштаба 1:200000. При построении карт потенциальных полей для этих площадей реализован иной подход [13, 100]. Здесь к информации, в первую очередь, выдвигалось требование ее кондиционности применительно к масштабу 1:200000 и крупнее, для каждой площади использовались исходные данные гравиметрических и аэромагнитных съемок масштабов 1:50000, 1:25000 и даже 1:10000, в зависимости от степени изученности конкретной площади на момент построения прогнозных карт. Лишь для отдельных небольших участков были взяты данные съемок 1:200000, поскольку более крупномасштабные съемки в их пределах не проводились вообще.

Для создания карты поля силы тяжести масштаба 1:200000 Кухотско-Серховской перспективной площади, расположенной в северо-западной части Украины на территории листов М-35-3-Г; -4-В, Г; -5-В, Г; -15-Б, Г; -16; -17 (4820 км^2), которая изучена геофизическими методами сравнительно полно, исходными были цифровые данные съемок прошлых лет масштаба 1:50000. На основании этой информации для всей перспективной территории составлена равномерная матрица 500х500 м значений поля силы тяжести в редукции Буге с плотностью промежуточного слоя 2,3 г/см^3.

При составлении карты аномального магнитного поля ΔТа масштаба 1:200 000 для Кухотско-Серховской площади базовыми являлись цифровые данные детальных аэромагнитных съемок масштаба 1:10 000 на высоте 50 м, приведенные к единому уровню и увязанные между собой. Созданы матрицы с размером элементарной ячейки 100х100 м.

По Новоград-Волынской перспективной площади, охватывающей территорию в 5860 км^2 (листы М-35-31; -32; -33-А, В; -43; -44), построение карт потенциальных полей оказалось более сложным в связи с неравномерностью геофизической изученности. Для карт поля силы тяжести использованы полевые цифровые данные гравиметрических съемок масштабов 1:50 000 (55 % территории), 1:25000 (39 %) и даже 1:200000 (6 %), что соответствует фактическому состоянию изученности. Вся гравиметрическая информация в редукции Буге с плотностью промежуточного слоя 2,3 г/см^3 разных масштабов и периодов наблюдений приведена к единому уровню, увязана между собой и объединена в сводную матрицу с размером элементарной ячейки 500х500 м.

Аналогичная технология применялось при составлении карт аномального магнитного поля ΔТа. Аэромагнитными съемками масштабов 1:10000, 1:15000 и 1:25000, которые приняты за основу, охвачено только 57 % площади. Для остальной ее части (43 %) использованы наземные магнитные съемки масштаба 1:25000, данные которых по специальным программам пересчитаны на высоту 50 м и увязаны в единую матрицу (200х200 м).

На большей части Бердичевско-Винницкой площади – листы М-35-80; -81; -82 (з. п.); -92; -93; -94 (з. п.); -104; -105; 106 (з. п.) размером более 10000 км^2 выполнена гравиметрическая съемка масштаба 1:50000 (90 % территории). Именно эта цифровая информация легла в основу электронной матрицы поля силы тяжести. Для остальных 10 % территории в матрицу заложены результаты гравиметрических наблюдений только масштаба 1:200000, так как более детальные съемки здесь не проводились.

В основу карты аномального магнитного поля Бердичевско-Винницкой площади положены наземные магнитные съемки масштаба 1:25000, которыми покрыто 87 % территории, и только для 13 % площади – данные аэромагнитной съемки масштаба 1:25000 на высоте 50 м. При наземных магнитных исследованиях выполнялись измерения как полного вектора магнитного поля ΔТа, так и его вертикальной составляющей ΔZа, в связи с чем наземные и воздушные измерения полного вектора, а также вертикальной составляющей, приведены к единому уровню.

Современная карта поля силы тяжести в редукции Буге для Кировоградской перспективной площади (12300 км^2), расположенной в центральной части УЩ (листы М-36-113; -114; -123-В, Г; -124-В, Г; -125; -126; -135; -136; -137; -138), базируется на результатах гравиметрических площадных исследований масштаба 1:50000 (67 % площади) и масштаба 1:25 000 по остальной ее части. Эти данные приведены к единому уровню, составлена сводная матрица с размером элементарной ячейки 250х250 м.

Составление карт аномального магнитного ΔТа поля для Кировоградской перспективной площади не вызвало особых сложностей, поскольку вся территория заснята аэромагнитной съемкой масштаба 1:10 000 (за исключением территории г. Кировоград, где проведены наблюдения масштаба 1:50 000). Поскольку детальные съемки проводились в разные годы, все данные приведены к единому уровню, построены матрицы магнитного поля ΔТа с размером ячейки 100х100 м.

Построенные карты потенциальных полей на основе цифровых технологий по сравнению с ранее существующими картами даже без дополнительной обработки значительно более информативны (до 30–40 %) и объективны. С целью расширения возможностей геологической интерпретации и повышения ее достоверности электронные матрицы и соответственно карты наблюденных потенциальных полей масштабов 1:1000000 для УЩ и его склонов и 1:200000 для перспективных площадей были обработаны с использованием комплекса компьютерных программ. Применяемые виды обработки для региональных и более детальных полей сходны по своей сути, но отличаются по параметрам в зависимости от детальности и характера поля, а также от поставленных задач.

На этом этапе исследований проанализированы материалы всех геолого-съемочных и поисковых работ в пределах перспективных площадей, составлены базы данных аналитических исследований: химического и микроэлементного состава магматических пород (свыше 5000 анализов), микрозондового анализа индикаторных минералов кимберлитов (в том числе 2900 анализов пиропов и 1800 – хромшпинелидов). Эти данные в комплексе с высокоинформативными картами физических полей явились основой для прогнозирования.

Третий этап исследований был завершен созданием карт гипсометрии поверхности кристаллического основания, распространения индикаторных минералов кимберлитов в отложениях осадочного чехла и перспектив алмазоносности масштаба 1:200000 наиболее изученных площадей – Кухотско-Серховской, Новоград-Волынской, Бердичевско-Винницкой и Кировоградской.

Все графические материалы, составленные в процессе исследований, послужили основой для рисунков, иллюстрирующих настоящую работу.

Глава 3

ОБЪЕКТЫ ПРОГНОЗИРОВАНИИЯ АЛМАЗОНОСНОСТИ И ИХ СРАВНИТЕЛЬНАЯ ОЦЕНКА

В пределах Украины выделены шесть алмазоперспективных минерагенических областей или литосферных блоков (в дальнейшем чаще будет использоваться термин «литосферный блок» для идентификации выделенных объектов с таковыми, принятыми в последних схемах структурно-тектонического районирования УЩ и его склонов). Ими являются (с северо-запада на юго-восток): Волынский, Подольский, Бугско-Росинский, Кировоградский, Приднепровский и Приазовский. Некоторые литосферные блоки разделены мобильными шовными зонами (подвижными поясами). Так, Бугско-Росинский блок отделен от Кировоградского Голованевской шовной зоной, Приднепровский блок от Кировоградского – Западно-Ингулецкой, а от Приазовского – Орехово-Павлоградской шовными зонами. В пределах Волынского блока выделен Волыно-Двинский подвижный пояс.

Литосферные блоки отличаются возрастом стабилизации кристаллического фундамента, структурно-тектоническими особенностями, геологическим строением и, соответственно, типом прогнозируемых коренных источников алмазов. По этим признакам блоки разделены на архоны с возрастом консолидации древнее 2,6 млрд. лет (наиболее продуктивные структуры, соответствующие ортократонам); архоны, в различной степени ремобилизованные в раннем протерозое (паракратоны с реликтами ортократонов); протоны (паракратоны) с возрастом консолидации 2000–1800 млн. лет.

Общие сведения, характеризующие перспективы алмазоносности выделенных литосферных блоков по региональным факторам и критериям алмазоносности (табл. 1), приведены в таблице 3.

Из этих данных следует, что наиболее перспективным для выявления алмазоносных кимберлитов по «классическим» критериям является Приднепровский блок – типичный архон с мощностью литосферы около 200 км и характерными гранит-зеленокаменными образованиями, проявляющимися в физических полях кольцевыми структурами I ранга (нуклеарами). В его пределах отмечаются поднятия кровли верхней мантии до 32–40 км, а также относительно «холодные» участки земной коры, где интенсивность теплового потока не превышает 40 мВт/м^2. Северная часть блока, расположенная в области влияния Днепровско-Донецкого авлакогена (ДДА), благоприятна для проявления кимберлитового магматизма палеозойского возраста. К сожалению, работы по оценке алмазоносности Приднепровского блока проводились в небольшом объеме и прямые признаки, позволяющие выделить перспективные объекты ранга районов и площадей, в настоящее время отсутствуют.

Вторым по степени перспективности, согласно «правилу Клиффорда» и региональным критериям и признакам, можно считать Приазовский блок – архон, западная и восточная части которого отличаются по возрасту стабилизации фундамента и ремобилизации в протерозое. Западная часть блока, слабо активизированная в протерозое, исходя из региональных критериев (мощность литосферы, наличие зеленокаменных областей, глубина залегания поверхности Мохо, интенсивность теплового потока и др.), является перспективной для выявления алмазоносных кимберлитов среднепалеозойского возраста (особенно в зоне сочленения с ДДА). Имеющиеся данные о проявлениях щелочно-ультраосновного магматизма и находках высокомагнезиальных слюдяных ультрабазитов лампроитовой серии (1970–1950 млн. лет), залегающих в виде маломощных даек и тел штоко- или трубкоподобной формы, позволяют вы-

делить в качестве алмазоперспективного Западно-Приазовский район. Восточная часть Приазовского блока значительно более интенсивно переработана в протерозое тектоно-магматическими процессами, чем западная, и гораздо лучше изучена. Здесь известны трубки и дайки кимберлитов девонского возраста, ореолы индикаторных минералов кимберлитов (преимущественно графит-пироповой фации глубинности) и единичные находки алмазов в отложениях осадочного чехла. В этой части блока выделены алмазоперспективные Восточно-Приазовский район и Волновахская перспективная площадь.

Таблица 3

Сравнительная оценка перспектив алмазоносности литосферных блоков

Название блока (тип)	Возраст пород фундамента, млн. лет	Мощность литосферы, км	Кольцевые структуры («нуклеары»)	Глубина до поверхности М, км	Тепловой поток, мВт/м^2	Наличие гранит-зеленокаменных областей (ГЗО)	Трапповый или базальтоидный магматизм	Наличие «алмазного окна» в мантии
Волынский (протон)	3500–1760	150–200	проявлены	35–60	30–50	не установлены	траппо-вый	установлено
Подольский (архон, интенсивно ремобилизованный в протерозое)	2800–2000	200	отчетливо проявлены	40–55	30–40	не установлены	трапповый, дайковый	установлено
Бугско-Росинский (архон, ремобилизованный в протерозое)	3393–2140	200	отчетливо проявлены	35–65	30–40	реликты ГЗО	нет данных	нет данных
Кировоградский (протон)	1900–1700	250	отсутствуют	35–45	30–40	не установлены	дайковый	предполагается
Приднепровский (архон)	3400–2980	200	отчетливо проявлены	32–60	40–50	типичные ГЗО	дайковый	нет данных
Приазовский (архон, в различной степени ремобилизованный в протерозое)	3650–2650	150	проявлены	37–45	40–50	типичные ГЗО	трапповый, дайковый	предполагается

Бугско-Росинский блок представляет собой архон, активизированный в протерозое. В его пределах отмечаются реликты тел, сложенных породами зеленокаменных ассоциаций. На большей части блока развиты породы, сформировавшиеся в условиях гранулитовой и высокотемпературной части амфиболи-

товой фаций. По ряду региональных критериев и признаков (мощность литосферы около 200 км, интенсивность теплового потока 30-40 мВт/м^2, наличие протолитогенных кольцевых структур I ранга и поднятий поверхности Мохо до 35 км) этот блок относится к числу перспективных для поисков коренных источников алмазов кимберлитового и лампроитового типов, особенно его северная часть, примыкающая к ДДА. Целенаправленные работы по оценке алмазоносности Бугско-Росинского блока не проводились, что не позволяет выделить в его пределах конкретные алмазоперспективные объекты в ранге районов и площадей.

Подольский блок представляет собой архон, интенсивно ремобилизованный в протерозое. Его фундамент сложен преимущественно гранитоидами и метаморфическими образованиями возрастом от 2800 до 2000 млн. лет. Из региональных критериев и признаков, характеризующих этот блок как алмазоперспективный, необходимо отметить значительную мощность литосферы (до 200 км) и относительно небольшую мощность отдельных участков земной коры (до 40–50 км), пониженную интенсивность теплового потока (30–40 мВт/м^2). Геолого-съемочными и поисковыми работами установлены проявления разновозрастного базальтоидного и щелочно-ультраосновного магматизма, а также разные по контрастности ореолы индикаторных минералов кимберлитов, в том числе и алмазов, в базальных горизонтах осадочного чехла. На основании полученных данных выделены алмазоперспективные Побужский район и Бердичевско-Винницкая площадь.

Кировоградский блок – гетерогенная геоструктура, отвечающая, в целом, понятию протон. На его территории местами сохранились реликты блоков II – III порядка архейского возраста. Кристаллический фундамент сложен преимущественно палеопротеройскими (2400–2000 млн. лет) и частично мезо-неоархейскими (3300–2900 млн. лет) образованиями. Для блока характерна максимальная в пределах УЩ мощность литосферы – 250 км и более. Мощность земной коры составляет 35–45 км, интенсивность теплового потока – 30–40 мВт/м^2. Пиропоносность и алмазоносность отложений осадочного чехла Кировоградского блока целенаправленно не изучались. Центральный алмазоперспективный район и Кировоградская площадь выделены, главным образом, исходя из наличия жил лампроитов и даек кимберлитов протерозойского возраста, трубок и даек лампрофиров палеозой-мезозойского возраста, а также структурных элементов, их контролирующих.

Волынский блок по возрасту пород кристаллического фундамента (2600–1760 млн. лет) является протоном, но не исключено наличие в его пределах ядер древней, архейской, стабилизации в виде блоков более высоких порядков. Мощность литосферы непостоянна: в центральной части блока менее 100 км, в южной и северо-западной – 150–200 км. Верхняя кромка мантии залегает на глубинах от 35 до 62 км. Поднятия поверхности Мохо до 35–40 км в центральной и южной частях блока связаны, возможно, с участками архейской консолидации, а в восточной и северной – с проявлением рифей-фанерозойской тектоно-магматической активизации. Для блока характерен низкий тепловой поток – менее 30 мВт/м^2, который возрастает в западном направлении. Северная и северо-западная части блока по комплексу региональных критериев, учитывая также широко проявленный базальтоидный, в том числе трапповый, магматизм, наличие рифтовых систем и кольцевых структур, предположительно связанных с мантийным диапиризмом, контрастных ореолов индикаторных минералов кимберлитов, в их числе и алмазов, в разновозрастных отложениях осадочного чехла, являются высокоперспективными для поисков коренных источников алмазов. Здесь выделены два алмазоперспективных района – Волыно-Подольский и Северо-западный. В пределах Волыно-Подольского района, расположенного на северо-западном склоне УЩ, в зоне его сочленения с ВПП, выделена Кухотско-Серховская перспективная площадь, на которой установлены брекчиепроявления с обломками кимберлитов и их индикаторных минералов хорошей сохранности. Северо-западный район находится в северо-восточной части Волынского блока, характеризующейся широким развитием даек и малых интрузий базит-ультрабазитов, в том числе и щелочно-ультраосновных комплексов. В его пределах выделены Новоград-Волынская и Шепетовская площади, перспективные для поисков коренных источников алмазов кимберлитового типа.

На наш взгляд, для оценки перспектив алмазоносности литосферных блоков имеет немаловажное значение наличие среди протонов фрагментов архонов в виде отдельных блоков более высоких порядков, сохранившихся при глобальной тектоно-термальной переработке. К этому типу блоков относится,

в первую очередь, Волынский, где по данным изучения РТ-условий и состава индикаторных минералов кимберлитов и другим признакам возраст верхней мантии определяется как архейский. В то же время, на перспективность блоков с протерозойским возрастом мантии (протонов и архонов, интенсивно ремобилизованных в протерозое) также указывают исследования РТ-условий образования индикаторных минералов кимберлитов, свидетельствующие о кристаллизации некоторых из них в области стабильности алмаза. Таким образом, фактор архейского кратона нельзя считать определяющим при оценке перспектив алмазоносности литосферных блоков. Более важной представляется комплексация других факторов, критериев и признаков, главными из которых являются особенности глубинного строения, активное проявление базальтоидного магматизма и РТ-условия кристаллизации индикаторных минералов кимберлитов (наличие «алмазного окна» в мантии). Большое значение имеют также сведения об основных критериях и признаках алмазоносности, определяющих перспективность районов и площадей, выделенных в пределах наиболее изученных блоков, приведенных в таблицах 4, 5.

Таблица 4

Сравнительная оценка перспектив алмазоносности районов

Наименование района	Наличие рифтогенных структур	Проявления базальтоидного магматизма	Наличие мантийных диапиров	Сведения о верхней мантии, полученные в результате изучения индикаторных минералов кимберлитов			
				Р-Т условия образования	Наличие «алмазного окна» в верхней мантии	Предполагаемый возраст мантии	Предполагаемая мощность литосферы
Волыно-Подольский	Припятская ветвь ДДА и др.	породы траппо-вой формации	имеются	700–1500^{0}С 20–60 кбар	установлено по минералам из обломков кимберлитов	архейский	свыше 200 км
Северо-западный	Овручско-Белокоровичский палеорифт	дайки базит-ультрабазитов	имеются	700–1100^{0}С 20–50 кбар	установлено по минералам из ореолов	протерозойский	свыше 150 км
Побужский	Приднестровский палеорифт	дайки базитов и тела ультрабазитов	имеются	750–1150^{0}С 20–50 кбар	установлено по минералам из ореолов	протерозойский	свыше 150 км
Центральный	ДДА	дайки базит-ультрабазитов	имеются	800–1100^{0}С 15–35 кбар	предполагается	протерозойский	свыше 250 км (по данным ГСЗ)
Восточно-Приазовский	ДДА	интрузии базит-ультрабазитов	имеются	800–1450^{0}С 20–50 кбар	установлено по минералам из кимберлитов и ореолов	архейский	свыше 140 км

Таблица 5

Сравнительная оценка перспектив алмазоносности площадей

Наименование площади	Положение по отношению к рифтогенным структурам	Наличие зон глубинных разломов	Проявления щелочно-ультраосновного и кимберлитового магматизма	Парагенезис индикаторных минералов (% от общего к-ва зерен)	Находки алмазов в отложениях осадочного чехла	Наличие кольцевых структур диаметром до 50 км
Кухотско-Серховская	в «плечах» Волыно-Оршанского палеорифта	в узлах пересечения зон	обломки кимберлитов в брекчиях	лерцолитовый – до 60–65 %, гарцбургитовый – до 30 %, эклогитовый и пироксенитовый – до 15 %	единичные	имеются
Новоград-Волынская	в «плечах» Овручско-Белокоровичского палеорифта	в узлах пересечения зон	дайки и интрузии щелочно-ультраосновных пород	лерцолитовый – 85–90 %, эклогитовый – до 10 %, гарцбургитовый – до 5 %	многочисленные	имеются
Шепетовская	в «плече» Житомирско-Николаевского палеорифта	в узлах пересечения зон	не известны	лерцолитовый – 85–90 % эклогитовый до 10 %, гарцбургитовый до 5 %	единичные	имеются
Бердичевско-Винницкая	в «плечах» Житомирско-Николаевского и Приднестровского палеоорифтов	в узлах пересечения зон	интрузии щелочно-ультраосновных пород	лерцолитовый – 65–70 %, эклогитовый – до 30 %, гарцбургитовый – ед.з.	многочисленные	имеются
Кировоградская	в «плечах» Житомирско-Николаевского палеорифта	в узлах пересечения зон	дайки кимберлитов и лампроитов	лерцолитовый, иногда эклогитовый	единичные	имеются
Волновахская	в «плече» ДДА	в узлах пересечения зон	трубки и дайки кимберлитов	лерцолитовый – 95–98 %, эклогитовый – до 5 % гарцбургитовый – ед.з.	единичные	имеются

Так, среди выделенных районов и площадей по комплексу признаков наиболее перспективными (табл. 4, 5) для выявления трубок алмазоносных кимберлитов являются Волыно-Подольский район, а в его пределах – Кухотско-Серховская площадь, где в гетерогенных брекчиях установлены обломки кимберлитов базальтоидного типа диатремовой фации. На основании результатов исследований встречающихся в них мантийных минералов можно заключить, что кимберлитовые расплавы формировались в области стабильности алмаза.

Северо-западный район и расположенные в его пределах Новоград-Волынская и Шепетовская площади также являются высокоперспективными для поисков алмазоносных кимберлитовых тел дайкового и, в меньшей степени, трубочного типов. В осадочном чехле Северо-западного района выявлены ореолы индикаторных минералов кимберлитов, в их числе и алмазов. Изучение состава и РТ-условий образования этих минералов показало, что в литосферной мантии в пределах Северо-западного района имеется так называемое “алмазное окно”. Это позволяет считать Новоград-Волынскую и Шепетовскую площади перспективными для поисков кимберлитовых тел алмаз-пироповой фаций глубинности.

Побужский район и, особенно, Бердичевско-Винницкая площадь, перспективны для выявления даек кимберлитов. В отложениях осадочного чехла этого района известны находки алмазов и ореолы пиропов, хромшпинелидов и некоторых других мантийных минералов. Данные о составе и РТ-условиях образования этих минералов указывают на то, что в пределах Побужского района верхняя мантия дифференцирована и деплетирована, в ней имеется «алмазное окно», позволяющее считать Бердичевско-Винницкую площадь перспективной для поисков кимберлитовых тел алмаз-пироповой фации глубинности.

В пределах Центрального района, в т.ч. на Кировоградской площади, возможно выявление новых тел кимберлитов и лампроитов и их алмазоносных разновидностей. Изучение ксенолитов глубинных пород и мантийных минералов из даек кимберлитов показало, что верхняя мантия в этом районе дифференциро-

вана и значительно метасоматизирована. Кировоградская площадь перспективна для поисков кимберлитов и лампроитов преимущественно дайковой фации, в том числе алмазоносных.

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. Результаты изучения мантийных минералов показывают, что Волновахская площадь и Восточно-Приазовский район в целом являются потенциально алмазоносными, 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.

Характеристика Кухотско-Серховской, Новоград-Волынской, Шепетовской и Кировоградской площадей приводится, в основном, на материалах выполненного авторами среднемасштабного (1:200000) прогнозирования. При описании Волновахской площади использованы материалы обобщающих тематических исследований УГИМРа (О. Н. Тарасюк и др., 1991, 1995 г.г., А.И. Чашка и др., 2000 г.) и опубликованные работы [25, 26, 32, 49, 56, 57, 58, 60, 61, 75, 105, 106, 123, 142–144]. В пределах каждой площади выделены алмазоперспективные участки (структуры) по критериям и признакам, соответствующим этому рангу перспективных объектов (табл. 5).

В следующих разделах монографии более детально освещается геологическое строение и другие сведения с позиции критериев и факторов алмазоносности выделенных иерархических рядов перспективных объектов (литосферный блок – минерагеническая область – район – ареал предполагаемого алмазоносного магматизма и площадь – потенциальное алмазоносное поле), в порядке размещения их с северо-запада на юго-восток.

Глава 4

ВОЛЫНСКИЙ БЛОК

Волынский блок, являющийся одним из наиболее перспективных объектов I ранга (алмазоперспективных минерагенических областей), расположен в северо-западной части Украины. В его пределах выделены два района (ареала предполагаемого алмазоносного магматизма) как объекты прогнозирования II ранга: Волыно-Подольский и Северо-западный и три площади (потенциальных алмазоносных поля) как объекты прогнозирования III ранга. Одна из площадей (Кухотско-Серховская) расположена в Волыно-Подольском районе, а две другие (Новоград-Волынская и Шепетовская) – в Северо-западном.

Волынский блок граничит в восточной и юго-восточной своих частях с Подольским блоком по Тетеревской и Сарненско-Варваровской зонам мантийных разломов, имеющих, соответственно, северо-восточное и северо-западное простирание, в северо-восточной – с Бугско-Росинским блоком по зонам Черно-быльского и Звиздаль-Залесского мантийных разломов (рис. 1).

Геологические и геофизические материалы свидетельствуют о развитии блока в архее и протерозое. Это позволяет отнести его к геоструктуре типа протона, в пределах которой возможно присутствие в виде отдельных блоков II–III порядка ядер архейской стабилизации.

В кристаллическом фундаменте Волынского блока выделены два структурных этажа. К нижнему структурному этажу отнесены установленные в южной части блока породы днестровско-бугской серии палеоархея (3500–3400 млн. лет), принадлежащие к кинцигитовой и кинцигит-диафторит-гранитовой формациям, а также встречающиеся в ряде мест образования гранулит-диафторит-гранитовых комплексов архея в ассоциации с мигматитизированными биотит-роговообманковыми гнейсами, кристаллическими сланцами и породами диоритового состава, формационно подобных амфиболит-гранитовым комплексам неоархея, развитым в пределах соседнего Бугско-Росинского блока [64, 65, 66].

Верхний структурный этаж представлен образованиями тетеревской серии палеопротерозоя (2600–2400 млн. лет) общей мощностью до 7–8 км, относящимися к метакарбонатно-терригенной (гнейсо-сланцевой) ассоциации [64, 65]. Вместе с развитыми здесь гранитоидами шереметьевского (2500–2400 млн. лет) и житомирского (2100–2000 млн. лет) комплексов эти породы слагают гранитно-гнейсо-сланцевые формационные комплексы.

Волынский блок разделен на две части Волыно-Двинским (Волыно-Полесским, Осницко-Микашевичским) вулкано-плутоническим (подвижным, мобильным) поясом северо-восточного простирания. Развитые в его пределах метавулканиты клесовской серии (лептитовая метавулканогенная формация) и гранитоиды осницкого комплекса (диорит-гранодиорит-гранитовая формация) имеют возраст 2020–1990 млн. лет.

Гранитно-гнейсо-сланцевые комплексы палеопротерозоя в северо-восточной части блока прорваны Коростенским плутоном, сложенным породами габбро-анортозитовой и рапакиви-гранитной формаций возрастом 1800–1740 млн. лет. Они знаменуют начало платформенного этапа развития блока.

Платформенными образованиями являются также конгломерат-песчаниковая и алеврит-сланцевая формации мезопротерозоя (белокоровичская и озерянская свиты топильнянской серии), вулканиты трахибазальт-трахиандезит-трахириолитовой формации возрастом менее 1740 млн. лет (збраньковская свита), кварцито-песчаниковая красноцветная формация мезо-неопротерозоя (толкачевская свита овручской серии). Они распространены преимущественно в Белокоровичской и Овручской рифтогенных структурах в северной части Волынского блока. Мощность белокоровичской свиты достигает 400 м, озерянской – 700 м, збраньковской – 300 м, толкачевской – 900 м.

В крайней, северо-западной, части блока установлена Волыно-Оршанская рифтовая система северо-восточного направления, выполненная молассоидами рифея. В пределах украинской части этого рифта проявления магматической деятельности не выявлены. В южной части блока выделяется Приднестровский палеорифт северо-западного направления, осевой частью которого является зона Подольского глубинного разлома. Существование его подтверждается наличием небольших по размеру интрузий щелочного состава, особенно в месте пересечения с Тетеревской зоной разломов, трансформной по отношению к Приднестровскому палеорифту. Образование рифтовых систем произошло в начале рифея. В северной, краевой, части Волынского блока располагается еще одна система рифтовых структур позднепротерозойского возраста – субширотная Овручская и субмеридиональная Белокоровичская. Вдоль границы Украины и Республики Беларусь располагается Припятская ветвь ДДА девонского времени заложения (рис. 1). Магматическая деятельность в пределах рифтовых структур проявлялась в различные этапы их развития.

В северо-западной части блока, в обрамлении Коростенского плутона, а также Овручско-Белокоровичской палеорифтовой системы широко распространены породы дайковой формации неопротерозоя разнообразного состава – от кислого до ультраосновного. Они слагают поля и зоны различной ориентировки, согласные с направлением основных структур и глубинных разломов, которые контролируют также и щелочно-ультраосновные породы городницкого комплекса мезопротерозоя.

Для Волынского блока характерна непостоянная мощность литосферы. В центральной части блока, ограниченной Луцким и Сущано-Пержанским разломами, подошва литосферы залегает на глубинах менее 100 км, то есть астеносфера образует гребневидный выступ северо-восточного простирания. В верхних горизонтах мантии и земной коре вдоль этого выступа в мезопротерозойское время сформировался Волыно-Двинский подвижный пояс. В южной и северо-западной частях блока мощность литосферы составляет 150–200 км. Верхняя кромка мантии (граница Мохо) залегает на глубинах от 35 до 62 км (рис. 2). Подъем границы М в центре и на юге блока соответствует, вероятно, областям архейской консолидации, где в строении кристаллического фундамента могут преобладать глубоко метаморфизованные образования гранулит-диафторит-гранитовых комплексов. На востоке и севере блока подъем верхней кромки мантии до глубин 35–40 км связан с субширотной рифей-фанерозойской тектонической активизацией и формированием в этой области рифтовых систем рифейского и герцинского времени. Максимальная мощность земной коры (до 62 км) наблюдается у западной границы блока, а также в северной и центральной его частях. Увеличение мощности коры в северной части блока связано с формированием Волыно-Двинского подвижного пояса.

Потенциальные физические поля – гравитационное и магнитное – в пределах УЩ отражают, в основном, разнообразие физических свойств кристаллических пород и структурно-морфологические условия их залегания. Морфология полей подчиняется структурно-тектоническим особенностям региона (рис. 4, 5). В целом, региональные и локальные аномалии физических полей имеют изометричный и овально-кольцевой рисунок, осложненный линейно-вытянутыми аномалиями северо-восточного простирания. Изометричные аномалии указывают на существование древних участков земной коры (архонов), линейно-вытянутые – фиксируют зоны активизации и подвижный пояс. Характер распределения физических полей подчеркивает наличие кольцевых структур различного порядка. В центральной части блока выделяется протолитогенная кольцевая структура 1 порядка (нуклеар) диаметром около 300 км (рис. 6). Северо-западный сегмент её срезан Волыно-Двинским подвижным поясом.

Интенсивность поля силы тяжести (рис. 4) над предполагаемыми архонами составляет +10 – +25 Гл и понижается до –10–30 мГл в западной части блока. В пределах Волыно-Двинского подвижного пояса интенсивность гравитационного поля увеличивается до +45– +60 мГл (Дубновский максимум), что обусловлено значительной базификацией коры.

Магнитное поле имеет сходный с гравитационным полем характер распределения (рис. 5). В пределах стабилизированных участков интенсивность поля Та изменяется от –50 до + 400 нТл, а в пределах локальных аномалий достигает +1000 нТл. Над зонами активизации и подвижным поясом интенсивность аномального магнитного поля возрастает до +600–+100 нТл, а в пределах Дубновского максимума до +2500–+3000 нТл, что указывает на наличие в верхних слоях земной коры интрузивных образований

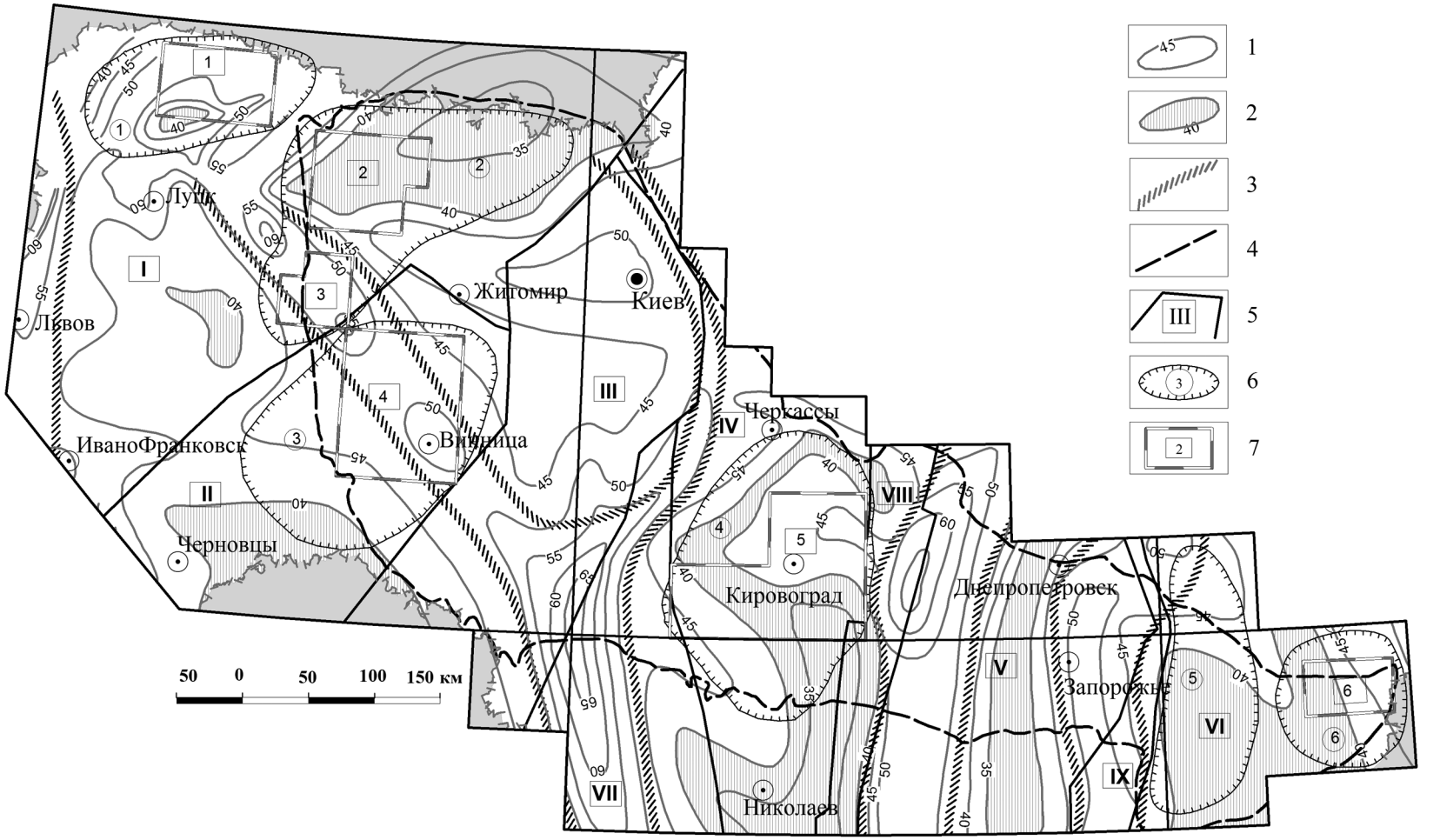


Рис. 2. Карта рельефа поверхности Мохоровичича (по данным В.Б. Соллогуба, Н.В. Соллогуб).

1 – изогипсы поверхности Мохоровичича, км; 2 – площади с глубинами залегания поверхности Мохоровичича меньше 40 км, наиболее перспективные для поиска алмазов; 3 – зоны глубинных разломов; 4 – граница УЩ (проведена на западном и северо-западном склонах по подошве рифея – венда, на южном – средней перми, на юго-восточном и северо-восточном – нижнему карбону); 5 – литосферные блоки и межблоковые зоны УЩ и его склонов, литосферные блоки: I – Волынский, II – Подольский, III – Бугско-Росинский, IV – Кировоградский, V – Приднепровский, VI – Приазовский; межблоковые зоны: УП – Голованевская, VIII – Ингуло-Ингулецкая, IX – Орехово-Павлоградская; 6 – алмазоперспективные районы: 1 – Волыно-Подольский, 2 – Северозападный, 3 – Побужский, 4 – Центральный, 5 – Западно-Приазовский, 6 – Восточно-Приазовский; 7 – перспективные площади: – Кухотско-Серховская, 2 – Новоград-Волынская, 3 – Шепетовская, 4 – Бердичевско-Винницкая, 5 – Кировоградская, 6 – Волновахская.

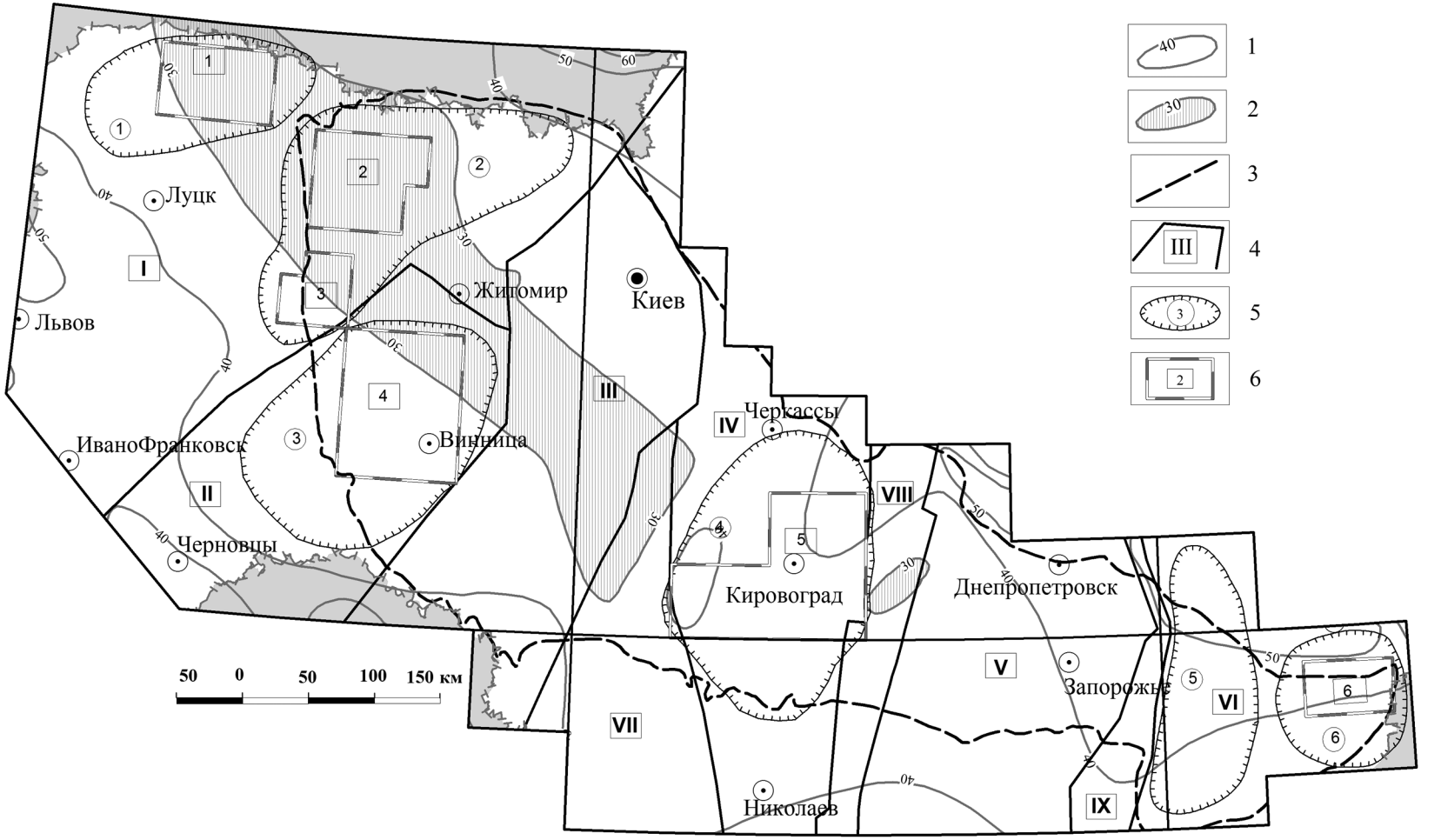


Рис. 3. Карта теплового потока (по данным Р.И. Кутаса).

1 – изолинии теплового потока, мВт/м^2; 2 – площади со значениями теплового потока меньше 30 мВт/м^2, наиболее перспективные для поисков алмаза. 3 – граница УЩ (проведенная на западном и северо-западном склонах по подошве рифея-венда, на южном – средней перми, на юго-восточном и северо-восточном – нижнего карбона); 4 – литосферные блоки и межблоковые зоны УЩ и его склонов; литосферные блоки: I – Волынский, II – Подольский III – Бугско-Росинскии, IV – Кировоградский, V – Приднепровский, VI – Приазовский; межблоковые зоны: УП – Голованевская, VIII – Ингуло-Ингулецкая, IX – Орехово-Павлоградская; 5 – алмазоперспективные районы: 1 – Волыно-Подольский, 2 – Северозападный, 3 – Побужский, 4 – Центральный, 5 – Западно-Приазовский, 6 – Восточно-Приазовский; 6 – перспективные площади: 1 – Кухотско-Серховская, 2 – Новоград-Волынская, 3 – Шепетовская, 4 – Бердичевско-Винницкая, 5 – Кировоградская, 6 – Волновахская.

основного и ультраосновного состава. В юго-западной части рассматриваемого блока наблюдается региональная магнитная аномалия, известная в литературе как Львовская.

Северо-западнее г. Луцк, в пределах отрицательных аномалий физических полей, по данным МТЗ, фиксируется Луцкая аномалия электропроводности с глубиной залегания кровли 30 км.

Волынский блок характеризуется, в основном, низким тепловым потоком (менее 30 мВт/м^2), который возрастает в западном направлении, по мере приближения к Предкарпатскому передовому прогибу (рис. 3). В его пределах широко проявлен трапповый магматизм, представленный базальтоидами волынской серии нижнего венда.

В западной и южной частях блок перекрыт осадочным чехлом верхнепротерозойского-фанерозойского возраста, представленным терригенными молассоидными, вулканогенно-терригенными континентальными и морскими формациями, которые участвует в строении ВПП. Мощность осадочного чехла колеблется от 1 до 8 км. В пределах УЩ кристаллический фундамент блока перекрыт мезо-кайнозойскими терригенными образованиями мощностью 10–100 м. В разновозрастных отложениях осадочного чехла установлены ореолы индикаторных минералов кимберлитов (пиропов, хромшпинелидов и др.). Детальное изучение их состава и реконструкции Р-Т-условий образования свидетельствуют о сохранности в северо-западной части блока архейской мантии и «алмазного окна» в ней.

Таким образом, для Волынского блока характерно наличие почти всех факторов, критериев и признаков алмазоносности (табл.1, 3): реликтов архона в виде блоков II–III порядка, подтверждаемые мощностью литосферы, глубиной залегания поверхности Мохо и низким тепловым потоком, активно проявленный трапповый магматизм, сохранность алмазоносной мантии. По этим и другим данным блок относится к высокоперспективным объектам I ранга для поисков коренных источников алмазов. В его пределах выделены два алмазоперспективных района (ареала предполагаемого лампроит-кимберлитового магматизма) как объекты прогнозирования II ранга: Волыно-Подольский и Северо-западный (рис. 1, 6).

ВОЛЫНО-ПОДОЛЬСКИЙ РАЙОН

Расположен в пределах Волынского блока на северо-западном склоне УЩ, в зоне его сочленения с ВПП, в южном плече Припятской ветви ДДА. Здесь предполагается наличие блоков II–III порядка с архейским возрастом консолидации, что подтверждается как данными изучения состава и РТ-условий образования индикаторных минералов кимберлитов, так и пониженной интенсивностью теплового потока, которая здесь не превышает 30 мВт/м^2, а в северо-восточной части района составляет около 25 мВт/ м^2 (рис. 3). В районе широко развиты породы траповой формации венда, выявлены кольцевые структуры II ранга, предположительно связанные с мантийным диапиризмом.

Волыно-Подольский район в региональном гравитационном поле выражен слабоинтенсивным максимумом силы тяжести, ограниченным со всех сторон контрастными градиентными линейными зонами, совпадающими с границами района (рис. 4). С востока к нему примыкает Осницкий максимум силы тяжести, на западе – глубокий минимум. В центральной части района, по данным профильных исследований ГСЗ и отдельных точечных зондирований, установлен приподнятый блок, в пределах которого поверхность Мохоровичича залегает на глубинах 40–47 км. Этот блок ограничен со всех сторон областями погружения (градиентными зонами) поверхности Мохо до глубины 55–57 км (рис. 3). Наиболее глубокое линейное погружение поверхности Мохо отмечено в северо-восточной части Волыно-Подольского района. Здесь наблюдается значительная вертикальная расслоенность земной коры и увеличение «базальтового слоя» до 30–40 км [59]. При этом отдельные внутрикоровые отражения над областью погружения поверхности Мохо и низов консолидированной коры фиксируют крыло антиклинальной складки (геотраверс VI) [68].

При сравнении геофизических характеристик Волыно-Подольского района с результатами сейсмического изучения земной коры и верхов мантии Якутской провинции, наблюдается аналогия многих региональных признаков, указывающих, по мнению В.Д. Суворова [115–118], на проявление кимберлитового магматизма. К ним можно отнести: зоны аномально неоднородных верхов мантии шириной 50 км и более

совместно с прогибами поверхности Мохоровичича; области поднятия внутрикоровых границ, фиксирующие, возможно, антиклинальные складки; области с относительно повышенным поглощением упругих волн в нижней части земной коры; вертикальная расслоенность консолидированной коры.

В целом, Волыно-Подольский район расположен в пределах центральной части Волыно-Оршанского палеорифта и его северо-западного плеча и примыкает к Припятской ветви ДДА. Волыно-Оршанский палеорифт (в пределах Украины) относится к так называемому «недоразвитому» типу рифтов. С северной частью Припятской ветви ДДА на территории Беларуси связаны трубки взрыва щелочно-базальтоидных магматитов верхнедевонского возраста [78]. Белорусскими исследователями установлено, что субщелочной-щелочной магматизм контролируется узлами пересечения субширотных рифтообразующих разломов, таких как Южно-Припятский, с субмеридиональными [78].

В Волыно-Подольском районе широко развита система широтных, меридиональных и северо-восточных глубинных разломов, обуславливающих складчато-блоковое строение фундамента и контролирующих размещение кольцевых структур (рис. 1, 6). В их числе – Луцкая зона мантийных разломов северо-восточного простирания, являющаяся северо-западной границей Волыно-Двинского подвижного пояса, мантийно-коровые разломы: Стоходский – северо-восточного простирания, Владимир-Волынский и Южно-Припятский – субширотного.

Кристаллический фундамент района представляет собой ядро древнейшей консолидации земной коры, переработанное в позднем архее – раннем протерозое, и полностью перекрыт образованиями платформенного чехла ВПП мощностью от 100–200 м на крайнем востоке до нескольких километров на западе. В основании разреза платформенного чехла почти повсеместно залегают терригенные красноцветные отложения полесской серии среднего-верхнего рифея мощностью до 900 м. На них, с эрозионным несогласием, залегают осадочно-вулканогенные породы трапповой формации волынской серии нижнего венда мощностью 300–550 м, представленные базальтами и туфами с прослоями туфопесчаников и аргиллитов. На домезозойском срезе их выходы образуют дуговидную полосу шириной 10–30 км северо-западного и субширотного простирания. Породы трапповой формации перекрыты терригенными отложениями верхнего венда (могилев-подольская и каниловская серии), мощность которых достигает 250 м. Продолжают разрез терригенные формации кембрия максимальной мощностью 550 м и ордовика – до 75 м. На отложениях ордовика и кембрия залегают преимущественно карбонатные породы нижнего и верхнего силура (до 600 м). Их перекрывают морские терригенно-карбонатные породы нижнего девона, терригенные красноцветные образования среднего девона и морские терригенно-карбонатные – верхнего девона. Общая мощность девонских отложений в сопредельных структурах достигает 2500 м. Мезозойские отложения развиты на всей площади района и сложены морскими терригенно-карбонатными породами нижнего-верхнего мела мощностью 30–250 м. Кайнозой представлен терригенными отложениями палеогеновой, неогеновой и четвертичной систем.

Широкое развитие траппового магматизма – характерная особенность района. Магматическая деятельность связана с процессами активизации в платформенную стадию развития (рис.6).

Начальный этап активизации проявился внедрением основной магмы в виде пластообразных силлов, даек, малых интрузий габбро, габбро-долеритов в рифейское время. В отдельных случаях установлено залегание с размывом отложений горбашевской свиты на силлах габбро-долеритов. В западной и южной частях площади силлы и малые интрузии основных пород установлены на домезозойской поверхности.

Интрузии габбро и габбро-долеритов слабо дифференцированы: наиболее развиты мелко- и тонкокристаллические их разности, в центральных частях иногда отмечается лейкократовое пегматоидное габбро. По содержанию оливина выделяются: безоливиновое, оливинсодержащее (<5 %), оливиновое (6–21 %) и троктолитовое (до 30 %) габбро.

Следующим этапом проявления интрузивного магматизма является формирование силлов и даек основных пород, комагматичных широко проявленному в районе эффузивному магматизму трапповой формации волынской серии нижнего венда. Определение возраста габбро-долеритов калий-аргоновым методом указывает на промежуток времени в 620–710 млн. лет, что отвечает интервалу формирования образований волынской серии. Таким образом, интрузивные траппы гипабиссальных фаций можно считать комагматичными по отношению к эффузивам волынской серии.

Химический состав как эффузивных, так и интрузивных фаций траппов волынской серии близок к таковому траппов Сибирской платформы. Большая часть пород трапповой формации (60 % из 350 рассмотренных химических анализов) относится к базальтам нормального ряда натриевой и калиево-натриевой серии. Около 30 % (115 ан.) представлено субщелочными разновидностями базальтов, долеритов, пикробазальтов и пикродолеритов калиево-натриевой и калиевой серии. Кроме того, 10 % (35 анализов) приходится на разновидности с низким содержанием SiO_2 (36–44 %) и повышенным содержанием щелочей (2–4 %), по химическому составу близких к семейству щелочных пикритов. Химический состав основных разновидностей пород трапповой формации субщелочного и щелочного ряда приведен в таблице 6. Содержание хрома, никеля и ванадия, в целом, во всех разновидностях пород близки к кларкам, но иногда могут превышать их в 2–4 раза. Среднее содержание кобальта выше кларкового в 3,6 раза, а меди – в 1,5 и иногда в 10 раз, что является отличительной чертой волынских траппов. Для габбро-долеритов характерны кларковые или несколько превышающие их содержания свинца и цинка, локальная концентрация которых может составить 20–60 кларковых величин.

Физические свойства габбро-долеритов тождественны таковым базальтов ратненской свиты, поэтому они находят такое же отражение в физических полях.

В Волыно-Подольском районе главным свидетельством проявления кимберлитового магматизма девонского возраста являются находки обломков кимберлитов размером до 3–4 см во вторичных коллекторах – гетерогенных брекчиях Кухотсковольского и Серховского проявлений (рис. 6). Обломки кимберлитов по химическому составу, типоморфным особенностям индикаторных минералов являются продуктами разрушения различных, самостоятельных для каждого брекчиепроявления, кимберлитовых трубок алмазоносной фации.

В пределах района выделяется Камень-Каширская, Серховская и Клесовская кольцевые структуры II ранга, размещение которых контролируется субширотными разломами. Эти структуры могут определять положение мантийных магматических диапиров (рис. 6).

На основании анализа геологического строения и тектонической позиции той или иной структуры предполагается, что образование Клесовской структуры связано с формированием крупного магматического очага, обусловившего появление пород лептитовой, метагаббро-диабазовой, латит-риолитовой, долеритовой, субщелочной кварц-сиенит-гранитовой и других формаций, принимающих участие в строении Волыно-Двинского подвижного пояса свекофенно-раннекарельской эпохи складчатости. Камень-Каширская структура сформирована в байкальскую эпоху активизации внедрением в верхние горизонты земной коры толеитовой магмы и образованием пород трапповой формации. Геофизические особенности Серховской структуры центрального типа (мозаичный характер распределения потенциальных полей, отрицательные их значения в центре и обрамление по периферии положительными аномалиями магнитного поля и поля силы тяжести) позволяют предполагать образование её в пределах древнего, возможно архейского, блока земной коры. Это предположение в определенной мере подтверждается реконструкцией P–T условий, выполненных по данным изучения индикаторных минералов кимберлитов из отложений базальных горизонтов осадочного чехла и обломков кимберлитов из гетерогенных брекчий, установленных в пределах района. Время активизации участка земной коры, в пределах которого находится Серховская структура, определяется как девонское, на что указывает наличие обломков верхнесилурийских отложений (известняков, доломитов), сохранившиеся в субширотных (Кухотская, Серховская) зонах разломов.

Кроме кольцевых структур второго ранга, в районе выделяется несколько десятков изометричных структур более высоких рангов, в том числе Тельчинская и Чарторыйская структуры невыясненного генезиса. Тельчинская структура диаметром около 8 км, выявленная по данным магниторазведки, характеризуется кольцево-зональным строением: рифейские образования развиты в ее центре, а по периферии – верхневендские. Структура осложнена многочисленными радиально-кольцевыми разломами высоких порядков и приурочена к области пересечения мантийно-коровых разломов. Чарторыйская структура расположена в узле пересечения коровых разломов, имеет изометричную форму и фиксируется отрицательной аномалией магнитного поля интенсивностью до 160 нТл. В центральной части её выявлены брекчии, состоящие из обломков вмещающих пород, а также обломков пород нижнепалеозойского возраста, которые в настоящее время не сохранились в пределах площади.

В отложениях осадочного чехла Волыно-Подольского района установлены единичные находки и ореолы индикаторных минералов кимберлитов. Наиболее древним промежуточным коллектором пиропов являются песчаные отложения полесской серии среднего-верхнего рифея. Пиропоносность этих отложений изучена очень слабо и крайне неравномерно. На отдельных участках отмечаются в различной степени окатанные осколки и обломки зерен пиропов размером от 0,15 до 0,5 мм в количестве от нескольких до 50 зерен на пробу 20 л. Цвет их сиреневый, розовый, малиново-красный, красный, оранжевый, редко лиловый. По оптико-спектроскопическим параметрам они принадлежат к равномернозернистым лерцолитам с высоким содержанием клинопироксена, частично к вебстеритам и магнезиально-железистым эклогитам. Преобладают умереннокальциевые (CaO – 4,9–5,48 %) и низкохромистые (Cr_2O_3 – 3–4,5 %) разности графит-пироповой фации глубинности (рис. 7). Известны также находки хромшпинелидов и хромдиопсида. По составу и свойствам эти минералы близки к таковым из конгломератов белокоровичской свиты мезопротерозоя и имеют единые с ними, предположительно протерозойские, коренные источники, расположенные на УЩ, скорее всего, в пределах Северо-западного района.

В отложениях горбашевской свиты волынской серии венда встречаются пиропы в количестве 1–14 знаков на пробу (2–56 знаков на 20 л породы). Размер зерен от 0,1 до 0,5 мм. Зерна преимущественно полуокатанные розового, оранжевого, иногда фиолетового цвета. Хромшпинелиды установлены в количестве от 6 до 300 знаков и представлены правильными плоско-гладкогранными октаэдрами, не несущими следов механической обработки, размером до 0,2 мм.

В туфах берестовецкой свиты волынской серии нижнего венда встречены пиропы в количестве от 2 до 109 зерен на пробу в 20 л. Размер их 0,1–0,5 мм. Резко преобладают оранжевые зерна, в подчиненном количестве присутствуют розовые и в единичных знаках – фиолетовые.

В породах могилев-подольской серии установлены пиропы в количестве от 1 до 1900 знаков на 20 л породы, представленные преимущественно мелкими (менее 0,25 мм) осколками неправильной формы бледно-лилового, малиново-розового, оранжево-красного, редко фиолетового цвета. Изредка отмечаются зерна размером до 0,5 мм и в единичных случаях – до 1 мм. По оптико-спектроскопическим параметрам они принадлежат, в основном, к парагенезисам порфировидных и равномернозернистых лерцолитов с высоким содержанием клинопироксена. Это низкохромистые (Cr_2O_3 до 2–3 %), умереннокальциевые (CaO – 4,5–5,5 %) пиропы со значительной примесью альмандинового и гроссулярового компонентов. Редко встречаются зерна пиропа лилового цвета с содержанием Cr_2O_3 и CaO от 5,5 до 6,5 % (рис. 7). В ассоциации с пиропами установлены хромшпинелиды в количестве от 2 до 12 знаков; по размеру, кристалломорфологическим особенностям и составу они близки к хромшпинелидам из пород горбашевской и берестовецкой свит нижнего венда (рис. 8). За пределами района, в пробе, отобранной из обнажений могилев-подольских песчаников на левом берегу р. Горынь, вблизи с. Хотин, обнаружен алмаз светло-желтого цвета, люминесцирующий в УФЛ в оранжевых тонах (рис. 6). Кроме алмаза, в пробе диагностированы разноокрашенные пиропы: фиолетовые (4 зн.), фиолетово-красные (13 зн.), бледно-розовые (5 зн.), красновато-оранжевые (2 зн.) и бледно-оранжевые (36 зн.). Размер 20 зерен крупнее 0,5 мм (класс – 1+0,5 мм), остальные относятся к классу –0,5+0,25 мм. В основном, это угловатые или слабо окатанные обломки, реже – бесформенные осколки, обладающие шероховатой и матовой поверхностью. Здесь же выявлены обломки пород гранат-пироксенового состава размером до 1,5 мм – предположительно эклогитов.

В нижне-среднекембрийских песчаниках встречаются единичные пиропы в виде мелких (0,2–0,4 мм) окатанных зерен оранжево-красного цвета.

Меловые отложения являются первым промежуточным коллектором индикаторных минералов кимберлитов девонского возраста, обломки которых установлены в гетерогенных брекчиях района. В отложениях альбского яруса обнаружены пиропы преимущественно розового и оранжевого цвета. Содержание их составляет, как правило, до 10 зерен на 20 л породы и достигает в ореолах 50–500 знаков на 20 л породы. В базальных частях меловых отложений повышенные содержания пиропов встречаются значительно реже, чем в более высоких горизонтах. Фиолетовые и красные зерна составляют 25 % общего числа. Размер их не превышает 0,5 мм. В большей части проб вместе с пиропами встречаются хромшпинелиды (рис. 8). В сеноманских отложениях содержание пиропов, как правило, составляет 1–3 знака (2–9 знаков на 20 л породы), размер – до 0,5 мм, но встречаются зерна класса – 1+0.5 мм.

Преобладают (67 %) розовые зерна. Поверхность блестящая, часто со следами механического износа. Наиболее высокие содержания пиропов в альбских и сеноманских отложениях установлены вблизи Кухотсковольского, Перекальского и Серховского брекчиепроявлений с кимберлитовым материалом. Здесь же в базальных горизонтах альбского яруса обнаружены единичные зерна размером 1–1,5 мм с реликтами первичных поверхностей. Гранаты пиропового состава из альбских и сеноманских отложений имеют кимберлитовую природу и принадлежат к таким глубинным парагенезисам: дунитов, шпинель-пироповых и ильменитовых перидотитов, равномернозернистых и порфировых лерцолитов, вебстеритов, магнезиальных, магнезиально-железистых и дистеновых эклогитов. Подавляющее большинство их относится к графит-пироповой фации глубинности. Среди пиропов из меловых отложений преобладают низко-среднехромистые (Cr_2O_3 до 1–4 %), умереннокальциевые (CaO – 4–5 %) разновидности. Небольшая часть пиропов представлена высокохромистыми (Cr_2O_3 – 6–8 %) с несколько повышенным содержанием CaO (до 6–7 %) и лишь редкие зерна являются высокохромистыми (Cr_2O_3 – 8–9 %), низкокальциевыми (CaO – 3 %) разновидностями (рис. 7).

Пиропы последней разновидности, установленные в кимберлитах Кухотсковольского проявления, во вторичных коллекторах рифейского и вендского возраста в пределах района не известны.

В палеогеновых кварц-глауконитовых песках района установлены пиропы в количестве от 2 до 10 зерен на 20 л породы. Размер их от 0,2 до 0,5 мм, форма угловато-окатанная, поверхность гладкая, цвет малиново-розовый, фиолетово-розовый, малиновый.

В неогеновых отложениях пиропы обнаружены в единичных знаках, бледно-лилового и красновато-оранжевого цвета, размером 0,2–0,5 мм.

Наиболее полно изучены четвертичные аллювиальные отложения. В современном аллювии р. Стырь установлены самые высокие концентрации пиропов по сравнению со всеми остальными изученными водотоками. В наибольшем количестве пиропы встречены в верховьях р. Стырь – от 45 до 500 знаков на 20 л породы. Как правило, они относятся к классу крупности – 0,25 + 0,1 мм, реже –1,0 +0,5 мм, преимущественно полуокатаны и хорошо окатаны и лишь иногда встречаются неокатанные зерна. В целом, развитые в районе аллювиальные образования сложены мелко- и тонкозернистыми песками и в этой связи мало информативны для поисков коренных источников алмазов.

В южной части района и непосредственно за его пределами в нижнечетвертичных песчано-галечных отложениях выявлены единичные алмазы размером до 0,3 мм.

Следует отметить, что в пределах Волыно-Подольского района в настоящее время нет определений возраста пород фундамента по циркону древнее 2140 млн. лет. В то же время, в обломках кимберлитов Кухотсковольского и Серховского брекчиепроявлений (Кухотско-Серховская площадь) содержатся высокохромистые субкальциевые пиропы (кнорринги-пиропы), образование которых обычно связывают с верхней мантией архейского возраста. На диаграмме Y/Ga – Zr/Y, предложенной Ф. Бойдом и И. Гурнеем (1978), 50 % пиропов из изученных кимберлитов попадают в поле пиропов из архейской верхней мантии (архона, древнее 2500 млн. лет) и около 50 % – в поле пиропов из протерозойской верхней мантии (протона, 2500–1000 млн. лет). Отдельные разновидности пиропов легли в поле пиропов из верхней мантии возрастом моложе 1000 млн. лет (тектона).

Наиболее богаты хромом и бедны кальцием пиропы пород архейской мантии. Пиропы пород архона, протона и тектона деплетированы в отношении иттрия примерно в одинаковой степени. Пиропы тектона сильно деплетированы цирконием и титаном, а пиропы архона и протона, наоборот, заметно обогащены ими в результате наложенного глубинного метасоматоза.

По соотношению $Y–T_{Ni}$ пиропы из архонов, протонов и тектонов занимают обособленное положение; «иттриевый край» для них составляет 1200^0C. Исходя из этого, можно предположить, что мощность литосферы в девоне составляла около 200 км.

Имеющиеся к настоящему времени результаты исследований обломков кимберлитов из брекчий и встречающихся в них мантийных минералов позволяют заключить, что верхняя мантия в пределах Волыно-Подольского района сложена эклогитами, пироксенитами, лерцолитами, верлитами и гарцбургитами. Преобладают в разрезе лерцолиты. Большая часть названных пород принадлежит графит-пироповой фации глубинности. К алмаз-пироповой фации относятся, в основном, гарцбургиты. Нижняя часть литосферной мантии Волыно-Подольского района представляет собой, видимо, тугоплавкий сильно ис-

тощенный рестит гарцбургитового состава. Средняя ее часть сложена преимущественно пироповыми лерцолитами, а верхняя – пироксенитами и эклогитами. Породы верхней мантии формировались в широком интервале температур (от 700 до 1500^{0}С) 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 Кухотсковольского и Серховского брекчиепроявлений.

В обломках кимберлитов названых брекчиепроявлений выявлены высокохромистые магнезиохромиты (Cr_2O_3–64,6 %; Al_2O_3–5,64 %), близкие по составу к таковым, встречающимся в виде включений в алмазах и ксенолитах алмазоносных перидотитов из кимберлитов и лампроитов. Они кристаллизовались в области стабильности алмаза.

Среди пикроильменитов, широко распространенных в обломках кимберлитов, установлены также высокомагнезиальные малохромистые разновидности с низким содержанием гематитового компонента, что сближает их с пикроильменитами из алмазоносных кимберлитов.

Наличие ореолов минералов-индикаторов кимберлитов в разновозрастных породах осадочного чехла и существование «всплесков» их концентраций в полесских и меловых отложениях позволяет предполагать проявление двух фаз кимберлитового магматизма – дорифейской и среднепалеозойской (девонской). Кимберлитовый магматизм дорифейского возраста развит, видимо, в северо-западной части УЩ, а девонского – в пределах Припятского вала.

Территория, примыкающая с юга к Припятской ветви ДДА, наиболее благоприятна для поисков коренных источников алмазов. Предполагается, что объекты поисков сформировались здесь в герцинскую эпоху, т.е. должны прорывать додевонские образования. Особенно благоприятны участки развития немагнитных толщ полесской серии, которые выходят на домезозойскую поверхность (мощностью 30–100 м) в пределах Полесского выступа.

Комплекс критериев и признаков (табл. 2, 4), в том числе широкое проявление вендского траппового магматизма, наличие обломков кимберлитов в гетерогенных брекчиях и данные изучения состава минералов-спутников алмаза в них, свидетельствуют о высокой перспективности района на выявление алмазоносных кимберлитов, близких к кимберлитам трубки Мир и трубки им. В. Гриба (Архангельская алмазоносная провинция). Предполагается, что кимберлитоконтролирующей структурой служит субширотная Кухотская зона разломов. С учетом всех имеющихся данных здесь выделена Кухотско-Серховская перспективная площадь (потенциальное кимберлитовое поле, табл. 5).

КУХОТСКО-СЕРХОВСКАЯ ПЛОЩАДЬ

Кухотско-Серховская площадь (4806 км^2) расположена в северо-восточной части Волыно-Подольского района. Перспективы площади на коренные источники алмазов определяются, прежде всего, присутствием обломков кимберлитов в гетерогенных брекчиях, наличием в нижнемеловых ореолах пиропов алмазной ассоциации, а также другими критериями и признаками, приведенными в таблицах 2, 5. Согласно немногочисленным наблюдениям [67, 68], Кухотско-Серховская площадь характеризуется аномально низкими значениями теплового потока – до 25 мВт/м^2, что указывает на длительную стабильность этой территории и наличие в её пределах блоков II-III порядка с архейским возрастом консолидации (архонов).

Состояние изученности и методика поисковых работ

Исследования в пределах Волыно-Подольского района, в целом, и Кухотско-Серховской площади, в частности, начались с первого этапа развития поисковых работ на алмазы в Украине. В период с 1951 г. и по 1956 г. изучались структурное положения территории и особенности траппового магматизма; по долинам крупных рек проводилось крупнообъемное опробование руслового и террасового аллювия. Первые находки алмазов и минералов-спутников позволили сделать заключение о наличии коренных источников алмазов на изучаемой территории.

В 1955 г. при проведении поисковых работ на бокситы (Г.П. Шраменко и др., трест «Киевгеология») в пределах Кухотско-Серховской площади, в окрестностях с. Кухотская Воля, впервые были вскрыты брекчии сложного состава и неясного генезиса, позднее получившие название гетерогенных.

В 1960–1964 г.г. В.П. Алексеева (ВСЕГЕИ) проводила опробование практически всего разреза осадочного чехла района. В результате были выявлены пиропы в отложениях широкого возрастного диапазона – от верхнепротерозойских до четвертичных включительно. Это ускорило постановку здесь среднемасштабных (1:200000–1:50000) геолого-съемочных и специализированных поисковых работ. С начала 1970-х г.г. поиски коренных месторождений алмазов в районе и на площади впервые в Украине проводятся с заверкой буровыми работами локальных геофизических аномалий. Благодаря этому в 1971 г. вблизи пос. Чарторыйск была обнаружена «трубка взрыва», выполненная брекчией карбонатных пород силура и девона, песчано-глинистых и эффузивных пород венда (О.Г. Яненко и др.).

В 1973–1975 г.г. специализированными поисковыми работами на алмазы в гетерогенных брекчиях в центральной части с. Кухотская Воля были выявлены обломки кимберлитов (Б.Я. Воловник и др.). В 1978 г., при проведении геолого-съемочных работ обломки кимберлитов в близких по составу брекчиях были установлены вблизи с. Серхов (В.Ф. Судовцев и др.).

В 1978 г. создана Ровенская экспедиция ПГО «Севукргеология», основной задачей которой было проведение геологоразведочных работ на алмазы в области сочленения УЩ и ВПП.

В 1975–1980 г.г. Волынской партией Ровенской ГРЭ (С.А. Золотарев и др.) проводились общие поиски алмазов, в процессе которых осуществлялась заверка бурением магнитных, гравитационных и аэрофотоаномалий (63 аномалии, 70 скважин), шлиховое опробование русловых и склоновых отложений в бассейнах р.р. Припять, Стырь, Горынь и Случь (6268 проб), валовое опробование обнажений мезо-кайнозойских пород (27 проб), изучение палеогеоморфологических особенностей площади, поиски участков брекчиепроявлений, содержащих кимберлитовый материал (146 скважин), изучение алмазоносности отложений могилев-подольской серии (23 скважины). Кухотсковольское брекчиепроявление разбурено по сети 40х40 м и 20х20 м (50 скважин), а в пределах Чарторыйской структуры пробурена 1 скважина гл. 1193,5 м и начато изучение Серховского брекчиепроявления.

Установлено, что почти все аномалии в мозаичном поле распространения пород трапповой формации вызваны неоднородностями их строения и различными физическими параметрами (локальное изменение мощности, магнитных свойств, характера намагничения и др.). Аномалии этой группы – изометричные в плане, отрицательные, интенсивностью 200–300 нТл, сопровождаются хорошо выраженными минимумами силы тяжести. Считается, что подобное сочетание геофизических параметров говорит о том, что в покрове траппов имеются локальные участки резкого изменения плотности и намагниченности пород. Заверочное бурение показало, что для таких участков характерна перемежаемость потоков базальтов и пачек пирокластического материала при общей большой мощности вулканогенных образований. Минимумы силы тяжести в данном случае объясняются насыщенностью разреза пирокластическим материалом.

В пределах Бельской зоны разломов, в связи с обнаружением в 1978 г. кимберлитсодержащих брекчий (скв. 1425), были проведены предварительные поисковые работы на участке Серхов. В результате установлено, что Серховское брекчиепроявление приурочено к узлу пересечения субширотного и северо-западного разрывных нарушений, и проявляется в магнитном поле в виде дугообразного минимума, а в гравитационном – субмеридиональным минимумом силы тяжести. Брекчиепроявление вскрыто скважинами в пределах локального минимума силы тяжести, вызванного некоторым разуплотнением пород в узле сопряжения разломов. К северу и югу от скв. 1425 пробурены 4 скважины, вскрывшие в интервале 182,0–326,0 м, главным образом, песчанико-трапповые (в т.ч. песчанико-туфовые) брекчии с крупными глыбами песчаников и алевритов полесской серии. Доломитовые брекчии встречены двумя скважинами в интервале 300,0–308,5 и 315,5–326,0 м. Иногда в верхах разреза вулканитов берестовецкой свиты отмечаются брекчированные туфы.

В 1976–1979 г.г. продолжались поиски кимберлитовых тел на участке Основной, в районе находок обломков кимберлитов в с. Кухотская Воля. Здесь было пробурено 372 скважины общим объемом 70536 п. м (С.А Золотарев и др.). Особое внимание при этом уделялось изучению геологического строения, вещественного состава и продуктивности Кухотсковольского брекчиепроявления. В его

пределах, на площади 0,045 км^2, пробурено 62 скважины. Большая часть их вскрыла брекчии различного литологического состава. Установлено, что они развиты внутри Кухотской зоны разломов, севернее главного тектонического нарушения, и приурочены к широтной системе тектонических нарушений более высокого порядка. Как в плане, так и в разрезе брекчии имеют форму крупных линзообразных тел, при этом вмещающие их полесские песчаники интенсивно дислоцированы. Общее падение тел брекчий на север под углом около 80^o согласуется с падением Кухотской зоны разломов. Брекчии состоят из угловатых и округло-угловатых обломков доломитов, известняков, пород трапповой формации и песчаников, сцементированных песчано-глинистым, туфовым и карбонатным материалом.

В процессе дальнейших работ были выявлены новые брекчиепроявления, приуроченные к восточному продолжению Кухотской зоны разломов: Перекальское и другие, пока не имеющие названий, вскрытые скважинами 836, 621, 2593 и 646. В брекчиях Перекальского проявления встречены зерна пиропов (16 знаков) и пикроильменита, а в брекчиях, вскрытых скважинами 836, 621 и 2593, найдено от 5 до 7 зерен пиропов в каждой; брекчии, вскрытые скважиной 646, не опробовались. В результате проведенного изучения брекчиепроявлений наметились разные точки зрения на их образование. Одни исследователи считали их взрывными, другие – тектоническими, третьи – осадочными. В дальнейшем неоднозначность в определении генезиса кимберлитсодержащих брекчий отрицательно сказалась на эффективности поисков кимберлитов. На площади 8,4 км^2, севернее Кухотсковольского брекчиепроявления, были проведены поиски кимберлитовых тел бурением скважин по сети 200х200 м. Скважинами перебуривались отложения мезокайнозоя с углублением на 5–15 м в верхнепротерозойские образования. При этом исходили из того, что кимберлитовые трубки располагаются в непосредственной близости от кимберлитсодержащих брекчиепроявлений.

С целью выявления ореолов рассеяния индикаторных минералов кимберлитов в базальных слоях мезозойского и кайнозойского осадочного чехла на площади 80,7 км^2 было проведено бурение скважин по сети 1х1 км, что позволило осуществить картирование меловых отложений, реконструировать палеогеографическую обстановку накопления обломочного материала в меловое время и выявить ряд слабоконтрастных ореолов рассеяния пиропа в морских отложениях альбского и сеноманского ярусов. Кроме того, значительное внимание было уделено заверке бурением геофизических аномалий, обнаруженных в процессе наземных и аэромагниторазведочных работ. Всего заверено 50 аномалий, большинство из которых расположены в пределах мозаичного поля, обусловленного породами трапповой формации. Установлено, что возмущающими объектами являются интрузивные и эффузивные породы трапповой формации и, реже, брекчии (брекчиепроявления Перекальское и вскрытые скважинами 621, 646, 836 и 2593). Аномалии, вызванные траппами, по размерам, морфологии и основным параметрам не отличаются от таковых, характерных для кимберлитовых трубок Якутии. Надежные критерии разбраковки магнитных аномалий в сложных мозаичных полях, вызванных породами трапповой формации, отсутствуют.

В 1979–1983 г.г. общие поиски кимберлитов проводились на флангах Кухотской зоны разломов (Б.Н. Махно и др.). В процессе работ, охватывающих площадь 720 км^2, изучено распространение минералов-спутников алмаза в осадочных отложениях, продолжены исследования Кухотского и Перекальского брекчиепроявлений, проведена заверка локальных геофизических аномалий. Общий объем бурения составил 80278 п. м, в том числе: с целью изучения брекчиепроявлений пробурено 38 скважин, для отбора шлиховых проб из базальных горизонтов меловых отложений – 407 скважин, для заверки аномалий (геофизических, геохимических, биолокационных) – 25 скважин. Были отобраны мелкообъемные шлиховые пробы из 21 куста скважин (100 проб). В пределах Кухотсковольского брекчиепроявления пробурено 35 скважин, на Перекальском брекчиепроявлении – профиль из трех скважин. Из керна этих скважин отобрано 297 технологических и шлиховых проб, однако обломки кимберлитов и алмазы в них не обнаружены. Пиропы установлены в 39 пробах из брекчий, хромшпинелиды – в 46, а хромдиопсид – в 4. Изучение 72 зерен пиропов из брекчий Кухотсковольского проявления показало, что пиропы, содержащиеся в брекчиях карбонатного и некарбонатного состава, различаются по ряду признаков. Карбонатным брекчиям присущи фиолетовые зерна, составляющие 75 % из общего числа, в то время как розовые пиропы содержатся в количестве 15 %, а оранжевые – 10 %. Степень сохранности пиропов хорошая или средняя, форма зерен угловатая. На семи зернах пиропов (шесть из них имеют фиолетовую окраску) наблюдаются

реликты келифитовых оболочек. В брекчиях других разновидностей (песчаниковой и туфо-песчаниковой) преобладают окатанные пиропы розового и оранжевого цвета, а фиолетовые – редки.

Из отложений полесской серии отобрано 48 шлиховых проб. В 8 пробах встречены единичные пиропы (всего 11 зерен). Цвет их розовый, оранжевый и фиолетовый. Размер зерен не превышает 0,5 мм (в основном меньше 0,25 мм), сохранность плохая. В грубозернистых отложениях горбашевской свиты волынской серии венда пиропы встречены в 14 пробах (1–28 знаков) из 85 отобранных, хромшпинелиды присутствуют в 8 пробах (ед. зн.). Всего извлечено 63 зерна пиропов, из которых 32 имеют желтую окраску, а 31 – фиолетово-розовую. Зерна окатанные и угловато-окатанные, с блестящими, реже матовыми поверхностями. Размер их меньше 0,5 мм. Наиболее полно опробованы отложения альбского и сеноманского ярусов меловой системы, так как методически работы были ориентированы на поиски среднепалеозойских кимберлитов. Из отложений альбского яруса отобрано 699 шлиховых проб и в 287 из них обнаружены пиропы (всего 1627 зерен) преимущественно розового и оранжевого цвета. Фиолетовые и красные зерна составляют 25 % общего числа. Размер не превышает 0,5 мм. В 197 пробах встречены хромшпинелиды. Для альбских отложений характерно, в основном, равномерное распределение пиропов по площади. Содержание их составляет, как правило, до 10 зерен на 20 л породы. В разрезе отложений альбского яруса этот минерал распределен неравномерно: в базальных частях повышенные содержания пиропов встречаются значительно реже, чем в более высоких горизонтах. Шлиховому опробованию подвергнут весь разрез нижнесеноманских отложений. Зерна пиропов обнаружены в 157 пробах из 370 отобранных. Содержание их, как правило, составляет 1–3 знака, размер – до 0,5 мм. В 6 пробах пиропы относятся к классу – 1+0,5 мм. Преобладают (67 %) розовые зерна. Поверхность блестящая, часто со следами механического износа. В 7 пробах найдены единичные знаки хромшпинелидов. Из отложений верхнего сеномана отобрано 298 проб и в 80 пробах обнаружены пиропы размером 0,1–0,3 мм. Преобладают розовые окатанные зерна с шероховатыми поверхностями.

С целью выявления кимберлитовых тел было заверено бурением 8 локальных магнитных аномалий и пять литогеохимических аномалий мультипликативных показателей кимберлитового магматизма, выделенных С.И. Харьковым (ЦТЭ) в альбских отложениях и расположенных в Кухотской зоне разломов в непосредственной близости от брекчиепроявления. Результат заверки отрицательный.

В 1980–1985 г.г. поисковые работы продолжались на Серховском брекчиепроявлении и участке Основной Кухотсковольского брекчиепроявления (Ю.В. Попович и др.). На Серховском брекчиепроявлении пробурено 200 скважин. Бурение проводилось с целью изучения пиропоносности меловых отложений с отбором шлиховых проб (39 скважин), для изучения структурно-тектонических особенностей Серховского брекчиепроявления (15 скважин) и Серховской палеовулканической постройки (28 скважин). Проведены поиски брекчий в Бельской зоне разломов (35 скважин), сопровождающиеся мелкообъемным опробованием по 28 скважинам. Заверено 50 геофизических аномалий (56 скважин), изучались геохимические ореолы (11 скважин). На участке Основной пробурено 232 скважины. С целью прямых поисков кимберлитов пробурено 92 скважины по сети 50х50 м и 9 скважин по сети 100х100 м. Для заверки геофизических аномалий пробурено 33 скважины, для изучения геохимических аномалий в меловых отложениях – 94 скважины. С целью изучения ореолов рассеяния пиропов и отбора мелкообъемной пробы пробурен куст из 5 скважин.

В 1983–1985 г.г. Кухотско-Серховская площадь была покрыта аэромагнитной съемкой масштаба 1:10000 (Т.С. Нечаева, В.В. Нечаев), в результате выделены 233 аномалии, которые впоследствии уточнялись на местности и детализировались наземной магнитной съемкой. При производстве наземных магниторазведочных работ дополнительно было выделено 400 аномалий. Наземные магнитные съемки выполнены по сети 100 х 50 м, редко – 25 х 20 м (О.Г. Яненко, В.Г. Нурмухамедов). Погрешность наблюдений составила ± 3 – 7 нТл, что является недостаточным для выделения слабоинтенсивных (10–20 нТл) магнитных аномалий, а именно такой интенсивности аномалии наблюдаются над гетерогенными брекчиями. На Кухотско-Серховской площади были выполнены также профильные сейсморазведочные наблюдения МОВ-ОГТ (Л.М. Шимкив, С.С.Давидович), результаты которых были использованы для изучения строения фундамента и особенностей морфологии тектонических нарушений.

В 1985–1993 г.г. в пределах Перекальского и Кухотсковольского брекчиепроявлений продолжались поисковые работы (Б.Н. Махно и др.). За этот период пробурено 929 скважин. Бурение выполнялось с

целью изучения ореолов минералов-спутников алмазов по сети 100х100 м (263 скважины), отдельными профилями с шагом 500 м (128 скважин). Из базальных горизонтов четвертичного, неогенового, палеогенового, мелового и вендского возрастов были отобраны мелко- и крупнообъемные пробы (28 проб из 23 скважин). Проводилась заверка геофизических, геохимических, шлиховых аномалий с учетом результатов дешифрирования аэрофотоснимков (515 скважин). Выполнялась наземная магнитная съемка масштаба 1:5000 – 1:10000 с последующим выделением магнитных аномалий трубочного типа, с привлечением данных гравиразведки и электроразведки, для заверки бурением. Шлиховому опробованию подвергались отложения базальных горизонтов полесской, волынской, могилев-подольской серий, альбского и сеноманского ярусов, а также современные аллювиальные отложения. В отложениях всех указанных стратиграфических подразделений выявлены пиропы, в основном, окатанные и слабоокатанные, в количестве от 1 до 37 зерен (размером до 0, 5мм) на 20-л пробу. Наличие шлиховых ореолов пиропов в разновозрастных отложениях позволило сделать вывод о существовании дополесского, доволынского и герцинского этапов кимберлитового магматизма.

За весь период поисковых работ до 1991 г. в пределах Кухотско-Серховской площади изучено наземной площадной магниторазведкой 544 аномалии, рекомендовано к бурению – 199, к доизучению комплексом геофизических методов – 166, заверено бурением – 161 аномалия. Трубки кимберлитового состава не выявлены. По результатам заверки аномалий бурением установлено, что они обусловлены в 130 случаях мелкоблоковым строением толщи нижневендских траппов, либо изменениями магнитных свойств этой толщи; в 1 случае – намагниченными вулканомиктовыми породами могилев-подольской серии; 6 аномалий связаны с повышенным содержанием магнетита в отложениях плотика меловых палеодолин, 1 аномалия вызвана крупноглыбовыми обломками траппов на немагнитной домезозойской поверхности и 8 аномалий – гетерогенными брекчиями, вмещающими обломки пород трапповой формации и участками имеющими цемент трахитового состава. В целом, поисковые работы в масштабе 1: 50000 выполнены на площади 415 км^2, в масштабе 1:25000 – 1:10000 – на площади 10,6 км^2. Сеть поисковых скважин составила 40 х 40 м непосредственно на площади Кухотсковольского брекчиепроявления и от 200х200 м до 1х1 км на Кухотском и Перекальском поисковых участках.

С 1991 г. основное внимание было сосредоточено на переинтерпретации результатов предшествующих исследований, в первую очередь, геофизических данных с помощью современных компьютерных технологий, изучении вещественного состава брекчий и пород трапповой формации и выявлении среди них разновидностей пород, комагматичных кимберлитам (Ю.В. Попович и др., И.В. Тараско, В.Г. Нурмухамедов). В 2000 г. возобновлены поисковые работы на перспективных участках – Кухотском, Перекальском, Серховском и Липнянском.

В комплекс геолого-геофизических работ по поискам кимберлитов на Кухотско-Серховской площади входят: картирование шлиховых ореолов рассеяния индикаторных минералов кимберлитов в меловых отложениях, выявление аномалий трубочного типа геофизическими методами, заверка аномалий бурением. В силу литолого-фациальных особенностей базальных горизонтов меловых отложений, развитых в пределах площади, шлиховое опробование может вывести на объект рангом кимберлитовое поле – куст кимберлитовых тел. Определение мест заложения поисковых скважин осуществляется с помощью геофизических методов: магниторазведки, гравиразведки, электроразведки. Применение геофизических методов основано на различии физических свойств кимберлитовых трубок и вмещающих пород (таблица 7).

Наиболее благоприятны для их проведения территории с осадочным чехлом, сложенным меловыми отложениями и песчаной толщей полесской серии. Здесь слабоконтрастные магнитные и электроразведочные аномалии, обусловленные кимберлитовыми телами, должны выделятся среди неплотных и немагнитных образований. Такими, в частности, являются участки Кухотский, Перекальский, Липнянский и Заречнянский. В менее благоприятных условиях находится Серховский участок и в неблагоприятных – участок Городокский, где породы волынской серии представлены полным разрезом и выходят непосредственно на домезозойскую поверхность.

В зависимости от геологической обстановки наблюдаемые аномалии физических полей и их трансформации могут иметь различный знак (табл. 8).

Таблица 7

Физические свойства пород Кухотско-Серховской площади

Наименование пород	Магнитная восприимчивость $x10^{-5}$ ед. СИ; min-max среднее	Остаточное намагничение $x10^{-5}$ ед. СИ; min-max среднее	Удельная плотность, г/см^3; min-max среднее	Удельное сопротивление, Ом/м; min-max
Габбро	0–3500 400	0–120 70	2,66–3,26 2,85	n100–n1000
Гранодиориты	0-600 10	0–250 3	2,59–2,76 2,70	n1000
Граносиениты	0–150 20	0–30 5	2,55–2,80 2,62	n1000
Мигматиты кислого состава	0–300 10	0–70 3	2,52–2,73 2,62	n100–n1000
Породы вулканогенно-осадочного чехла:				
Песчаники полесской серии (средний-верхний рифей)	не магнитны	не магнитны	2,04–2,25 2.13	30–60
Силлы габбро-долеритов (верхний рифей)	0–2000 400	0–600 40	2,76–2,86 2,82	350–10000
Базальты волынской серии (нижний венд)	10–1000 350	5–1000 150	2,45–2,79 2,76	300–900
Лавобрекчии волынской серии (нижний венд)	0–100 35	10-500 75	2,00–2,60 2,18	10–150
Туфы волынской серии (нижний венд)	0–200 20	0–100 5	1,95–2,30 2,10	5–40
Песчаники, алевролиты, аргиллиты могилев-подольской и каниловской серий, в т.ч. вулканомиктовые (венд-кембрий)	0-50 0–1	0-8 0–1	1,90–2,45 2,15	19–35
Песчаники, алевролиты, аргиллиты кембрия	не магнитны	не магнитны	1,85–2,60 2,10	19–35
Известняки, мергели, доломиты силура	не магнитны	не магнитны	2,15–2,75 2,45	190–320
Гетерогенные брекчии	0–500 75	0–100 15	2,20–2,65 2,45	60–300
Кимберлиты девона (Кухотская Воля)	19-50	не изучено	2,15–3,0 2,35	не изучено

Таблица 8

Ожидаемый знак аномалий над кимберлитовыми телами в различных геологических условиях

Вмещающие породы	Метод исследований и характер поля		
	магниторазведка	гравиразведка	электроразведка
Полесская серия: песчаники, алевролиты (средний-верхний рифей)	+	+	+
Габбро-долериты (верхний рифей)	–	–	–
Базальты волынской серии (нижний венд)	–	–	–
Туфы волынской серии (нижний венд)	+	+	+
Могилев-подольская и каниловская серии: песчаники и алевролиты (верхний венд- кембрий)	+	+	+
Терригенные отложения (ордовик, силур)	+	+	+
Карбонатные отложения (ордовик, силур)	+	–	–

Сейсморазведка методами КМПВ и МОВ – ОГТ помогает уточнить тектоническую обстановку изучаемой площади, оценить уровень среза того или иного блока земной коры. Использование детальной сейсморазведки МОВ – ОГТ, особенно в модификации 3Д, позволяет картировать объемное положение искомых объектов.

За все время проведения поисковых работ на Кухотско-Серховской площади (начиная с 1975 г.) выявлено 646 аномалий магнитного поля как по данным аэромагнитной съемки масштаба 1:10000 (233 аномалии), так и наземной – масштабов 1:10000 и 1:2000 (413 аномалий). Магнитные аномалии изучались дополнительно гравиразведкой и электроразведкой (ЗСБ). Было рекомендовано к бурению 212 аномалий, разбурено 166 аномалий, рекомендовано для доизучения геофизическими методами 174.

Локальные магнитные аномалии вызваны гетерогенными (тектоническими и взрывными) брекчиями, мелкой блокировкой пород трапповой формации нижнего венда либо их останцами среди пород полесской серии, а также отложениями палеодолин кайнозойского или мелового возрастов, обогащенными россыпным магнетитом и титаномагнетитом. Природа части аномалий (около 12 %) осталась не выясненной.

Несмотря на большой объем проведенных геологических и поисковых работ плотность шлихового опробования на алмазы Кухотско-Серховской площади остается крайне неравномерной. В пределах Кухотско-Вольского и Серховского брекчиепроявлений она достигает 50 точек (скважин) на 1 км^2.

Особенности геологического строения кристаллического фундамента

В строении Кухотско-Серховской площади принимают участие геологические образования двух структурных этажей: кристаллического фундамента и вулканогенно-осадочного чехла. В связи с тем, что кристаллический фундамент перекрыт осадочным чехлом значительной мощности, его породы вскрыты лишь единичными скважинами и поэтому слабо изучены. Представления о строении и составе докембрийского фундамента основываются, главным образом, на идентификации физических полей с детально исследованными районами УЩ и его склонов.

В тектоническом отношении кристаллический фундамент Кухотско-Серховской площади отвечает двум различным по возрасту и строению геоструктурам: восточная часть площади – Волыно-Двинскому подвижному поясу и западная часть площади – Волынскому блоку (рис. 9).

Породы фундамента, развитые в северо-западной части **Волыно-Двинского подвижного пояса,** выходят на домезозойскую поверхность в восточной части площади, в пределах Рожковского горста и Дубровицкого поднятия, где они изучены при проведении геолого-съемочных работ. Фундамент залегает под отложениями молассоидов рифея и карбонатно-терригенными породами мезо-кайнозоя, мощность которых варьирует от 60 до 300–450 м. Он сложен метаморфизованными вулканогенными и вулканогенно-осадочными образованиями лептитовой формации клесовской серии и интрузивными породами осницкого комплекса мезопротерозоя.

Клесовская серия представлена преимущественно лептитами и лептитовыми гнейсами (метаморфизованными эффузивами кислого состава), залегающими в виде небольших ксенолитов среди гранитоидов осницкого комплекса. Лептиты имеют существенно кварц-полевошпатовый состав с небольшой примесью биотита. Среди них встречаются прослои гнейсов с повышенным содержанием биотита и амфиболов, амфибол-биотитовых сланцев и амфиболитов – метаморфизованных вулканитов среднего и основного состава. Иногда отмечаются останцы роговообманковых диабазов и диабазовых порфиритов с реликтами офитовой структуры. По химическому составу вулканиты клесовской серии принадлежат к классу пересыщенных кремнеземом пород, умеренно богатых и богатых щелочами. Породы повышенной основности (амфиболиты, зеленокаменные сланцы и др.) выделяются в магнитных полях положительными аномалиями. Над остальными разновидностями пород наблюдаются нормальные и слабо отрицательные потенциальные поля. По данным U-Pb датировок по циркону верхняя возрастная граница пород клесовской серии находится в пределах 1900–1950 млн. лет.

Преимущественным развитием в северо-западной части Волыно-Двинского подвижного пояса, по геофизическим данным, пользуются интрузивные образования осницкого комплекса: граниты, гранодиориты, диориты и габброиды. Они обуславливают положительные магнитные и гравитационные аномалии, интенсивность которых зависит от основности пород.

Биотитовые и амфибол-биотитовые граниты являются самыми распространенными породами комплекса. Над гранитами наблюдаются отрицательные магнитные аномалии интенсивностью до 100 нТл и

положительные гравитационные аномалии интенсивностью до 0,7 мГл. Диориты и гранодиориты встречаются в виде маломощных тел среди основных пород. Габбро уверенно фиксируются положительными аномалиями магнитного поля интенсивностью 200–700 нТл и локальными аномалиями силы тяжести интенсивностью 0,3–1,0 мГл.

В целом, северо-западная часть Волыно-Двинского подвижного пояса характеризуется напряженным магнитным полем (от –500 до +2000–5000 нТл) и высокими значениями остаточных гравитационных аномалий (от –5,0 до +10,0 мГл) (рис. 10, 11). Аномалии потенциальных полей вытянуты, как и пояс, в северо-восточном направлении и обусловлены контрастными различиями физических свойств вулкано-плутонических образований. Западная граница подвижного пояса приурочена к Луцкой зоне разломов мантийного заложения. Центральная часть этой зоны является горстом – здесь обнажены самые нижние горизонты полесской серии рифея и интенсивно милонитизированные породы осницкого интрузивного комплекса.

По геофизическим данным в пределах подвижного пояса выделяется фрагмент радиально-кольцевой аномалии II порядка диаметром около 50 км зонального строения и ряд кольцевых аномалий III порядка. Эти аномалии обусловлены наличием вулкано-плутонических структур центрального типа свекофенно-карельской эпохи складчатости. Клесовская структура II порядка приурочена к сочленению Луцкой и Кухотской зон глубинных разломов, заложение которых произошло в мезопротерозое (рис. 9). По данным палеогеографических реконструкций эта область подвижного пояса в альбе представляла собой сушу, с которой происходил снос материала, а в сеномане – мелководное море с небольшими островами (рис. 12). Минералы-спутники алмаза здесь не обнаружены. Структурное положение этой части площади (в пределах подвижного пояса с погружением его тектонических ограничений в юго-восточном направлении под углом 40–60^0) предполагает низкую перспективность ее на коренные источники алмазов.

Основную часть фундамента Кухотско-Серховской площади слагают докембрийские породы **Волынского блока**. Они залегают на больших глубинах и вскрыты одиночными скважинами. Поверхность их погружается в западном и юго-западном направлении от 200 – 450 до 900–1200 м. О возрасте и составе пород фундамента имеется очень мало данных. Большинство исследователей относит стратифицированные метаморфические образования к низам тетеревской серии палеопротерозоя (виленской свите). Они встречаются в виде реликтов среди ультраметаморфических образований житомирского комплекса и представлены гнейсами биотитовыми, гранат-биотитовыми, силлиманитовыми и андалузит-силлиманитовыми с отчетливой грубой слоистостью. Структура гнейсов лепидобластовая, мозаичная, катакластически-очковая. Отмечаются также бластопорфировые структуры, указывающие на возможную эффузивную природу части гнейсов. Основная же масса гнейсов образовалась в результате метаморфизма песчано-глинистых отложений. Для силлиманитсодержащих разностей гнейсов характерно присутствие акцессорной темно-зеленой шпинели. Гранатсодержащие гнейсы содержат зерна альмандина размером до 1 мм. Для района развития пород виленской свиты характерны нормальные слабоотрицательные магнитные и гравитационные поля. Изотопный возраст циркона из андалузит-силлиманитовых гнейсов 2130 млн. лет.

В пределах Кухотско-Серховской площади широко развиты мигматиты кислого и среднего состава, граниты и гранодиориты житомирского комплекса. Они образуют положительные магнитные аномалии интенсивностью +50 +200 нТл и положительное гравитационное поле интенсивностью до +1,5 мГл (рис. 10, 11).

Для этой части Волынского блока характерно существенно изометричное распределение аномалий потенциальных полей, что послужило основанием некоторым исследователям высказать предположение о существовании здесь кратонизированной земной коры допротерозойского возраста консолидации (М.М. Парфенюк, Ю.В. Попович и др.).

Кристаллический фундамент перекрыт чехлом вулканогенно-осадочных и осадочных пород общей мощностью от 60-70 м в восточной части площади до 500-600 м в западной и до 1200 м в её юго-западной части. В составе чехла выделяются молассоиды рифея, вулканогенно-осадочные и осадочные породы венда, терригенно-карбонатные отложения кембрия, ордовика, силура и мела, континентальные (аллювиальные, водно-ледниковые, озерные и болотные) отложения четвертичной системы.

Ореолы индикаторных минералов кимберлитов в отложениях осадочного чехла

Полесская серия (средний – верхний рифей) распространена на площади практически повсеместно; исключение составляют лишь Рожковский горст и Дубровицкое поднятие в пределах Осницкой ветви Волыно-Двинского подвижного пояса. В разрезе полесской серии выделяется от двух до пяти седиментационных ритмов, сложенных песчаниками, алевролитами и аргиллитами общей мощностью от 200 до 600 м, в восточной части площади они выходят на домезозойскую поверхность и имеют мощность до 480 м.

Накопление этих отложений происходило в обширном мелководном бассейне. Процесс осадконакопления неоднократно прерывался в связи с воздыманием территории, о чем свидетельствует наличие линз и прослоев грубозернистых отложений в подошве седиментационных ритмов. Информативным для поисков дополесских кимберлитов является базальный горизонт первого ритма.

Отложения полесской серии изучены на индикаторные минералы кимберлитов слабо. На Серховском проявлении из 62 отобранных проб пиропы выявлены только в 5 пробах, где их содержание колеблется от 1 до 15 знаков на 20 л пробы. Размер зерен менее 0,5 мм, сохранность плохая, цвет преимущественно розовый. На Кухотсковольском проявлении отобрано 48 проб, в том числе10 из подошвы первого ритма. Пиропы встречены в 8 пробах в количестве 11 зерен розовой и оранжевой окраски и 3 зерна лилового цвета размером 0,25 мм. Сохранность зерен плохая. На участке Перекалье пиропы выявлены в одной пробе (скв.965) в количестве 6 знаков плохой сохранности. Закономерности в распределении пиропов в отложениях полесской серии не установлены. Предполагается, что они являются продуктами дальнего переноса.

На молассоидах рифея со стратиграфическим несогласием залегают породы вулканогенно-терригенной формации волынской серии нижнего венда. Толща волынской серии снизу вверх сложена песчаниками, алевролитами и их вулканомиктовыми разностями горбашевской свиты, базальтовыми туфами бабинской свиты, толеитовыми базальтами и туфо-лавобрекчиями ратненской свиты, туфами перекальской свиты. Западнее и южнее рассматриваемой площади, между отложениями горбашевской и бабинской свит, картируется толща базальтов и их лавобрекчии заболотьевской свиты.

Горбашевская свита мощностью 40–50 м сохранилась от размыва в западной части площади. В её подошве залегают неритмично переслаивающиеся алевролиты и аргиллиты со значительной примесью псаммитового и гравийно-щебнистого материала. Для верхней части горбашевской свиты характерны разнозернистые аркозовые пески и песчаники с прослоями алевритов и аргиллитов и мелкой галькой кристаллических пород фундамента. Эти отложения участками обогащены туфовым материалом, свидетельствующим о начале проявления траппового магматизма. На Серховском участке среди осадочных пород встречены единичные потоки базальтов мощностью 13–18 м.

В районе Серховского брекчиепроявления в отложениях горбашевской свиты установлены пиропы в количестве от 1 до 10 знаков и лишь в 10 пробах их содержание превышает 50 зерен. Преобладающий размер их меньше 0,5 мм. Сохранность зерен плохая. Цвет, в основном, оранжевый и розовый, фиолетовые зерна составляют менее 5 %. Пиропы большей частью низкохромистые умереннокальциевые лерцолитового парагенезиса графит-пироповой фации глубинности.

На Кухотсковольском брекчиепроявлении пиропы обнаружены в 14 пробах из 85 отобранных. Содержание их достигает 80 знаков на 20 л пробы. Зерна полуокатанные и окатанные, цвет розовый, оранжевый, красный и фиолетовый, размер до 0,5 мм. Содержание Cr_2O_3 колеблется от 2,22 до 6,25 %, CaO – от 4,78 до 5,73 %,. Ореолы пиропов пространственно тяготеют к брекчиепроявлению. Кроме пиропов, в пробах встречены единичные зерна хромшпинелидов.

Преобладающее количество пиропов из отложений горбашевской свиты относится к продуктам дальнего переноса.

Бабинская свита представлена толщей пирокластических образований основного состава мощностью до 120 м, залегающей несогласно на подстилающих породах и моноклинально погружающейся на запад и юго-запад. Наибольшим распространением среди них пользуются витрокластические туфы, состоящие из обломков вулканических стекол, есть также литокластические туфы со значительным количеством обломков базальтов. Туфы обычно слоистые с цементом базального, реже контактово-порового,

крустификационного или пленочного типов. В состав цемента входят цеолиты, хлориты, кварц, халцедон, кальцит, гидрооксиды железа. По химическому составу туфы далеко не всегда отвечают базальтам ратненской свиты. Среди них выделяются разновидности с высоким содержанием MgO, близкие по составу к пикрито-базальтам и пикритам. Магнитная восприимчивость туфов составляет 10–15x10^{-5} ед. СИ, плотность варьирует от 1,95 до 2,2 г/см^3. Туфам отвечают слабо дифференцированные, главным образом, отрицательные магнитные поля.

Из отобранных 230 проб пиропы установлены в 43 пробах общим количеством около 88 зерен. Средний размер их составляет 0,2–0,5 мм. Цвет желтый, оранжевый и розовый. Пиропы относятся к эклогитовому и лерцолитовому парагенезисам. Сохранность зерен плохая.

Для туфов бабинской свиты характерно наличие хромшпинелидов двух генераций (Ю.С. Цымбал и др., 2003). Более ранняя из них представлена высокохромистыми (Cr_2O_3 – 40–55 %) и высокомагнезиальными (MgO – 10–16 %) хромшпинелидами с низким содержанием TiO_2 (<0,5 %), более поздняя – умеренохромистыми (Cr_2O_3 – 30–40 %), низкомагнезиальными (MgO<10 %) разновидностями, обогащенными TiO_2 (до 4 %). Хромшпинелиды первой генерации кристаллизовались в верхней мантии на значительной глубине (около 140 км), а второй – скорее всего в промежуточной камере, располагавшейся вблизи границы верхняя мантия – кора. Низкое содержание ZnO (до 0,25 %) в хромшпинелидах обеих генераций указывают на высокотемпературный характер расплава, из которого они образовались. В пользу этого свидетельствуют находки в хромшпинелидах включений клинопироксенов типа диопсида или пижонита.

Ратненская свита распространена в западной и юго-западной части площади и представлена, в основном, чередованием потоков базальтов и разделяющих их прослоев туфов, туфо-лавобрекчий, конгломератов, туфогравелитов и туфопесчаников. Мощность отдельных потоков составляет от 10 до 60 м, мощность свиты достигает 100 м.

Текстура базальтов массивная и миндалекаменная, последняя характерна для краевых и фронтальных зон потоков. Структура гиалоофитовая, гиалопилитовая в кровле потоков, толеитовая и интерсертальная в центральной части. Главные породообразующие минералы – плагиоклаз и моноклинный пироксен, образующие часто вкрапленники и микровкрапленники. Изредка встречаются кресто- и розетковидные срастания плагиоклаза, а также плагиоклаза и авгита. Из рудных минералов наиболее развит титаномагнетит. В переменных количествах отмечены палагонит, анальцим, альбит, хлорит, кальцит. По минеральному составу базальты ратненской свиты относятся к авгитовым базальтам нормального ряда. На классификационной диаграмме ($Na_2O + K_2O$) – SiO_2 они попадают в поле толеитов или в ограниченную область между толеитами и щелочными базальтами. Для низкощелочных их разновидностей характерно низкое содержание K, P, Nb, TR и других некогерентных элементов. В то же время они значительно обогащены V, Cu, Zr. Петрохимические и геохимические особенности базальтов указывают на то, что исходный для них расплав имел основной состав и образовался в результате плавления в верхней мантии деплетированного пиропового лерцолита при незначительном привносе некогерентных элементов. Степень парциального плавления лерцолита была сравнительно высокой, о чем свидетельствует большой объем выплавки, однако недостаточной для полного плавления пиропа, в связи с чем последний обеднялся легкоплавкими и обогащался тугоплавкими компонентами и оставался в составе ортопироксен-оливинового рестита. Отделение расплава от рестита произошло, как это следует из определений Sm–Nd возраста базальтов ратненской свиты по модели деплетированной мантии, более 1560 млн. лет тому назад, а достиг дневной поверхности он 600–550 млн. лет назад.

Базальты ратненской свиты обладают магнитной восприимчивостью от 10 до 6000x10^{-5} СИ, остаточной намагниченностью – от 5 до 3000x10^{-5} СИ, повышенной плотностью – от 2,4 до 2,96 г/см^3. Они картируются мозаичным, высокоградиентным магнитным полем интенсивностью от десятков до сотен, редко первых тысяч нТл. Интенсивность аномалий зависит от глубины залегания пород свиты.

В последнее время на Перекальском участке выше базальтов ратненской свиты установлена толща туфов мощностью до 60 м, названная перекальской. В базальной части толщи туфы представлены агломератовыми разновидностями, в средней – крупнообломочными, в верхней – крупно- и среднеобломочными с прослоями аргиллитов и алевролитов. Цемент туфов поровый, контактовый, реже базальный. По составу он слюдистый, карбонатный или смешанный. По химическому составу – туфы существенно отличаются от преимущественно толеитовых базальтов ратненской свиты высоким содержанием K_2O и низким CaO

и Na_2O. Вулканическое стекло – основная составляющая туфов – представлено двумя разновидностями разного химического состава. Для первой характерно высокое содержание MgO (10–21 %) и низкое K_2O (0,2–0,8 %), для второй MgO составляет 6–14 %, а K_2O – 2–5 %.

Стратиграфически выше образований трапповой формации нижнего венда в западной и юго-западной частях площади залегает толща терригенных образований верхнего венда: могилев-подольской и каниловской серий, образовавшихся как за счет разрушения местных нижележащих пород, так и сноса терригенного материала с УЩ. Разрезы серий представлены вулканомиктовыми и терригенными песчаниками, алевролитами и аргиллитами общей мощностью около 350 м.

Могилев-подольская серия (верхний венд). Формирование отложений базальных горизонтов серии (чарторыйская свита) проходило в мелководном морском бассейне. Терригенный материал сносился как с территории, занятой вулканитами трапповой формации, так и с поднятий кристаллического основания. Отложения представлены аркозовыми, полевошпат-кварцевыми и вулканомиктовыми песчаниками.

Из базальных горизонтов отобрано 597 проб, в 165 из них обнаружены пиропы и в 2 – пикроильменит. Пиропы мелкие – до 0,25 мм, редко до 0,5 мм, оранжевые и розовые, низкохромистые (Cr_2O_3 – 2–3 %) и умереннокальциевые (CaO – 4,5–5,5 %), большинство из них принадлежит к лерцолитовому парагенезису. Изредка встречаются пиропы лилового цвета с содержаниями хрома и кальция до 6,5 % парагенезиса шпинель-гранатовых перидотитов.

Особенности морфологии зерен пиропов из отложений низов могилев-подольской серии рассматриваемой площади не позволяют прогнозировать проявления нижневендского кимберлитового магматизма.

Кембрийские отложения (балтийская серия) известны только в юго-восточной части площади, где они перекрывают образования венда. Представлены кварц-полевошпатовыми песчаниками, аргиллитами и алевролитами (ровенская и стоходская свиты) общей мощностью до120 м.

Отложения верхнего ордовика-нижнего силура установлены лишь в юго-западном углу площади. Они представлены известняками, мергелями, в базальной части толщи кварцевыми песчаниками. Мощность их составляет 8–20 м. В пределах Кухотско-Серховской площади палеозойские отложения не изучались на индикаторные минералы кимберлитов.

Породы вендского и палеозойского возраста имели значительно большее распространение в пределах этой площади, так как в гетерогенных брекчиях из Кухотсковольского, Перекальского, Серховского и Чарторыйского участков найдены обломки мергелей, известняков, доломитов с фауной силура и предположительно нижнего девона. Эти отложения были эродированы в герцинскую эпоху, во время формирования Волынского палеозойского поднятия.

На размытой поверхности домезозойских пород залегают морские карбонатно-терригенные отложения альбского и сеноманского ярусов (владимирецкая свита) меловой системы.

Владимирецкая свита (альб-сеноман) – первый промежуточный коллектор продуктов среднепалеозойского кимберлитового магматизма. Слагающие её породы формировались в условиях нарастающей трансгрессии моря в позднеальбское (нижняя подсвита) и раннесеноманское (верхняя подсвита) время.

В позднеальбское время Кухотско-Серховская площадь представляла собой архипелаг разных по конфигурации и размеру островов, разделенных относительно узкими и глубокими проливами преимущественно северо-восточного направления. Острова сложены в основном песчаными отложениями полесской серии среднего-верхнего рифея и частично туфами и базальтами волынской серии нижнего венда, иногда в их пределах обнажаются силлы субщелочных габбро-диабазов. Эти острова служили главным источником терригенного материала для образования альбских отложений. Последние представлены на склонах поднятий островного типа гравелитами, конгломератами с карбонатно-кремнистым цементом, плохо сортированными песками и песчаниками, насыщенными детритовым материалом. Мощность их составляет менее 10 м. На удалении от поднятий мощность альбских отложений увеличивается до 30–60 м, а в мульдообразных прогибах (опущенных блоках?) достигает 200 м. Здесь преобладают органогенно-детритовые известняки с примесью песчано-гравийного материала, глауконитсодержащие пески и алевролиты. Для них характерно широкое развитие окремнения. В конгломератах среди галек преобладает местный материал (базальты, туфолавы, габбро-диабазы, песчаники), но встречаются и экзотические породы – кремнистые яшмоиды, кислые вулканиты, гранитоиды и др.

В альбских отложениях обнаружены индикаторные минералы кимберлитов: пироп, пикроильменит, хромшпинелиды, хромдиопсид. Они образуют языкообразные ореолы площадью 1–6 км^2, располагающиеся на склонах островных палеоподнятий (рис. 12). Содержание пиропов в ореолах варьирует от 10 до 200 знаков на 20 л пробы и лишь в единичных случаях достигает 500 знаков. Сохранность зерен плохая, редко – хорошая. Размер их обычно меньше 0,5 мм, иногда – до 1–2 мм. Для наиболее крупных зерен характерно наличие реликтов первичных поверхностей. Цветовая гамма пиропов: розовые – 72 %, лиловые и фиолетовые – 17 %, красные и малиновые – 11 %. Среди них преобладают низко- среднехромистые (Cr_2O_3 – 1–4 %) умереннокальциевые (CaO – 6–7 %) разновидности. Редко встречающиеся пиропы с высоким содержанием Cr_2O_3 (8–9 %) и низким содержанием CaO (<4 %) подобны таковым из обломков кимберлитов, обнаруженных в брекчиях Кухотсковольского проявления. Пиропы относятся к лерцолитовому, верлитовому, гарцбургитовому и эклогитовому парагенезисам.

Кроме ореолов пиропов, развитых вблизи Кухотсковольского и Серховского проявлений кимберлитов, выявлен ряд слабоконтрастных ореолов в альбских отложениях вдоль западного склона УЩ. Значительная пространственная разобщенность этих ореолов и особенности состава пиропов указывают на их формирование за счет самостоятельных коренных источников.

В раннем сеномане произошло расширение трансгресии моря на склоны палеоподнятий (рис. 12) и образование мергелистых песчаников, песчанистых мерглей, гравелитов и конгломератов (на склонах поднятий). Обломочный материал в них хорошо отсортирован и окатан. Мощность отложений этого возраста изменяется от 2–5 до 8–12 м, редко – до 20–30 м.

В тяжелой фракции шлихов из сеноманских отложений наиболее распространены ильменит (50–80 %), гранат, магнетит, циркон, турмалин, реже встречаются рутил и ставролит. Ильменит по составу близок к таковому из силла субщелочных габбро-диабазов, локально вскрывающихся на домеловом срезе.

Пиропы обнаружены в 157 пробах из 370 отобранных. Шлиховые ореолы в сеноманских отложениях более «размазанные» по площади, осевые части их смещены к переуглублениям в проливах и мульдообразных понижениях, что связано, видимо, с перемывом и переотложением ранее существующих ореолов (рис. 12). Исключение составляет район Перекальского брекчиепроявления, где в альбе ореолы не известны. Их формирование происходило только в нижнем сеномане. Размерность зерен, степень их сохранности и концентрации остаются такими же, как и в альбских отложениях. Цветовая гамма несколько отличается: розовых – 44 %, фиолетовых – 22 %, красных и малиновых – 21 %, оранжевых – 13 %. На относительно крупных зернах (0,5–2 мм) иногда сохраняются реликты магматогенной поверхности. Такие зерна тяготеют к субширотной Кухотской зоне разломов, в пределах которой известны Кухотсковольское и Перекальское брекчиепроявления с обломками кимберлитов и их индикаторных минералов.

Пиропы из сеноманских отложений относятся к лерцолитовому, эклогитовому и вебстеритовому парагенезисам.

На размытой поверхности меловых отложений в палеодолинах залегают гравелиты, пески, глины и алевролиты среднего палеогена мощностью до 25 м. Для них характерно низкое содержание индикаторных минералов кимберлитов.

Отложения четвертичной системы распространены повсеместно и представлены водно-ледниковыми, аллювиальными, эоловыми и болотными фациями – песками, глинами, суглинками, супесями и торфами. Мощность их достигает 30–50 м.

Опробованию подвергались, в основном, аллювиальные отложения современных русел и палеодолин. В пределах площади установлены достаточно контрастные ореолы пиропов в нижних течениях рек Стубла, Стоход и Горынь. Пиропы мелкие (до 0,25 мм), хорошо окатанные и полуокатанные. Максимальные концентрации пиропов отмечены в районе Кухотсковольского и других проявлений кимберлитов. По окраске, оптико-спектроскопическим характеристикам и химическому составу пиропы из четвертичного аллювия близки к пиропам из меловых отложений. Наряду с пиропами, в ореолах часто встречаются хромдиопсид и омфацит. Наиболее высокие содержания их (до 10–16 знаков на 20 л породы) отмечены вблизи Кухотсковольского кимберлитопроявления [131, 133].

В современном аллювии валовым опробованием выявлены единичные кристаллы алмазов. Крупнообъемным опробованием меловых коллекторов положительных результатов не достигнуто. Не ис-

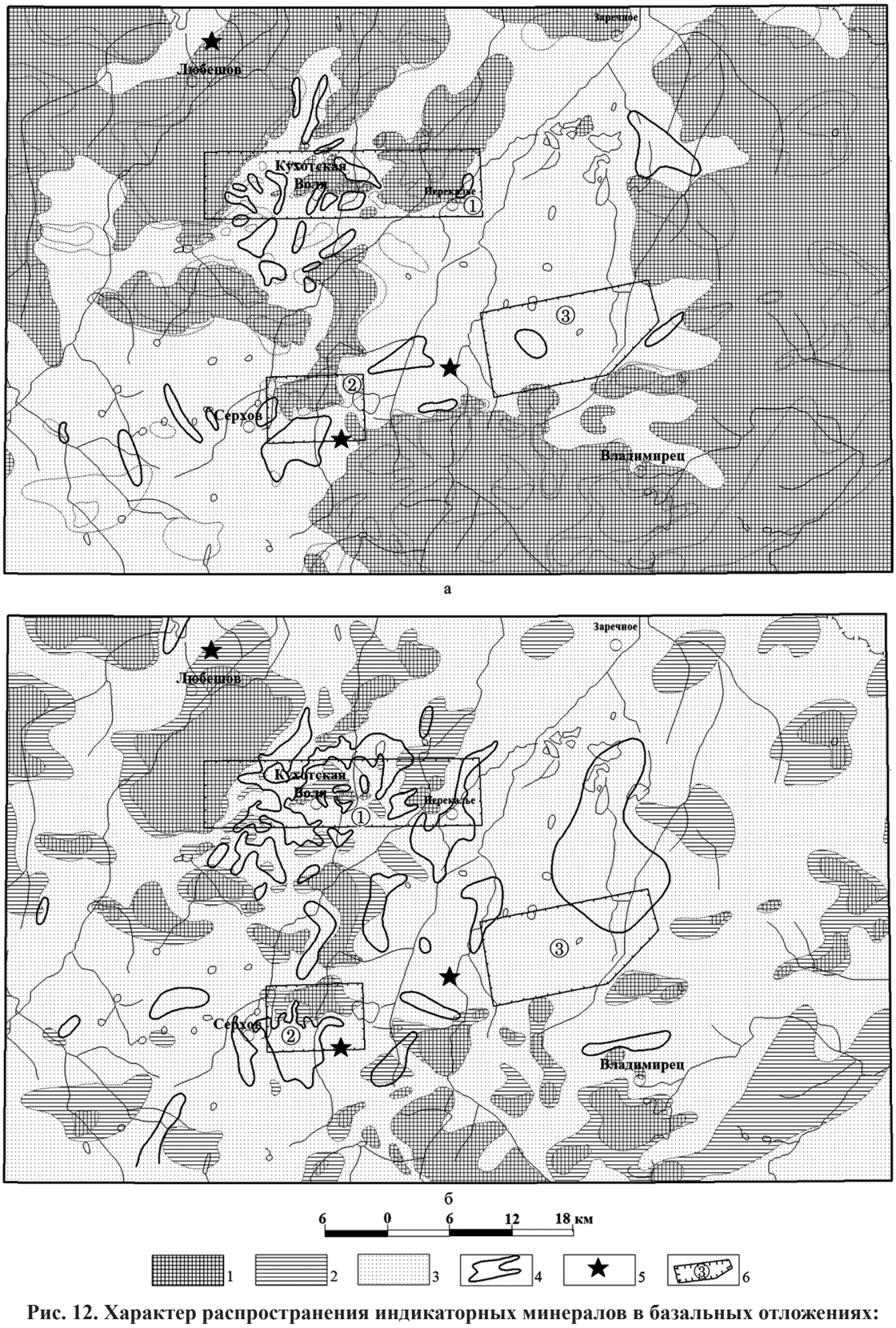


Рис. 12. Характер распространения индикаторных минералов в базальных отложениях: а – альбского яруса, б – сеноманского яруса Кухотско-Серховской площади.

1 – области денудации – острова, местные источники обломочного материала (отсутствие отложений владимирецкой свиты). 2 – области денудации в раннесеноманское время, которые в позднем сеномане стали областями аккумуляции; 3 – области аккумуляции терригенно-карбонатных отложений (прибрежная зона моря) в альбское и сеноманское время. 4 – шлиховые ореолы пиропов в базальных горизонтах альбского и сеноманского ярусов. 5 – находки алмазов в четвертичных аллювиальных отложениях. 6 – контуры участков, перспективных для поисков коренных источников алмазов: 1 – Кухотский, 2 – Серховский, 3 – Липнянский.

ключено, что причина кроется в недостатках применяемого способа гидронамыва, при котором тяжелые фракции выносятся на поверхность далеко не полностью.

Распространение ореолов минералов-индикаторов кимберлитов в четвертичных отложениях свидетельствует о формировании их в результате размыва местных промежуточных коллекторов мелового возраста. Совмещение в плане ореолов из известных на этой площади базальных горизонтов мезо-кайнозойских отложений указывает на формирование их за счет многократного переотложения продуктов разрушения одних и тех же коренных источников ранга кимберлитовго поля или куста кимберлитовых тел.

Перспективные структуры и участки Кухотско-Серховской площади

По геофизическим данным на Кухотско-Серховской площади выделяется Серховская кольцевая структура II порядка размером около 100 км. Южная часть этой структуры расположена в центре площади, а северная – на территории Беларуси. В западной части структуры развиты породы трапповой формации нижнего венда. Вдоль юго-западной (тектонической) границы структуры установлены депрессии: Червищанский грабен поздневендского возраста, Серховская структура III порядка герцинского времени, Бельская депрессия мелового возраста. Юго-восточная часть структуры граничит с положительными структурами Рожковского горста и Дубровицкого поднятия.

По данным ГСЗ Серховская структура II порядка характеризуется мощностью земной коры около 50 км, на юге отмечается подъем поверхности Мохо до 40 км, с которым связывают так называемый Маневичский диапир мантийного субстрата [50]. Вдоль Горынской зоны разломов также прослежено валоподобное поднятие поверхности Мохо. На западе площади находится юго-восточная часть Камень-Каширской кольцевой структуры II порядка.

Кроме того, на Кухотско-Серховской площади по морфологическим особенностям физических полей и геоморфологическим данным выделяются многочисленные структуры III порядка размером от 1 до 10 км. В восточной части площади картируется не менее 15 таких структур и все они связываются с формированием осницкого вулкано-плутонического комплекса, а 14 структур в западной части – с формированием пород трапповой формации. Последние имеют, по-видимому, вулкано-тектоническое происхождение.

Для поисков коренных алмазоносных объектов наибольший интерес представляют кольцевые структуры III порядка, располагающиеся в пределах Серховской структуры II порядка (рис. 13). Именно в пределах таких структур установлены брекчиепроявления с обломками кимберлитов (Кухотсковольское, Серховское), а также шлиховые ореолы спутников алмазов.

По комплексу геологических, геоморфологических и геофизических признаков наиболее перспективны для выявления коренных источников алмазов следующие структуры III порядка: Кухотсковольская, Серховская, Перекальская, Липнянская, Городокская, Заречнянская (в порядке снижения перспективности).

Кухотсковольская структура размером по внешнему кольцу 9х6 км приурочена к субширотному Кухотскому разлому, являющемуся сбросом, сместитель которого под углом 70–80^0 погружен на север; амплитуда смещения блоков на Кухотсковольском брекчиепроявлении составляет около 350 м.

Кухотсковольское брекчиепроявление расположено в узле пересечения зон мантийного Могилев-Стоходского и мантийно-корового Кухотского разломов. Вдоль субширотного Кухотского разлома в герцинский этап тектоно-магматической активизации была заложена зона депрессий протяженностью около 15 км и шириной 2–3 км. Депрессии выражаются кольцевыми и эллипсовидными положительными аномалиями, обусловленными магнитоактивными породами трапповой формации, опущенными на 300–400 м по вертикали. С ними связаны брекчиепроявления на западном и восточном флангах Кухотсковольского проявления. Над брекчиепроявлениями и западнее от них откартированы ореолы пиропов и хромшпинелидов в отложениях мелового возраста.

Кухотсковольское брекчиепроявление образует в пределах Кухотской зоны разломов неправильное тело, вытянутое согласно с простиранием зоны. Размер его на домеловом срезе составляет 250–300 м по длинной оси и 100–150 м по короткой. Площадь проявления 0,05 км^2. Брекчиепроявление оконтурено бурением в плане и на глубину (пробурено 62 скважины по сети 40х40 м). В вертикальном разрезе конфигурация его достаточно сложная, но в целом клиновидная. Оно «рассекает» отложения полесской серии на всю мощность и корнями уходит в гранитоидные породы докембрийского фундамента, представлен-

ные диоритами и гранодиоритами осницкого комплекса возрастом 2140 млн. лет (определен по циркону в ИГМР НАН Украины). Вмещающие брекчию песчаники полесской серии в зоне контакта с брекчиями характеризуются повышенной трещиноватостью, разрывом сплошности и смещением по трещинам с образованием зеркал скольжения и глинок трения, нередко крутым (часто близким к вертикальному) залеганием слоистых песчаников и т.п. Эти, в основном, механические нарушения не сопровождаются термальными или метасоматическими изменениями. По мере удаления от брекчиевого тела нарушенность залегания и трещиноватость песчаников полесской серии быстро уменьшаются и уже на расстоянии 20–50 м практически не проявляются. Гранитоиды осницкого комплекса в районе брекчиепроявления также брекчированные и трещиноватые. В брекчиях встречаются отдельные обломки песчаников полесской серии, известняков и доломитов силурийского возраста, интрузивных и эффузивных пород траповой формации волынской серии. В западной части брекчиепроявления, среди брекчированных диоритов и гранодиоритов осницкого комплекса, обнаружено маломощное дайкоподобное тело безоливиновых трахибазальтов плагиоклаз-пироксенового состава с ксенолитами вмещающих пород. Возраст трахибазальта (определен К-Аг методом) – 100–110 млн. лет (С.Н. Цымбал и др., 1982).

Брекчии имеют гетерогенный состав обломков и цемента. Исходя из преобладания обломков пород того или иного состава и происхождения, выделяются такие основные их разновидности: песчаниковая, базальто-габбро-диабазово-песчаниковая и песчанико-доломитовая. Первая развита преимущественно в нижней части разреза, вторая – в средней, третья – в верхней. По петрографическому составу обломочного материала эти разновидности брекчий близки между собой. Различия заключаются, в основном, в соотношении обломков и распределении их по площади и глубине брекчиепроявления. Более полно строение брекчиепроявления описано в работе [27].

В 1975 г. в составе брекчий Кухотсковольского проявления Б.Я. Воловник и Б.И. Власов обнаружили единичные обломки кимберлитов и их индикаторных минералов высокой степени сохранности. В последующем на брекчиепроявлении было пробурено свыше 60 скважин различной глубины по сети 40х40 м и в шести из них найдено более 30 обломков кимберлитов (скв. 563, 565, 587, 617, 632-д, 678). Размер их колеблется от нескольких мм до 3–5, а иногда до 10 см. Обломки имеют неправильную форму и неровную поверхность. На них заметны зеркала скольжения, царапины, но явных признаков механического износа (окатывания) нет. Цвет кимберлитов изменяется в зависимости от степени серпентинизации и карбонатизации – от серовато- и голубовато-зеленого до желто-зеленого. Все обломки кимберлитов найдены в брекчиях песчанико-доломитового состава.

Кимберлиты представляют собой типичную эруптивную брекчию, состоящую из ксенолитов глубинных пород и их минералов, автолитов кимберлитов и обломков местных пород платформенного чехла, сцементированных кимберлитом базальтоидного типа. Размер большинства ксенолитов составляет 2–5 см, а содержание достигает иногда 30–50 % объема кимберлитовой брекчии. Среди них преобладают глинистые и органогенные известняки и доломиты силурийского возраста. Они часто несут признаки перекристаллизации под влиянием кимберлитового расплава. Очень редко встречаются также ксенолиты песчаников и аргиллитов полесской серии и оливиновых габбро-диабазов верхнерифейского возраста.

Кимберлитовый цемент имеет отчетливую порфировидную и реликтово-порфировую структуру. Порфировые вкрапленники, составляющие от 20–30 до 60–70 % объема цемента, представлены псевдоморфозами серпентинового и серпентин-карбонатного состава по оливину. Псевдоморфозы размером более 0,5 мм имеют, как правило, сглаженные очертания, а более мелкие сохраняют кристаллографические формы. Основная масса кимберлита-цемента – микро- и тонкозернистая, интенсивно изменена и сложена серпентином и карбонатом. На отдельных участках она настолько обогащена рудными минералами, что имеет сидеронитоподобную структуру. Часто цемент напоминает автолитовую брекчию. Автолиты и ксенолиты кимберлитов более ранних генераций обычно округлые или эллипсовидные. Размер их варьирует от 0,3–0,5 до 2–3 мм и более. Среди них установлены следующие разновидности:

1. Автолиты кимберлитов, центральную часть которых слагают псевдоморфозы по оливину, а периферическую – кимберлит базальтоидного типа с реликтово-порфировой структурой. Порфировые вкрапленники представлены оливином, замещены серпентином и карбонатом. Основная масса по составу серпентин-карбонатная. Изредка в ней отмечаются мелкие кристаллы флогопита и перовскита, а также пылевидные рудные минералы. Для многих автолитов характерна флюидальная текстура.

2. Автолиты кимберлитов базальтоидного облика, основная масса которых представляет собой мелкозернистый агрегат серпентин-карбонатного состава с мелкими выделениями рудных минералов, перовскита и флогопита.

3. Автолиты и микроксенолиты слюдистых микролитовых кимберлитов с реликтовой порфировой структурой и микролитовой основной массой флюидального строения. Флогопит составляет 5–10 %. В некоторых автолитах содержание перовскита достигает 2–3 %. Порфировые выделения представлены псевдоморфозами серпентина и карбоната по оливину, а также флогопитом. Размер их 0,1–0,7 мм. Основная масса интенсивно карбонатизирована, с реликтово-микролитовой структурой и флюидальной текстурой. Местами она обогащена рудными минералами.

4. Обломки слюдяных безмикролитовых кимберлитов округлой и неправильной формы размером 0,5–1,5 мм. Структура их реликтово-порфировая. Порфировые вкрапленники представлены псевдоморфозами серпентина и карбоната по оливину, флогопитом и рудными минералами. На флогопит приходится 5–7 %.

5. Обломки базальтоидных безмикролитовых кимберлитов размером до 2–3 см. Они сильно изменены и обогащены рудными минералами. Структура их реликтово-порфировая. Порфировые вкрапленники измененного оливина составляют 60–70 %. Основная масса микрозернистая, карбонатного или хлорит-серпентинового состава.

6. Обломки кимберлитов более ранних генераций с порфировой структурой основной массы серпентин-карбонатного состава. Они несколько обогащены флогопитом, перовскитом и рудными минералами.

А.И. Чашка, изучавший кимберлиты Кухотсковольского проявления, выделил среди них три разновидности [142]. Кимберлиты первой разновидности имеют крупнопорфировую структуру и мелкозернистую основную массу, сравнительно крупные (до 2 мм) вкрапленники в них представлены округло-овальными и субидиомрфными кристаллами оливина первой генерации, псевдоморфно замещенными серпентинитом и карбонатом. Встречаются также зерна пиропа и пикроильменита. Кимберлиты второй разновидности отличаются от первой более мелкими (меньше 0,5 мм) размерами порфировых выделений, представленных серпентин-карбонатными псевдоморфозами по оливину, а также большим количеством рудных минералов. В них установлены обломки доломитов и ксенокристаллы пиропов и пикроильменита. Кимберлиты третьей разновидности значительно обогащены мелкими рудными минералами и интенсивно карбонатизированы. Пироп и пикроильменит отмечаются в них реже, чем в первой и второй разновидностях. Основная масса во всех разновидностях кимберлитов сложена тонкозернистыми агрегатами серпентина и карбоната с небольшой примесью флогопита и пылевидного магнетита.

По данным [С.Н. Цымбал, 2003 г.] флогопит не характерен для кимберлитов Кухотсковольского проявления. В них он встречается в небольшом количестве. В слабослюдистых разновидностях кимберлитов флогопит развит обычно в основной массе и редко образует микровкрапленники. В шлифах он красновато-розовый, иногда плеохроирует красноватым цветом. Схема абсорбции, как правило, прямая, но в единичных зернах красноватого цвета она выражена нечетко и подобна таковой тетраферрифлогопита. Все флогопиты высокомагнезиальные (mg = 0,88–0,92), с повышенным или умеренным содержанием титана. Выделяются две их разновидности: а) с высоким содержанием Al_2O_3 (14,4 %) и TiO_2 (3,5–3,8 %); б) с более низким содержанием Al_2O_3 (12,5–12,7 %) и TiO_2 (2,1–3,0 %). В некоторых флогопитах второй разновидности при расчетах кристаллохимических формул обнаруживается дефицит Si и Al для заполнения тетраэдрических позиций. Этим, видимо, и обусловлен красноватый «тетраферрифлогопитовый» эффект плеохроизма. Железистость флогопитов первой разновидности 11–12 %, второй – 9–13 %. Содержание MgO составляет 22,6–23,8 и 21,6–22,3 % соответственно. В то же время по количеству Cr_2O_3 (0,2–1,5 %) они существенно не отличаются. Можно предположить, что флогопиты первой разновидности более ранние и более высокотемпературные образования, чем второй.

Магнетит из основной массы кимберлита характеризуется повышенным содержанием Cr_2O_3 (до 5,6 %) и MgO (до 4,2 %). Расчетным путем в нем установлено до 23,5 % мол. магнезиоферритового компонента и до 8,4 % мол. хромитового. Эти особенности состава свидетельствуют о том, что кристаллизация магнетита происходила в высокомагнезиальной среде при высокой температуре и повышенной фугитивности кислорода, то есть на магматической стадии образования кимберлита. Что же касается магнетита,

встречающегося часто в псевдоморфозах по оливину, то он представлен почти стехиометрически чистой разновидностью. Образование его связано с более поздними процессами серпентинизации.

Химический состав собственно кимберлита-цемента из кимберлитовой брекчии Кухотсковольского проявления приведен в таблице 9. О степени его чистоты от глубинных и коровых ксенолитов свидетельствует низкий (1,1–1,3) индекс контаминации, представляющий отношение ($SiO_2 + Al_2O_3 + Na_2O$)/(K_2O + MgO). Для кимберлитов характерно высокое содержание MgO (24,7–29,5 %) и CaO (8,8–12,5 %) и сравнительно низкое TiO_2 (0,4–1,1 %), K_2O (0,3–0,8 %) и P_2O_5 (0,2–0,3 %). По классификации Н.Н. Сарсадских и В.А. Благулькиной (1969 г.) они принадлежат, в основном, к маложелезистым слабощелочным кимберлитам первого и, в меньшей мере, маложелезистым субщелочным кимберлитам второго петрохимического типов. На диаграмме $TiO_2 – K_2O$ эти кимберлиты попадают в поле алмазоносных кимберлитов Архангельской провинции (Россия) и кимберлитов группы IA Южной Африки.

В кимберлитах Кухотсковольского проявления установлены повышенные содержания когерентных (Cr, Ni, Co) и некогерентных (Nb, Zr, Ta, РЗЭ, Ba, Sr, Th) элементов-примесей. Отношения индикаторных элементов составляют: Ce/Y – 13,0–13,4; La/Nb – 0,5–0,6; Zr/ Nb – 0,7; Ce/Sr – 0,2; Ba/Rb – 35–48; U/Th – 0,2–0,3. По значению большинства этих отношений изученные кимберлиты наиболее близки к кимберлитам группы IA Южной Африки, для которых Ce/Y, La/Nb, Zr/ Nb составляют в среднем 11,0; 0,56 и 0,9 соответственно (Teylor, 1994). По сравнению с алмазоносными кимберлитами трубок им. В. Гриба, Ломоносовская, Карпинского и Пионерская Архангельской провинции (О.А. Богатиков и др., 2001 г.) кимберлиты Кухотсковольского проявления значительно богаче Nb, Ta, Th, U, Ba, Sr и РЗЭ, но несколько беднее Cr, Ni, Y, Rb.

Для кимберлитов трубок им. В. Гриба, Пионерской и Кухотсковольского проявления характерно сравнительно высокое содержание РЗЭ и преобладание легких лантаноидов над тяжелыми (отношение La/Yb равно 60, 50 и 63–128 соответственно). При этом уровень концентрации и степень фракционирования РЗЭ в кимберлитах Кухотсковольского проявления значительно выше, чем в кимберлитах трубок им. В. Гриба и Пионерская. Сопоставление спектров распределения РЗЭ из базальтов трапповой формации нижнего венда Кухотско-Серховской площади с таковыми кимберлитов Кухотсковольского проявления показывает существенные различия между ними. Для базальтов характерно низкое содержание РЗЭ и близкий к хондритовому тип их распределения. Кроме того, в них значимо больше тяжелых и меньше легких лантаноидов, чем в кимберлитах Кухотсковольского проявления. По концентрации легких РЗЭ они близки к кимберлитам трубок им. В. Гриба и Пионерская. Отношение La/Yb в базальтах составляет всего лишь 7,3–7,4, что указывает на низкую степень фракционирования РЗЭ и слабую дифференциацию исходных базальтовых магм. На спектрах РЗЭ достаточно отчетливо видно, что и в базальтах, и в кимберлитах содержание Nd выше по сравнению с Sm. Г. Фор и ряд других исследователей рассматривают это как одно из доказательств образования пород в результате частичного плавления субстрата верхней мантии. В нашем случае базальтовая магма выплавлялась из деплетированного пиропсодержащего лерцолита без существенного привноса флюидами некогерентных элементов, а кимберлитовая – при значительном влиянии высокотемпературного мантийного метасоматоза.

Таким образом, кимберлиты Кухотсковольского проявления представляют собой эруптивную брекчию с базальтоидным цементом.

По визуальным и петрографическим определениям в составе кимберлитов имеются обломки осадочных карбонатных пород с реликтами микрофауны, базальтов и габбро-диабазов (предположительно нижнего венда) и песчаников (предположительно полесской серии). Во вмещающих кимберлиты брекчиях, как отмечалось ранее, обломки кимберлитов и их индикаторных минералов установлены в разновидностях преимущественно известняково-доломитового состава. В доломитизированных известняках из этой брекчии установлены отпечатки брахиопод, ругоз и трилобитов, которые встречаются только в верхнем силуре. Сопоставление изотопного состава ^{18}O и ^{13}C фаунистически охарактеризованных известняков из брекчий и обломков доломитизированных известняков из кимберлитов показало их близость. На этом основании сделан вывод о постсилурийском возрасте кимберлитов. K-Ar методом по основной (связующей) массе кимберлитов определен возраст 320 млн. лет. С учетом потери части Ar при серпентинизации кимберлитов, реальный возраст их несколько древнее, скорее всего девонский.

Таблица 9

Химический состав кимберлитов Кухотсковольского брекчиепроявления (в % мас.)

№ анализа	SiO_2	TiO_2	Al_2O_3	Cr_2O_3	Fe_2O_3	FeO	CaO	MnO	MgO	K_2O	Na_2O	P_2O_5	CO_2	H_2O^+	п.п.п	S	Сумма
1	31,40	0,57	4,47	0,14	2,49	2,58	8,78	0,15	29,50	0,80	0,25	0,22	9,10	1,00	0,77	0,04	99,33
2	30,64	0,40	1,83	0,20	3,21	2,58	10,36	0,00	29,25	0,30	0,05	0,22	12,15	0,40	8,60	0,01	100,19
3	31,85	1,62	2,10	0,22	3,40	3,59	9,38	0,10	28,00	0,33	0,03	0,25	не определялось	2,13	16,36	0,18	99,43
4	27,96	1,64	3,27	0,12	4,50	4,05	11,76	0,08	27,80	0,00	0,36	0,37	9,12	0,81	9,20	0,09	100,59
5	29,51	1,04	1,95	0,06	2,78	2,72	12,61	0,13	26,85	0,35	0,03	0,28	10,59	1,82	9,56	0,09	100,37
6	30,03	1,15	3,95	0,08	3,72	2,58	12,49	0,25	24,71	0,36	0,05	0,33	10,65	1,280	8,98	0,02	100,50
7	33,86	0,96	3,75	0,05	3,13	2,58	10,00	0,16	24,71	0,71	0,14	0,11	не определялось	2,20	17,22	0,32	100,01
8	31,77	0,66	3,59	0,09	2,09	2,26	12,14	0,05	23,20	0,56	0,00	0,10	не определялось	2,35	20,58	0,13	99,66
9	26,05	2,08	2,24	0,12	3,52	2,36	17,08	0,04	22,23	0,43	0,25	0,48	9,20	0,78	12,82	0,04	99,85

Примечание. Обломки кимберлитов из: 1–2, 6 – скв. 632-Д, 3–4 – скв. 563, 5, 7 – скв. 587, 8, 9 – скв. 678.
Анализы выполнены в ЦЛ СГРГП «Пивничгеология» и химической лаборатории ИГМР НАН Украины.

В обломках кимберлитов установлены ксенокристы пиропа, пикроильменита, хромшпинелидов, хромдиопсида, оливина и других минералов. Оливин обычно сильно изменен и замещен вторичными минералами. Хромдиопсид встречается очень редко [129, 132]. Пиропы наблюдаются в виде округло-овальных зерен размером до 3 мм с хорошо выраженной келифитовой оболочкой, реже в виде зерен неправильной формы размером 0,5–1,0 мм, на которых сохранились реликты келифитовых кайм. Цвет пиропов фиолетовый, лиловый, малиновый, сиреневый, малиново-красный, оранжево-красный, красновато-оранжевый, розовый, розовато-желтый и оранжевый. Высокохромистые, умереннокальциевые пиропы фиолетового цвета встречаются также в цементе гетерогенных брекчий преимущественно доломитового состава. Степень сохранности их хорошая, часто наблюдаются реликты келифитовых оболочек. В брекчиях других петрографических типов преобладают пиропы розового и оранжевого цветов, фиолетовые разности редки. Размер зерен до 0,5 мм, редко больше.

Среди пиропов имеются разновидности, материнскими породами которых были верхнемантийные перидотиты, пироксениты и эклогиты. Наиболее широко представлены пиропы лерцолитового и гарцбургитового парагенезисов. Пиропы пироксенитового типа отмечаются редко.

Среди лерцолитовых пиропов выделяются разновидности, характерные для равномернозернистых (с низким, умеренным и высоким содержанием клинопироксена), порфировидных (катаклазированных) и ильменитсодержащих лерцолитов. Гранаты эклогитового парагенезиса по составу соответствуют таковым из магнезиальных и магнезиально-железистых эклогитов.

Среди пиропов дунит-гарцбургитового типа по особенностям состава выделяются две разновидности (рис. 13).

Первая из них представлена высокохромистыми (Cr_2O_3 – 8–14 %), низкокальциевыми (CaO – 2,0–3,5 %) пиропами с высокими содержаниями кнорринговитового компонента (до 30 % и более). Они близки к пиропам алмазной ассоциации парагенезиса дунитов и низкокальциевых (безпироксеновых) гарцбургитов. Пиропы данной разновидности образовались при давлении 45–55 кбар и температуре больше 1100^0C. Пиропы второй разновидности содержат от 5,5 до 11,5 % Cr_2O_3 и от 3,5 до 6,5 % CaO. Они обогащены как кнорринговитовым, так и уваровитовым компонентами. По составу эти пиропы подобны пиропам из кальциевых (клинопироксенсодержащих) гарцбургитов, образовавшихся при давлении от 30 до 50 кбар и температуре 1000–1200^0C, то есть в условиях графит-пироповой и алмаз-пироповой фаций глубинности. Для второй разновидности пиропов имеются определения содержаний лишь некоторых элементов-примесей, в частности, – Ni (51,6–67,6 г/т), Sc (200–224 г/т), Ga (2,5–4,2 г/т), Y (0,7–4,5 г/т), Zr (36,3–91,0 г/т), которые свидетельствуют об изначально высокой истощенности и слабой степени их измененности более поздними метасоматическими процессами. Изредка встречаются высокохромистые (Cr_2O_3 – 10,7 %) и сравнительно высококальциевые (CaO – 7 %) пиропы, имеющие, по сравнению с описанными выше, более низкое содержание Ni (46,1 г/т) и более высокие содержания Ga (14,6 г/т), Y (22,5 г/т), Nd (75 г/т), Dy (8,2 г/т). Пиропы данной разновидности несут признаки высокотемпературного метасоматоза; они кристаллизовались при давлении порядка 40 кбар и температуре около 1070^0C.

Пиропы верлитового парагенезиса отличаются от пиропов других парагенезисов, главным образом, высоким содержанием CaO (6–10 %) при умеренном содержании Cr_2O_3 (2–6 %). Они, как правило, обогащены уваровитовым (12–17 % мол) и гроссуляровым (до 15 % мол.) компонентами. Среди пиропов верлитового парагенезиса по химическому составу и соотношениям элементов-примесей, в т.ч. РЗЭ, выделено три типа. Пиропы первого типа – низкохромистые (Cr_2O_3 – 3,2 %) и сравнительно низкокальциевые (CaO – 6,5 %). Для них характерны низкие содержания Ti (539–556 г/т), Ni (25–28 г/т), Y (8,5 г/т), Zr (6–14 г/т), Sr, Nb, Ga и РЗЭ. При этом средние и тяжелые лантаноиды количественно преобладают над легкими, а среди последних Pr и Nd преобладают над La и Ce. Температура равновесия этих пиропов, согласно Ni-термометру, составляла около 900^0C. Пиропы второго типа близки к пиропам первого типа по содержаниям Cr_2O_3 (3,3 %), CaO (6,5 %), Ti (540 г/т), V, Sc, но отличаются значительно большими концентрациями Ni (188 г/т), Sr (11,8 г/т), Nb (1,2 г/т), Co (около 40 г/т), Zr (21г/т), а также РЗЭ (97 г/т). Среди легких РЗЭ преобладают Ce (15,6 г/т) и Nd (67,6 г/т). Распределение средних и тяжелых РЗЭ соответствует хондритовому типу. Отношение Sm/Nd в этих пиропах

на порядок ниже, чем в хондритах. Значительное обогащение их Nd, Ce и другими легкими лантаноидами связано, видимо, с частичным плавлением пироксенсодержащих верлитов под влиянием высокотемпературных флюидов. В пользу этого свидетельствует очень высокая температура равновесия пиропов второй группы, составляющая, согласно Ni-термометру, около 1500^{0}C. По соотношениям Zr/Ti и Zr/Y они относятся к пиропам, испытавшим высокотемпературный метасоматоз. Пиропы третьего типа отличаются от пиропов первого и второго типов более высокими содержаниями CaO (8,1 %), Y (18 г/т) и, особенно, Zr (161 г/т), и более низкими – Ni (18 г/т), Co, Ga, Sr и Nb. Для них характерно также более низкое содержание легких лантаноидов и более высокое – средних и тяжелых. По соотношению Y/Zr они относятся к пиропам, испытавшим наложенный калиевый (флогопитовый) метасоматоз. Это наиболее низкотемпературные разновидности пиропов верлитового парагенезиса (T_{Ni}=800^{0}C).

Пиропы лерцолитового парагенезиса составляют более 60 % от общего их количества. Среди них идентифицированы разновидности, характерные для равномернозернистых и порфировидных лерцолитов. В небольшом количестве отмечены пиропы парагенезиса ильменитовых лерцолитов. Пиропы парагенезиса равномернозернистых лерцолитов обычно низко- и среднехромистые (Cr_2O_3 – 1–5 %), умереннокальциевые. Кнорринговый компонент в них не превышает 10 % мол. Они образовались в графит-пироповой фации глубинности при давлении 17–25 кбар. По особенностям состава среди них можно выделить четыре типа.

Пиропы первого типа характеризуются низкой хромистостью (Cr_2O_3 – 1,7–4,7 %), несколько повышенными содержаниями TiO_2 (0,4–0,7 %), V (187–265 г/т), Ni (60–64 г/т), Zr (48–68 г/т), Y (17–28 г/т), Ga (8,5–9,9 г/т) и пониженным содержанием Sc (80–107 г/т). Содержание РЗЭ также низкое (6–15 г/т). Распределение средних и тяжелых лантаноидов соответствует хондритовому типу. Отношение Sm/Nd = 0,6–0,7, т.е. выше, чем в хондритах. Температура равновесия – 1100–1160^{0}C. Пиропы претерпели глубинный высокотемпературный метасоматоз.

Пиропы второго типа по содержанию минералообразующих компонентов и большинства элементов-примесей, в т. ч. РЗЭ, близки к пиропам первого типа. Основная особенность их – низкое содержание Ni (27–28 г/т) и, соответственно, низкая температура равновесия (900–910^{0}C).

Пиропы третьего типа по хромистости (Cr_2O_3 – 1,8–3,9 %) и кальциевости (CaO – 4,6–5,6 %) подобны пиропам первого и второго типов, но более бедны Ti (520 г/т), Ni (11,9 г/т), Ga, Sr, Nb и РЗЭ. Среди РЗЭ средние и тяжелые лантаноиды количественно резко преобладают над легкими. По характеру распределения РЗЭ пиропы третьего типа существенно отличаются от других разновидностей. Они являются самыми низкотемпературными (~ 700^{0}C) и наиболее деплетированными образованиями.

Пиропы четвертого типа распространены ограниченно. Представлены среднехромистой (Cr_2O_3 – 6,7 %) разновидностью с повышенным содержанием CaO (6,1 %) и с очень низким содержанием (г/т) Ti (106), Ni (17), Ga (2,5), Sr (0,16), Y (1,1), Zr (1,4) и РЗЭ (4,2). По соотношениям Y/Zr и Ti/Zr относятся к сильно деплетированным пиропам. Температура образования их около 800^{0}C.

Пиропы парагенезиса порфировидных (катаклазированных) лерцолитов встречаются сравнительно редко и представлены среднехромистыми (Cr_2O_3 – 4–7 %) разновидностями с повышенным содержанием CaO (до 6,3 %) и TiO_2 (до 1,3 %). Они, как правило, обогащены (г/т) Ni (110), Zr (110), Sr (13,4), Nb (2,24), V (243), Ga (254), Y (28) и Na_2O (0,07 % и более), РЗЭ составляют 28,5 г/т; тип распределения их близок к хондритовому. Отношение Sm/Nd = 0,5, т. е. несколько выше, чем в хондритах. Пиропы данного парагенезиса образовались при высоких P–T параметрах (T_{Ni}=1380^{0}C) и, возможно, являются реликтами неистощенной астеносферной мантии.

Пиропы парагенезиса ильменитовых лерцолитов – типоморфные ксеногенные минералы кимберлитов Кухотско-Серховской площади. Они представлены низкохромистой разновидностью (Cr_2O_3<1,5 %), обогащенной железом и титаном (TiO_2 до 1 %). Пироповый компонент составляет около 70 %. Помимо титана, в повышенных количествах установлены (г/т): Ni – 105; Co – 44,7; Zr – 78,8; Y – 24,3; Sr – 0,76; Nb – 0,38; Ga – 9,6; РЗЭ – 18,2. Распределение РЗЭ примерно такое же, как и в пиропах первого типа. Обогащение пиропов некогерентными элементами обусловлено, видимо, процессами глубинного высокотемпературного метасоматоза. Для пиропов данного парагенезиса T_{Ni} = 1350^{0}C.

Пиропы пироксенитового парагенезиса встречаются относительно редко. Они, как правило, бедны Cr_2O_3 (0,4–0,7 %) и несколько обогащены FeO (8,0–10,5 %) при умеренном содержании CaO (4–5 %). Элементы-примеси, в т. ч. РЗЭ, в них остались не изученными.

Гранаты эклогитового парагенезиса отличаются от пиропов перидотитового типа низкой магнезиальностью (MgO – 6–8 %) и высокой железистостью (FeO – 24–27 %). Содержание Cr_2O_3 в них редко превышает 0,1 %. Они имеют гроссуляр-пироп-альмандиновый состав.

Таким образом, в обломках кимберлитов содержатся пиропы, образовавшиеся в широком интервале температуры (700–1500^{0}C) и давления (от 17–20 до 55–60 кбар). Плотность теплового потока при этом изменялась в пределах от 35 до 45 мВт/м^2. Они представляют собой продукты дезинтеграции перидотитов, пироксенитов и эклогитов верхней мантии графит-пироповой и алмаз-пироповой фаций глубинности. Исходя из содержания Y в пиропах и температур их равновесия, мощность литосферы в девоне в пределах Кухотско-Серховской площади и Волыно-Подольского района составляла порядка 200 км. Зарождение кимберлитового расплава происходило в сильно истощенном гарцбургитовом (дунит-гарцбургитовом) слое в основании верхней мантии.

Пикроильмениты в обломках кимберлитов в количественном отношении не уступают пиропам. Они встречаются в виде овализированных зерен с оплавленной поверхностью, обломков и осколков размером до 1,5 мм. Большинство из них имеют монолитное строение и лишь единичные – агрегатное. Структуры распада, зональность и включения других минералов в пикроильменитах отсутствуют. По данным электронно-зондового анализа, содержание минералообразующих компонентов в пикроильменитах колеблется в пределах (%): TiO_2 – 44–54; FeO – 24–30; Fe_2O_3 – 8–22; MgO – 8–16; Al_2O_3 – 0,1–1,3; MnO – 0,1–0,4. По содержанию хрома выделяются две разновидности пикроильменитов – низкохромистые (Cr_2O_3 <1,5 %) и высокохромистые (Cr_2O_3 – 2,5–5,0 %); преобладают низкохромистые разновидности. Пикроильмениты содержат 28–39 % мол. гейкилл**итового компонента и 8–20 % мол. гематитового. LAM** ICP MS анализом в пикроильменитах установлены (г/т): Sc – 8,6–41,9; V – 186–1324; Co – 17,9–116,5; Ni – 94,9–608,8; Cu – 2,3–36,1; Zn – 18,7–178,7; Ga – 1,9–12,5; Zr – 71,0–818,7; Nb – 186,4–2061,5; Ta – 21,6–260,2; Hf – 2,5–30,3; Pb – 0,6–14,7. Наиболее обогащенный Nb пикроильменит содержит и наибольшее количество Zr, Hf, Ta. Материнскими породами для этой разновидности пикроильменита были метасоматизированные перидотиты. Источником низкониобиевого пикроильменита служили ильменитовые или ильменит-пироповые магнезиально-железистые перидотиты, ксенолиты которых встречены в обломках кимберлитов Кухотсковольского брекчиепроявления.

Исходя из содержаний MgO и Cr_2O_3 в пикроильменитах кимберлитов и установленной по другим регионам зависимости изменения содержания MgO (увеличения) и Cr_2O_3 (уменьшения) в пикроильмените с ростом температуры его образования, можно предположить, что пикроильменит с содержанием MgO>8 % кристаллизовался при 1100–1300^{0}C. При этом, высокомагнезиальные низкохромистые разновидности его являются наиболее ранними образованиями. Для них характерно низкое содержание гематитового компонента, что сближает их с пикроильменитами алмазоносных кимберлитов.

Хромшпинелиды в обломках кимберлитов встречаются в виде мелких (<0,5мм) кристаллов октаэдрического габитуса и обломков неправильной формы. Вицинали на кристаллах не отмечались. По особенностям химического состава выделены четыре разновидности хромшпинелидов (рис. 14).

Хромшпинелиды первой разновидности низкохромистые (Cr_2O_3 – 24–30 %), высокоглиноземистые (Al_2O_3 – 36–46 %) и высокомагнезиальные (MgO – 18–19 %), с низкими содержаниями железа ($FeO+Fe_2O_3$ – 11–14 %) и титана (TiO_2 < 0,1 %). В них установлены такие элементы-примеси (г/т): V – 447; Zn – 1492; Sc – 14; Ga – 12,3; Cu ~ 8; Mn – 750. По составу хромшпинелиды первой разновидности близки к хромшпинелидам из пироповых лерцолитов с высоким содержанием клинопироксена.

Хромшпинелиды второй разновидности, по сравнению с первой, более высокохромистые (Cr_2O_3 – 46–49 %), железистые ($FeO+Fe_2O_3$ – 19–21 %) и титанистые (TiO_2 до 0,7 %), но менее глиноземистые (Al_2O_3 – 16–21 %) и магнезиальные (MgO – 11–15 %). Кроме того, они несколько богаче V (1478 г/т), Mn (839 г/т) и Ga (63 г/т) и беднее Zn (541 г/т), Sc (7 г/т) и Cu (5,6 г/т). Материнскими породами для них являются, видимо, пироповые лерцолиты с умеренным содержанием клинопироксена.

Хромшпинелиды третьей разновидности близки к хромшпинелидам второй разновидности по содержанию Cr_2O_3 (46–55 %) и MgO (10–13 %), но отличаются от них значительно большей железистос-

тью ($FeO+Fe_2O_3$ – 22–33 %) и высокой титанистостью (TiO_2 – 2,5–5,0 %). Содержание Al_2O_3 в них составляет 4–8 %. Элементы-примеси установлены в таком количестве (г/т): V – 804; Zn – 273; Sc – 12; Ga – 39; Cu – 29; Mn – 1016; т.е., по сравнению с другими разновидностями, они существенно обеднены Zn и обогащены Cu. Для хромшпинелидов третьей разновидности характерно повышенное содержание MnO и Fe_2O_3 (до 12–15 %), что указывает на образование их при значительной активности кислорода. Особенности химического состава сближают хромшпинелиды третьей разновидности с хромшпинелидами из ксенолитов порфировидных (катаклазированных) лерцолитов из кимберлитов других регионов, что подтверждается также наличием в кимберлитах пиропов с повышенным содержанием TiO_2 (до 1,3 %) и Na_2O (0,07 % и более). По данным Н.В.Соболева [107], такие пиропы характерны для ксенолитов порфировидных лерцолитов с субкальциевым клинопироксеном из трубок Якутии, являющихся наиболее высокотемпературными и наиболее глубинными образованиями среди известных перидотитов.

Хромшпинелиды четвертой разновидности представляют собой низкоглиноземистые, высокохромистые магнезиохромиты (Cr_2O_3 – 64,6 %; Al_2O_3 – 5,64 %). По составу они близки к хромитам, встречающимся в виде включений в алмазах и ксенолитах алмазоносных перидотитов из кимберлитов и лампроитов. Эти магнезиохромиты кристаллизовались в области стабильности алмаза.

Перекальская структура размером 6х4 км расположена в зоне пересечения ортогональной и диагональной систем разломов: глубинного субширотного – Кухотского, контролирующего в целом Кухотскую зону депрессий, субмеридионального – Устечко-Пелчанского (корового) и северо-восточного Стоходского (мантийного заложения). В этом узле пересечений разломов, в связи с тектоно-магматичекой активизацией, произошло формирование Перекальской структуры с амплитудой перемещения блоков до 450 м. На современном срезе она отчетливо картируется зональными аномалиями магнитного поля интенсивностью от –100 до +300 нТл. Положительные аномалии наблюдаются над останцами вулканитов волынской серии и силлами субщелочных габбро-долеритов, отрицательные, выявленные в центре структуры, отвечают песчаным отложениям полесской серии. Структура обрамляется овальной отрицательной аномалией магнитного поля шириной около 1 км, которая вызвана тектонически нарушенными отложениями полесской серии. В гравитационном поле она выделяется как минимум (до –3,0 мГл) силы тяжести.

Перекальское брекчиепроявление приурочено к одноименной структуре. Брекчии вскрыты скважинами как в её центральной части (скв. 41–47), так и в её западном (скв. 49) и северном (скв. 31) обрамлении. Брекчии в южной части структуры (скв. 962, 965 и др.) имеют невыясненный (взрывной или тектонический) генезис и прослежены вдоль её южного края, падающего под углом 70–80^0 на север. Аналогичного типа брекчии встречены и вдоль северной границы структуры. Петрографический состав брекчий близок к таковому Кухотсковольского проявления. В скважине 962 в брекчиях выявлены высокохромистые (Cr_2O_3 – 9,38–11,6 %), низкокальциевые (CaO – 2,02–3,36 %) пиропы дунитового парагенезиса с реликтами келифитовых кайм и среднехромистые (Cr_2O_3 – 4,11–8,83 %) с повышенным содержанием кальция (CaO – 4,22–7,3 %) пиропы лерцолитового парагенезиса (рис. 13). В брекчиях северного обрамления Перекальской структуры (скв. 39 и др.) обнаружен цемент трахитового состава, что позволяет связывать их образование со структурами взрыва. По имеющимся данным, одна разновидность цемента брекчий содержит SiO_2 – 41,5–47,5 %, MgO – 8,3–12,0 %, K_2O – 1,8–6,4 %, Cr_2O_3 – 0,02–0,03 %; для другой содержания этих окислов составляют: SiO_2 – 70 %, CaO – 2 %, MgO – 1,1–4,5 %, K_2O – 4,8–12,3 %, Cr_2O_3 – 0,02 %.

В составе брекчий, кроме вмещающих их пород (полесские песчаники, туфы и базальты волынской серии), встречены обломки известняков и мергелей силурийского возраста. Следовательно, можно говорить о послесилурийском возрасте этих брекчий.

Не исключено, что устанавливаемые в последнее время на Кухотско-Серховской площади брекчиепроявления с предположительно магматическим типом цемента являются трубками взрыва, содержащими иногда обломки кимберлитов.

Серховская структура III порядка находится на южном фланге одноименной кольцевой структуры II порядка и контролируется субширотным Бельским разломом. Структура отражается слабоположительными дугообразными аномалиями магнитного поля, ограниченными с юга линейной зоной отрицательного поля. Эти аномалии приурочены к зоне Бельского разлома и обусловлены траппами волынской

серии, выходящими на домезозойский срез и, кроме того, породами кристаллического основания. По данным гравиразведки центральная часть структуры характеризуется наличием малоинтенсивного (до –0,5 мГл) локального минимума. Такое распределение потенциальных полей свойственно районам развития кустов кимберлитовых тел известных алмазоносных регионов. Тектонические нарушения отчетливо картируются локальными аномалиями пониженных сопротивлений по данным электроразведки, а также потерей осей корреляции волнового поля и вертикальным смещением отражающих площадок по результатам сейсморазведки МОВ-ОГТ.

Серховское брекчиепроявление расположено в пределах одноименной структуры III порядка, в узле пересечения кольцевых и радиальных разломов. Поисковыми скважинами здесь вскрыты гетерогенные брекчии, распространение которых контролируют разломы. По составу брекчии подразделяются на карбонатно-трапповые, песчаниково-карбонатные, трапповые, траппово-песчаниковые. Брекчии с обломками карбонатных пород приурочены к дуговым (кольцевым) разломам. Брекчии другого состава чаще контролируют радиальные разломы. Ширина выходов брекчий на домезозойскую поверхность составляет 10–15 м, в отдельных местах (скв. 1425) 25–50 м, протяженность в плане – 160 м, по падению – около 400 м. Дуговые трещины имеют южное, юго-западное падение (80–85^0). Смещение блоков пород по разломам высоких порядков составляет 80–100 м по вертикали и 100–110 м по горизонтали. Амплитуды перемещения блоков по радиальным разломам обычно не превышают 5–10 м. Обломки кимберлитов найдены в скв. 1425 в интервале 90,5–144,8 м в туфопесчаниково-трапповой брекчии. Обломочный материал в ней представлен аргиллитами, алевролитами, песчаниками, известняками, измененными базальтами, туфами, лавобрекчиями, полнокристаллическими породами основного состава, метаморфическими породами. Цемент брекчий песчанистый и алеврито-песчанистый, с примесью туфового материала основного состава. Окраска брекчий пестрая, преимущественно розовато-серая и бурая. Образование брекчий, содержащих обломки кимберлитов и карбонатных пород силурийского (?) возраста, произошло в связи с герцинским этапом активизации. Отдельные обломки кимберлитов установлены также в базальном горизонте сеноманских отложений. Размер встреченных 67 обломков от долей мм до 1 см. Обломки кимберлитов имеют неправильную форму и сглаженные края. Цвет их зеленовато-серый. По текстурно-структурным особенностям они близки к кимберлитовым брекчиям автолитового типа. В них автолиты часто преобладают над связующей массой, на которую приходится 15–20 % объема породы. Автолиты сложены кимберлитом базальтоидного типа с порфировидной структурой. Есть автолиты, состоящие преимущественно из микролитов пироксена. Структура кимберлитов порфировая, вкрапленники представлены псевдоморфозами серпентина и карбонатов по оливину. Кроме того, отмечаются ксенолиты известняков силурийского (?) возраста и аргиллитов валдайской (?) серии венда, ксенокристаллы оливина (полностью изменён), пикроильменита и пиропа (иногда с реликтами келифитовых кайм). Основная масса представлена серпентин-карбонатным материалом, содержащим чешуйки флогопита и пылевидный магнетит.

Зерна пиропов обычно неправильно-угловатые, реже округло-овальные размером от долей мм до 4 мм. Окраска их варьирует от желто-оранжевой в бесхромистых до розово-фиолетовой в высокохромистых разностях. В обломках кимберлитов и содержащих их гетерогенных брекчиях относительно широко развиты [132] низкокальциевые (CaO – 3,52–4,07 %), высокохромистые (Cr_2O_3 – 8,7–14,4 %) пиропы дунитового парагенезиса и высокохромистые (Cr_2O_3 – 9,52–11,47 %) с повышенным содержанием кальция (CaO – 5,79–6,56 %) пиропы гарцбургитового парагенезиса; встречаются умереннохромистые (Cr_2O_3 – 2,63–5,98 %), обогащенные кальцием (CaO – 8,49–10,3 %), пиропы верлитового парагенезиса, умереннокальциевые (CaO – 4,21–5,44 %) среднехромистые (Cr_2O_3 – 4,96–7,51 %) пиропы парагенезиса хромшпинель-пироповых перидотитов, умеренно-кальциевые (CaO – 3,66–4,55 %), низкохромистые (Cr_2O_3 – 0,37–1,34 %), обогащенные титаном (TiO_2 – 0,78–0,99 %), пиропы парагенезиса ильменитовых перидотитов [132] (рис. 13).

Пиропы, выявленные в других скважинах Серховского брекчиепроявления, подобны пиропам, обнаруженным среди рифей-вендских образований [132]. С целью заверки кимберлитопроявления вблизи скв.1425 был пробурен куст из 6 скважин, которые вскрыли все виды брекчий, кроме кимберлитсодержащих.

Судя по морфологии обломков кимберлитов, встреченных скв.1425, они "растащены" дуговой зоной разлома от кимберлитовой трубки на расстояние не более 1 км. По геофизическим данным трубка может быть расположена в 600–800 м к юго-западу от скв.1425, где закартирована локальная отрицательная магнитная аномалия изометричной формы. Аномалия находится в пределах болота, которое в летнее время не высыхает, а в зимнее – не промерзает. Её заверка связана с большими техническими трудностями и крупными затратами средств.

Выявленные Кухотсковольское, Серховское и Перекальское брекчиепроявления, как уже отмечалось, фиксируются в физических полях как кольцевые структуры III ранга. В их пределах, с учетом находок обломков кимберлитов и индикаторных минералов алмазной ассоциации, можно предполагать объекты в ранге куста кимберлитовых трубок. В связи с этим, здесь выделены два перспективных участка, в пределах которых проводятся поисковые работы на выявление коренных источников алмазов: Кухотский и Серховский (рис. 9–11).

Анализ геолого-геофизической информации по Кухотско-Серховской площади позволил оконтурить ещё ряд структур III ранга, перспективных на обнаружение кимберлитопроявлений.

Липнянская кольцевая структура III ранга расположена севернее Рожковского горста, у южной границы Серховской структуры II ранга. Ее размеры 10х16 км. Породы фундамента залегают на глубинах 200–450 м, полесской серии – на глубинах 60–80 м. В пределах структуры, в базальных горизонтах меловых отложений известны ореолы рассеяния индикаторных минералов кимберлитов. Здесь выделен перспективный участок – Липнянский.

Городокская кольцевая структура III ранга находится на северо-западном замыкании Червищанского грабена, в узле пересечения Могилев-Стоходской и Сарненско-Варваровской зон глубинных разломов. Она непосредственно примыкает к границам Серховской структуры II ранга.

Заречнянская кольцевая структура III ранга расположена в северной части площади, вблизи пересечения Стоходской зоны мантийных разломов с субширотным Северо-Ратновским разломом. Диаметр её около 6 км.

Выводы

Для Кухотско-Серховской площади характерно сочетание многих критериев и признаков коренной алмазоносности (табл.2, 5). Эта площадь расположена в южном плече Припятской ветви ДДА, в узле сочленения диагональных и ортогональных глубинных разломов, предопределяющих высокую проницаемость земной коры и верхней мантии. Здесь широко развиты вулканиты трапповой формации нижнего венда, а также брекчии тектонического и, возможно, взрывного происхождения с обломками кимберлитов алмазоносной фации. Обнаружение последних указывает на наличие в пределах площади ещё не вскрытых кимберлитовых трубок девонского возраста.

Поиски их на Кухотско-Серховской площади, выполнявшиеся в течение последних тридцати лет, к сожалению, пока не увенчались успехом, что объясняется как объективными, так и субъективными факторами. Почти полное отсутствие на этой площади базальных горизонтов континентальных фаций меловых отложений ограничивает возможности эффективного использования шлихового метода, а развитие в её западной части пород трапповой формации мощностью до 250 м значительно затрудняет применение геофизических методов. Геофизические исследования на первых этапах работ проводились аппаратурой средней степени точности, что отрицательно сказалось на их результативности. Для выделения слабоинтенсивных аномалий, вызванных кимберлитовыми телами, необходимо использование высокоточной компьютеризированной аппаратуры, которая позволяла бы картировать локальные аномалии магнитного поля интенсивностью до 5–10 нТл и электроразведочные аномалии в 2–10 Ом/м.

Однако, несмотря на некоторые издержки, применяемый комплекс шлихо-минералогических и геофизических методов позволил локализовать перспективные участки, в пределах которых следует продолжить поиски коренных месторождений алмаза на новом, более высоком научно-технологическом уровне. Таковыми являются кольцевые структуры III ранга: Кухотсковольская, Серховская, Перекальская, Липнянская, Городокская, Заречнянская, а в их пределах участки: Кухотский, Серховский и Липнянский.

СЕВЕРО-ЗАПАДНЫЙ РАЙОН

Расположен в северной части Волынского блока, в восточном плече Волыно-Двинского вулкано-плутонического пояса. Район находится в зоне сочленения УЩ с Припятской ветвью девонского ДДА и охватывает Овручско-Белокоровичскую и Вильчанскую рифейские рифтогенные структуры, а так же прилегающие к ним части кратона (протона с реликтами архона). Западная часть района приурочена к области сочленения УЩ и ВПП (рис. 1).

В северной половине района поверхность Мохоровичича фиксируется на глубине 35–40 км. Отсюда в западном, юго-западном и южном направлениях она погружается до глубин 50–60 км, образуя линейно вытянутые структуры северо-восточного и северо-западного простирания (рис. 2). Причем, первая структура совпадает по направлению с Сущано-Пержанской зоной разломов и тяготеет к ней, вторую контролирует Хмельникская зона разломов северо-западного простирания. Интенсивность теплового потока в северной части района составляет менее 30 мВт/м^2, в южной – около 40 мВт/м^2 (рис. 3).

Для района характерно неоднородное строение кристаллического фундамента, интенсивное проявление разрывной тектоники и магматизма. Выделяется ряд зон мантийных разломов северо-западного (Центральная, Сарненско-Варваровская, Хмельникская) и северо-восточного (Сущано-Пержанская, Тетеревская) направлений. В геофизических полях им соответствуют линейно-вытянутые минимумы значений поля силы тяжести и пониженные значения магнитного поля.

В структурном отношении кристаллическое основание Северо-западного района состоит из трех блоков II порядка – Осницкого, Новоград-Волынского и Коростенского. Осницкий блок является частью Волыно-Двинского подвижного пояса. Он сложен метавулканитами клесовской серии и интрузивными образованиями осницкого комплекса мезопротерозоя. Большую часть Коростенского блока занимает одноименный габбро-рапакивигранитный плутон, на который в северной части наложены Овручская субширотная и Белокоровичская субмеридиональная рифтогенные структуры, выполненные вулканогенно-осадочными образованиями. Новоград-Волынский блок сложен преимущественно гранитоидами шереметьевского и житомирского комплексов палеопротерозоя с останцами метаморфических пород (гнейсов, кристаллосланцев и др.) тетеревской серии, прорванными многочисленными дайками, интрузиями букинского комплекса палеопротерозоя, а также городницкого и кишинского комплексов мезопротерозоя (рис. 6). Дайки мезо- и неопротерозойского возраста образуют пояса разной ориентировки, соответствующие простиранию зон глубинных разломов.

Различие в геологическом строении блоков проявляется и в характере гравитационного и магнитного полей как в региональном, так и в локальном плане. Выделяются аномалии двух уровней. Первый (фоновый или региональный) сформирован грави-магнитными аномалиями, соответствующими, в целом, выделенным блокам II порядка: это – Осницкий максимум и Коростенский минимум. Для Новоград-Волынского блока характерны фоновые значения гравитационного и магнитного полей. Этот уровень аномалий хорошо проявлен в магнитном поле, пересчитанном на высоту 20 км, и в региональном гравитационном поле. Аномалии второго уровня более контрастно выражаются в магнитном поле, пересчитанном на высоту 2 км, и в локальном гравитационном поле с радиусом осреднения 10 км. Они обусловлены неоднородностями геологического строения каждого блока и имеют, в основном, овальную форму и размеры около 10 км.

В Северо-западном районе установлено несколько этапов магматизма (рис. 6). Наиболее древними являются метавулканиты основного и среднего состава новоград-волынской толщи и интрузии габброидов и диоритов букинского комплекса палеопротерозоя. С формированием Волыно-Двинского вулкано-плутонического пояса связано образование вулканитов (лептитов, метадиабазов, метаандезитов) клесовской серии и интрузий диоритов, гранодиоритов и гранитов осницкого комплекса мезопротерозоя. В северной части района (Новоград-Волынский блок) встречаются малые интрузии ийолитов, мельтейгитов, якупирангитов и ультрабазитов городницкого комплекса и массивы субщелочных гранитов кишинского комплекса мезопротерозоя. С платформенным этапом связано становление Коростенского габбро-анортозит-рапакивигранитного плутона и субщелочных метасоматитов пержанского комплекса. Образование Овручской рифтогенной структуры сопровождалось излиянием трахиандезитов, диабазов, риолитов и других вулканитов збраньковской серии. К западу от Коростенского плутона широко развиты

породы дайковых комплеков мезо- и неопротерозоя, концентрирующихся в виде разнонаправленных зон и полей. Среди даек наиболее часто встречаются диабазы и габбро-диабазы нормального и субщелочного ряда, изредка отмечаются дайки и малые интрузии оливиновых пироксенитов, слюдистых перидотитов, ультраосновных щелочных пород и риолитов. В западной и южной частях района установлены выходы на домезозойскую поверхность пород трапповой формации волынской серии нижнего венда, прослеженных в северо-западном направлении в виде полосы шириной 10–30 км через весь Волынский блок. Они представлены толеитовыми базальтами и их туфами с прослоями туфопесчаников.

Для прогнозирования проявлений кимберлитового магматизма большое значение имеют наличие в северной части Новоград-Волынского блока (Новоград-Волынская площадь) щелочно-ультраосновных пород городницкого комплекса протерозойского возраста (2100–2000 млн. лет), по текстурно-структурным особенностям и составу соответствующих оливиновым якупирангитам, оливиновым мельтейгитам и их дайковым порфировым аналогам (оливиновым меланефеленитам), а также флогопит-оливиновым перидотитам. Эти породы отличаются примитивным химическим составом (MgO – 19–26 %) и низким содержанием некогерентных элементов-примесей. Исходные для них магмы образовались при частичном плавлении пироповых перидотитов на глубине около 140 км (в области стабильности алмаза). Выявленные образования, химический состав которых приведен в таблице 10, возможно, представляют собой предкимберлитовый этап магматизма.

Кроме того, в пределах Новоград-Волынского блока выделяются две кольцевые структуры II ранга, предположительно связанные с мантийным диапиризмом: Кишинская – в северо-восточной его части и Шепетовская – в южной (рис. 6). Кишинская кольцевая структура размером 16х28 км имеет зональное строение. Центральная часть её представляет собой положительную грави-магнитную аномалию, обусловленную массивом габброидов и диоритов букинского комплекса. Периферическая часть характеризуется пониженными значениями гравитационного и магнитного полей, связанными с гранитоидами кишинского комплекса. Шепетовская кольцевая структура (около 50 км в поперечнике) также неоднородна по строению. Северо-западная часть её срезана Сущано-Пержанским разломом северо-восточного простирания, а юго-западная – Хмельникским разломом северо-западного простирания. Сохранившаяся северо-восточная часть структуры имеет повышенные значения гравитационного и магнитного полей в центре, где развиты габброиды и диориты букинского комплекса, и пониженными – по периферии, в области распространения гранитоидов житомирского комплекса и метаморфических пород тетеревской серии. По периметру структуры фиксируются положительные дугообразные магнитные аномалии, природа которых не ясна.

По результатам глубинных сейсмических зондирований вдоль геотраверса II в районе Шепетовской кольцевой структуры наблюдается резкое погружение поверхности Мохо на 10 км и более, ее вертикальная расслоенность, что создавало возможности проникновения в вышележащие толщи мантийных магматических расплавов. Внутрикоровые разноуровневые отражающие границы $К_2$ и $К_3$ в этой части разреза образуют достаточно хорошо выраженные антиклинальные поднятия [67]. Кроме того, по данным моделирования магнитного и гравитационного полей, этой области соответствует контрастная глубинная магнитная неоднородность, а «базальтовый слой» мощностью до 30–40 км залегает на глубине всего 15 км. Шепетовской кольцевой структуре соответствует скоростная аномалия и увеличение скорости в верхней части мантии до 8,4–8,5 км/с.

Таким образом, по особенностям глубинного строения Северо-западный район обнаруживает сходство с некоторыми районами Якутской алмазоносной провинциии [115–118, 122] и на этом основании может относиться к перспективным в отношении коренной алмазоносности.

В строении осадочного чехла западной и южной частей района принимают участие рифей-фанерозойские образования: терригенные отложения полесской серии среднего-верхнего рифея (до 400 м); осадочно-вулканогенные породы трапповой формации волынской серии нижнего венда (до 100 м); морские терригенно-карбонатные породы верхнего мела мощностью 10–20 м. Из кайнозойских образований распространены локально песчано-глинистые отложения палеогена (до 20 м), более широко – песчано-глинистые и подчиненные им карбонатные породы сарматского яруса неогена (60–70 м) и повсеместно – отложения четвертичного возраста (до 50 м). В центральной и северной частях района мощность осадочного чехла составляет в среднем 10–20 м, а на возвышенностях фундамента и склонах речных долин

он практически отсутствует, лишь в локальных понижениях фундамента мощность его достигает 100 м. Здесь развиты, главным образом, отложения четвертичной системы и только в пределах палеодолин и депрессий сохраняются песчано-глинистые породы палеогена и сарматского яруса неогена, иногда – нижнемеловые песчаники и верхнемеловые кремнистые песчаники и кремнистые известняки.

Северная и южная части Северо-западного района, расположенные в различных структурно-тектонических обстановках, отличаются условиями формирования ореолов рассеяния индикаторных минералов кимберлитов.

В северной части района наиболее древним коллектором индикаторных минералов кимберлитов, в том числе и алмазов, являются конгломераты белокоровочской свиты мезопротерозоя, развитые в одноименной рифтогенной структуре. В них пиропы встречаются редко и в небольших количествах (от 1–5 до 100 зерен на пробу 20 л). Большинство пиропов принадлежит к умереннокальциевым (CaO – 3,8–5,7 %) низкохромистым (Cr_2O_3 – 0,6–4,8 %) разностям (рис. 15). Редкие зерна пиропов с содержанием Cr_2O_3 до 8,6 % и CaO до 6,7 %, обогащенные уваровитовым и кнорринговым компонентами, обнаруживают сходство с пиропами из равномернозернистых лерцолитов с низким содержанием клинопироксена (рис. 15). Пиропы дунит-гарцбургитового парагенезиса не обнаружены. Гранаты эклогитового типа имеют альмандин-пироповый или гроссуляр-пироп-альмандиновый состав.

Среди пиропов из мезо-кайнозойских отложений северной части района, в том числе и Овручско-Белокоровичской структуры, по окраске различаются фиолетовые, малиновые, оранжевые и желтые разновидности. Значительная часть зерен фиолетовой окраски обладает александритовым эффектом. Размер пиропов преимущественно менее 0,5 мм, зерна более крупных размеров (0,7–1мм) встречаются очень редко.

Степень сохранности зерен весьма низкая, в большинстве случаев присутствуют только осколки более крупных зерен. Они в основном окатанные, слабо окатанные зерна отмечаются крайне редко. По химическому составу и другим признакам пиропы из разновозрастных мезо-кайнозойских отложений близки между собой (рис. 15). Гранаты пиропового ряда из палеогеновых отложений (киевской и харьковской свит) имеют малиново-красную, розовую, желтовато-розовую и оранжевую окраску и принадлежат к парагенезисам равномернозернистых и порфировидных лерцолитов, ильменитовых ультрабазитов, вебстеритов и эклогитов. Гранаты пиропового ряда в четвертичных отложениях встречаются в виде окатанных зерен и осколков размером 0,25–0,5 мм. Пиропы ультраосновных парагенезисов принадлежат к низко- и среднехромистым умереннокальциевым разновидностям графит-пироповой фации глубинности. Среди гранатов эклогитового парагенезиса выделяются пироп-альмандины и альмандин-пироп-гроссуляры, принадлежащие соответственно к магнезиально-железистым и дистеновым эклогитам графит-пироповой и алмаз-пироповой фаций глубинности. В ассоциации с пиропами практически повсеместно встречаются хромшпинелиды (рис. 16).

В целом, в неогеновых и четвертичных отложениях в северной части района присутствуют гранаты пиропового ряда той же парагенетической ассоциации, что и в конгломератах Белокоровичской структуры. Преобладают пиропы из вебстеритов, равномернозернистых и катаклазированных лерцолитов графит-пироповой фации глубинности. Сравнительно широко распространены также гранаты пироп-альмандинового и пироп-альмандин-гроссулярового состава, материнскими породами которых являются магнезиально-железистые и дистеновые эклогиты графит- и алмаз-пироповой фаций глубинности, изредка встречаются пиропы из ильменитовых гипербазитов (рис. 15). Высокохромистые, низкокальциевые пиропы из дунитов и гарцбургитов, чаще всего являющиеся парагенетическими спутниками алмаза в кимберлитах Якутской и других алмазоносных провинций мира, здесь встречены только в отдельных ореолах и в единичных знаках. Так, ряд контрастных полиминеральных ореолов индикаторных минералов алмазной ассоциации установлен в современном аллювии рек Уборть, Случь и их притоков, а также в сарматских отложениях, с хорошей сохранностью зерен, в том числе обломков и кристаллов алмаза величиной до 0,5 мм (рис. 6, 17). Здесь во многих шлихах отмечаются знаки высокохромистых пиропов (Cr_2O_3 – 6–11,5 %) с содержанием CaO – 5-6,5 % и значительной примесью кнорринговитового компонента – от 5–10 до 15–17 мол. %. Максимальная концентрация пиропов в базальных горизонтах четвертичных и сарматских отложений достигает 1000 знаков на 20 л породы. В большинстве проб встречаются хромшпинелиды (рис. 16), отмечается наличие хромдиопсида и пикроильменита.

В северной части Северо-западного района в результате геолого-съемочных и специализированных поисковых работ обнаружено 198 алмазов, большая часть которых установлена в пределах Овручско-Белокоровичской структуры. Находки алмазов по стратиграфическим уровням распределяются следующим образом: конгломераты нижнебелокоровичской подсвиты – 42; песчаники базального горизонта нижнебелокоровичской подсвиты – 2; песчаники верхнебелокоровичской подсвиты – 45; песчаники толкачевской свиты – 1; песчаники и аргиллиты полесской серии – 1; песчано-гравийные отложения бучакской свиты – 2; песчаники полтавской свиты – 1; четвертичные отложения – 105. Наиболее крупные (до 4 мм) алмазы найдены в конгломератах. Алмазы перидотитового типа здесь составляют 75 %, эклогитового – 25 %. По типоморфным особенностям эти алмазы близки к таковым из кимберлитов (С.В. Металиди и др., 1982).

В юго-западной и южной частях района наиболее древними отложениями, где известны пиропы, являются песчаники горбашевской свиты волынской серии нижнего венда. Количество их варьирует от нескольких до 100 зерен на 20 л породы, преобладают окатанные и угловато-окатанные зерна размером до 0,25 мм.

В меловых отложениях, представленных преимущественно кремнистыми песчаниками, пиропы встречены в количествах от 4 до 64 знаков на 20 л породы. Преобладают хорошо окатанные зерна размером до 0,25 мм фиолетового (40 %), розового (55 %) и розовато-желтого (5 %) цвета (рис. 15).

В отложениях сарматского яруса миоцена, широко развитых в южной части района, пиропы обнаружены в песчано-гравийных образованиях, залегающих среди известняков и глин. Их содержание, в основном, не превышает 10–15 знаков на 20 л породы. В базальных частях разреза верхнего миоцена пиропы встречены в количестве от 25 до 125 знаков и представлены хорошо окатанными зернами. Неокатанные зерна встречаются довольно редко. Размер их не превышает 0,5 мм, преимущественно – 0,25 мм. По цвету они сходны с пиропами из четвертичных отложений, в которых наиболее широко распространены. Исключение составляет ореол, выявленный на юге района, в окрестностях сел Медведовка, Желудки, Сягров и Савичи. Среди пиропов преобладают неокатанные зерна с отчетливой скульптурированной поверхностью, что говорит о близком расположении их коренных источников. Пиропы представлены преимущественно неправильными по форме обломками и осколками более крупных зерен, среди которых по цвету различаются: фиолетовые, лиловые (19 %), малиновые (27 %), красные (14 %), розовые (19 %), оранжевые (21 %). По оптико-спектроскопическим и колориметрическим параметрам они близки к пиропам из равномернозернистых и порфировидных лерцолитов. В подчиненном количестве встречаются пиропы вебстеритового парагенезиса, а также пироп-альмандины и пироп-альмандин-гроссуляры эклогитового парагенезиса. По химическому составу сиреневые, малиновые, красные и розовые пиропы лерцолитового парагенезиса являются обычно малохромистыми (Cr_2O_3–0,78–2,28 %), умереннокальциевыми (CaO – 4,07–5,9 %), редко – низкокальциевыми (CaO–3,68 %) разновидностями. В знаковых количествах встречаются обогащенные хромом (Cr_2O_3–5,73 %) и кальцием (CaO–5,78 %) пиропы светло-лилового цвета, для которых характерно высокое содержание уваровитового и наличие кнорринговитового компонентов (рис. 9). Эти пиропы сходны с пиропами из равномернозернистых лерцолитов с низким содержанием клинопироксена, ксенолиты которых известны в кимберлитах Якутии и других регионов. Гроссуляр-альмандин-пиропы оранжевого и розовато-желтого цвета, составляющие до 30–35 % от общего количества гранатов пиропового ряда и принадлежащие к парагенезисам магнезиально-железистых и дистеновых эклогитов, существенно отличаются от пиропов низкой хромистостью (Cr_2O_3–0,20–0,25 %) и магнезиальностью (MgO – 6,62–12,28 %), более высокой железистостью (FeO – 12,88–18,45 %) и кальциевостью (CaO–7,62–13,33 %).

Пиропы в южной части района обнаружены также в верхнечетвертичных – современных аллювиально-озерных и современных аллювиальных, озерно-болотных и пролювиально-делювиальных отложениях. В современном аллювии содержание пиропов колеблется от нескольких до 94 зерен размером не более 0,5 мм. Подавляющее большинство зерен имеет округлую, угловато-округлую и яйцевидную форму за счет сильного механического износа. Наиболее высокие содержания пиропов установлены в верховьях р. Цветоха у с. Савичи Шепетовского района – до 100–150 знаков. Здесь преобладают неокатанные зерна или осколки размером до 0,25 мм, а зерна размером от 0,25–0,5 мм составляют 25–30 % общего числа. Отмечены единичные зерна размером до 1 мм. По окраске они распределяются так: фиолетовые – 35 %, малиновые – 5 %, розовые – 25 % и бледно-желтые – 35 %. Выделяются разновидности эклогитового

(оранжевые и желтые зерна), лерцолитового и пироксенитового (розовые, красные и фиолетовые зерна) парагенезисов. Редко встречающиеся фиолетовые зерна являются высокохромистыми (Cr_2O_3 до 9,6 %), умереннокальциевыми пиропами гарцбургитового парагенезиса, в т.ч. алмазной ассоциации (рис. 15).

Анализ данных о составе пиропов и других глубинных минералов позволяет в первом приближении реконструировать состав и оценить P–T условия образования пород верхней мантии в пределах Северо-западного района. Имеются сведения о температурах и давлениях, при которых пиропы с содержанием Cr_2O_3 более 1,5 % из ореолов находились в мантийных перидотитах в равновесии с оливином и другими минералами. Такая же информация есть по клинопироксенам из ореолов. Минимальные температуры равновесия этих минералов из изученных ореолов составляют около 700–750°С. Исходя из геотермы 40 мВт/м^2 для перидотитовых ксенолитов из кимберлитов, образование таких низкотемпературных пиропов происходило на глубине около 80 км при давлении порядка 25 кбар. При этой геотерме перидотиты с более низкохромистыми (Cr_2O_3 меньше 1,5 %) пиропами могут быть развиты в верхней мантии, начиная с глубины 60 км (P больше 17 кбар). Выше в разрезе верхней мантии будут преобладать эклогиты. Наличие в ореолах гранатов альмандин-пиропового и гроссуляр-альмандин-пиропового состава позволяет предполагать, что эклогиты представлены магнезиальными, магнезиально-железистыми и, вероятно, дистеновыми разновидностями. Однако, для определения глубины залегания каждого из этих типов эклогитов имеющихся данных недостаточно. Можно лишь с определенной уверенностью констатировать, что на глубине менее 45 км развиты эклогитоподобные породы с плагиоклазом, который устойчив при давлении ниже 15 кбар.

Имеющиеся данные показывают, что верхняя мантия в пределах Северо-западного района достаточно хорошо дифференцирована и деплетирована. Деплетированность ее возрастает с глубиной и достигает максимума в области развития пиропсодержащих гарцбургитов. Начиная с глубины 55–60 км и до глубины 150 км верхняя мантия сложена, в основном, равномернозернистыми пироповыми и хромшпинель-пироповыми лерцолитами. В верхней части этого интервала среди лерцолитов преобладают разновидности с высоким содержанием клинопироксенов, в нижней – с низким. Судя по составу клинопироксенов из изученных ореолов, они представлены обычно кальциевыми разновидностями диопсида и хромдиопсида. При этом, диопсиды из верхней (низкотемпературной) части лерцолитового слоя, как правило, более железистые и титанистые и менее хромистые по сравнению с диопсидами из нижней (высокотемпературной) его части. Снизу вверх по разрезу в диопсиде лерцолитового типа отмечается уменьшение количества Ni и увеличение содержаний Sc и РЗЭ.

Среди высокотемпературных пиропов (T > 950°С) 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. Судя по температурам равновесия пиропов и содержанию в них Y, мощность литосферы в пределах Северо-западного района составляет более 150 км.

Кимберлиты в районе не установлены. Возможные эпохи проявления кимберлитового магматизма – протерозойская и девонская. В пределах Припятской ветви ДДА, заложенной на докембрийском фундаменте, выявлены трубки щелочно-ультраосновных пород среднепалеозойского возраста (Белоруссия) [78].

По набору критериев и признаков (табл. 2, 4), в их числе близость рифтогенных структур, широко проявленный базальтоидный магматизм, наличие ореолов индикаторных минералов кимберлитов алмазной ассоциации с хорошей сохранностью зерен и находки в этих же ореолах алмазов, Северо-западный район относится к высокоперспективным для поисков коренных месторождений алмазов. В северной части района выделена Новоград-Волынская, а в южной – Шепетовская перспективные площади (потенциальные алмазоносные поля). В литосферной мантии в пределах Северо-западного района имеется так называемое «алмазное окно», что позволяет считать Новоград-Волынскую и Шепетовскую площади перспективными для поисков кимберлитовых тел не только графит-пироповой, но и алмаз-пироповой фаций глубинности. В пределах этих площадей наиболее вероятным является выявление алмазоносных даек кимберлитов протерозойского возраста и, вероятно, трубок и даек кимберлитов среднепалеозойского возраста.

НОВОГРАД-ВОЛЫНСКАЯ ПЛОЩАДЬ

Новоград-Волынская площадь (5860 км^2) находится в северной части Северо-западного района Волынского блока, в области сочленения УЩ с Припятской ветвью ДДА [28]. На северо-востоке её расположены рифтогенные структуры высоких порядков – субмеридиональная Белокоровичская и субширотная Овручская мезо-неопротерозойского заложения. В качестве перспективной на поиски коренных источников алмазов площадь выделена на основании критериев и признаков, разработанных для этого (III) ранга прогнозирования алмазоносных объектов (табл. 2, 5). Это – расположение в «плечах» рифтогенных структур или авлакогенов, наличие зон глубинных разломов и областей их пересечения, проявление щелочно-базальтоидного и щелочно-ультраосновного магматизма, наличие в осадочном чехле контрастных ореолов индикаторных минералов кимберлитов, в том числе алмазов, кольцевых структур II–III рангов.

Состояние изученности и методика поисковых работ

Начало систематического изучения алмазоносности Северо-западного района относится к 1976 г., когда на территории свыше 350000 км^2 Житомирской экспедицией ПГО «Севукргеология» впервые проведены общие поиски месторождений алмазов шлихо-минералогическим методом. В результате их на Новоград-Волынской площади в современном аллювии рек Уборть, Случь и их притоков были установлены ореолы рассеяния пиропов, а в конгломератах белокоровичской свиты мезопротерозоя найдены кристаллы алмаза (В.И. Язвинский и др., 1980 г.), что позволило рекомендовать для дальнейших поисков Белокоровичскую и Овручскую структуры.

В пределах рекомендованных структур выполнены общие поиски алмазов с большими объемами буровых и горных работ, детальными наземными геофизическими исследованиями и мелкообъемным опробованием разновозрастных пород (Н.С. Супруненко и др., 1980–1984 г.г.). Главным итогом их стало подтверждение алмазоносности конгломератов белокоровичской свиты, развитых в южной части одноименной структуры. Алмазы выявлены в 9 пунктах в количестве 40 кристаллов, в том числе 3 камня в классе -4+2 мм. Изучение алмазов в ИМРе и ИГФМ АН УССР (Г.И. Смирнов, Ю.А. Полканов, С.Н. Цымбал, В.Н. Квасница, С.И. Рыбалко) позволило установить их принадлежность к перидотитовому (75 %) и эклогитовому типам (25 %) и сделать заключение о том, что коренными источниками алмазов были кимберлиты. В ассоциации с алмазами в конгломератах и песчаниках белокоровичской свиты впервые обнаружены пиропы, хромдиопсид, хромшпинелиды и пикроильменит. Кроме того, эти минералы были найдены в кайнозойских отложениях в обрамлении Белокоровичской структуры. На территории поисков бурением заверено свыше 100 изометричных грави-магнитных аномалий, однако кимберлиты и другие породы щелочно-ультраосновного ряда не выявлены. По результатам проведенных работ в пределах Белокоровичской и Овручской структур выделены участки для поисков алмазоносных россыпей в разновозрастных грубообломочных образованиях, а для поисков кимберлитов рекомендована область развития даек основного состава, расположенная западнее и юго-западнее Белокоровичской структуры.

Грубообломочные породы южной части Белокоровичской структуры более детально изучались в 1984–1989 г.г. Б.Л. Высоцким и др. Было проведено поисково-картировочное бурение с целью картирования докембрийских грубообломочных пород и определения мест мелко-крупнообъемного опробования. Профили скважин ориентировались вкрест простирания структуры, что должно было обеспечивать более полное пересечение предполагаемых метаморфизованных россыпей. Для их обнаружения пройдены шурфы, из которых отобрано и обогащено 583,7 т конгломератов. В результате был сделан вывод о низкой алмазоносности Белокоровичской структуры и малой вероятности выявления здесь метаморфизованных россыпей промышленной значимости с крупными алмазами. Возможность обнаружения убогих россыпей алмазов не исключается, но их поиски требуют более густой сети мелко-крупнообъемного опробования.

В течение 1983–1989 г.г. проводились геолого-съемочные работы м-ба 1:50000 в южной части Новоград-Волынской площади, рассматриваемой как область сноса обломочного материала в Белокоровичскую впадину. В юго-западной части её работы выполняли В.Ф. Лабузный и др. (1983–1988 г.г.), в юго-восточной – А.П. Глухов и др. (1984–1989 г. г.). Одной из задач групповой геологической съемки являлась оценка перспектив алмазоносности территории с помощью шлихового и мелкообъемного опробования

осадочного чехла и потенциально-алмазоносных коренных пород. В результате проведенных работ была установлена высокая зараженность сарматских и четвертичных отложений характерными для кимберлитов минералами: пиропом, хромшпинелидом, хромдиопсидом, пикроильменитом, омфацитом. В юго-западной части площади выявлено тело щелочно-ультраосновных пород ийолит-мельтейгитового состава (Городницкая интрузия).

В 1990–1992 г.г. в пределах Новоград-Волынской площади Ю.В. Гейко и др. выполнялись тематические работы по обобщению всех имеющихся геолого-геофизических материалов и прогнозированию коренных источников алмазов. В результате выделен ареал возможного проявления мантийного магматизма, охватывающий центральную часть области развития дайковых образований. В его пределах буровыми работами установлены и частично детализированы контрастные полиминеральные ореолы индикаторных минералов кимберлитов в четвертичных и сарматских отложениях с хорошей сохранностью зерен и выявлены отдельные кристаллы алмаза размером до 0,5 мм в тех же отложениях. Полученные данные позволили рекомендовать южную часть Новоград-Волынской площади для поисков коренных источников алмазов.

С 1996 г. поисковые работы проводятся в южной части Новоград-Волынской площади на Городницком и Зубковичском участках общей площадью 3254 км^2 (Ю.В. Гейко и др.). Они включают изучение ранее выявленных ореолов индикаторных минералов кимберлитов, площадную пироповую съемку наиболее перспективных структур, крупномасштабную (1:5000 – 1:2000) высокоточную магнитную съемку на отдельных аномалиях, установленных при аэромагнитной съемке м-ба 1:10000, и перспективных структурах с последующей заверкой бурением выявленных объектов.

В целом, опоискованность шлихо-минералогическим методом Новоград-Волынской площади в настоящее время низкая. Плотность опробования большей части её составляет менее 1 пробы на 1 км^2. Несколько лучше изучена (от 2–5 до 20 проб и более на 1км^2) северо-восточная часть площади – обрамление Белокоровичской структуры. В центральной и южной частях площади с плотностью от 2 до 5 проб на 1км^2 опробованы лишь фрагменты речной сети, более детально Мочулянский и Зубковичский ореолы – до 6–10 проб на 1 км^2. На перспективных участках (структурах), где проводились целенаправленные поисковые работы, плотность опробования составляет 10–20 проб и более на 1км^2.

Геолого-съемочные и поисковые работы сопровождались геофизическими работами, направленными на выявление и изучение магнитных аномалий трубочного типа.

В северо-восточной части площади, в обрамлении Белокоровичской и западной части Овручской структур, выделено 56 перспективных аномалий. Площадные детальные геофизические исследования выполнены на 13 аномалиях. Бурением заверена 41 аномалия; тела ультраосновных и щелочно-ультраосновных пород не выявлены.

В северо-западной части площади при геологической съёмке 1:50000 – 1:200000 м-ба работы на алмазы не проводились и аномалии трубочного типа детальными геолого-геофизическими работами не изучались.

В южной части площади, в пределах Городницкого и Зубковичского участков, выделено 346 локальных магнитных аномалий трубочного типа и 4 зоны слабоинтенсивных линейных аномалий. Все аномалии можно подразделить на следующие классы: 1 – слабоинтенсивные (до 50 нТл), наиболее перспективные – 201 ан.; 2 – средней интенсивности (50–500 нТл) – 118 ан.; 3 – высокоинтенсивные (свыше 500 нТл) – 27 ан.

Детализировано наземной магнитной съемкой м-ба 1:5000 – 1:2000 98 аномалий, из них на Городницком участке – 62 и на Зубковичском – 36. Заверено бурением 69 аномалий, в том числе 38 на Городницком участке и 31 на Зубковичском.

Бурением заверялись, в основном, магнитные аномалии средней и высокой интенсивности. Выявленные аномалиеобразующие объекты представлены телами пироксенитов, габброидов, диоритов и ксенолитами кристаллических сланцев. По аномалиям, выделенным и детализированным при проведении поисковых работ в последние годы, проведено математическое моделирование морфологии аномалиеобразующих объектов. Для заверки бурением выбирались наиболее перспективные аномалии, имеющие по результатам моделирования штокообразную и конусообразную формы. Учитывалось также наличие индикаторных минералов кимберлитов в базальных горизонтах в пределах аномалий. Аномалии заверя-

лись одной или несколькими скважинами, в зависимости от сложности модели. С учетом моделирования, на Городницком участке на 7 аномалиях пробурено 8 скважин, из них 3 наклонные, на Зубковичском участке на 4 аномалиях – 13 скважин, из них 2 наклонные. Полученные отрицательные результаты заверки бурением аномалий высокой и средней интенсивности, а также данные по магнитной активности кимберлитовых трубок Якутской алмазоносной провинции, потребовали изменения подхода к выбору для заверки бурением перспективных локальных аномалий, а именно: изучения и заверки бурением не отдельных средне-высокоинтенсивных магнитных аномалий, а преимущественно аномалий слабой интенсивности, образующих линейные и кольцевые структуры в наиболее перспективных блоках площади. Изучение структур и аномалий, перспективных по комплексу признаков на выявление алмазоносных образований, производится при поисковых работах текущего этапа.

Геолого-структурная характеристика площади и ее перспективы на обнаружение месторождений алмазов даются ниже по результатам обобщения и переинтерпретации геолого-геофизических материалов с использованием компьютерной техники и технологии, а также последних данных поисковых работ.

Особенности геологического строения

Для более целенаправленных поисков коренных источников алмазов в пределах Новоград-Волынской площади проведено геолого-структурное районирование её. Выделены следующие блоки II порядка: Новоград-Волынский, сложенный плагиомигматитами шереметьевского комплекса палеопротерозоя и, возможно, являющийся реликтом архона, ремобилизованного в протерозое; Осницкий и Коростенский, сложенные образованиями мезопротерозоя: метавулканитами клесовской серии, гранитоидами осницкого, пержанского и коростенского комплексов соответственно, относящиеся к протону (рис. 17). Разделяют эти блоки Красногорско-Житомирская и Сущано-Пержанская зоны глубинных разломов, которые рассматриваются в качестве межблоковых. Выделены также Кишинская кольцевая структура II ранга (предполагаемый мантийный диапир) и ряд кольцевых структур III – IV ранга, дайки и интрузии различного состава и возраста, поля распространения эффузивных образований [72].

Новоград-Волынский блок II порядка в виде клина, ограниченного с запада Пержанской, а с востока Красногорско-Житомирской межблоковыми зонами, занимает центральную и южную части Новоград-Волынской площади и продолжается в южном, юго-западном и юго-восточном направлении за ее пределы. Геологическое строение блока рассматривается только в пределах Новоград-Волынской площади.

В строении кристаллического фундамента блока наибольшее участие принимают самые древние комплексы пород района – гранитоиды шереметьевского комплекса палеопротерозоя (2400–2500 млн. лет), среди которых встречаются останцы гнейсовой толщи городской свиты тетеревской серии (2600–2400 млн. лет). Эти образования прорваны интрузиями гранитоидов и габброидов осницкого комплекса, интрузиями ультрабазитов городницкого комплекса (2100–2000 млн. лет), а также многочисленными различно ориентированными дайками мезо- и неопротерозоя.

Новоград-Волынский блок отличается относительно спокойным характером магнитного поля и слабоградиентным – гравитационного поля, что объясняется однородным строением его кристаллического основания (рис. 18, 19). В локальном гравитационном поле с радиусом осреднения 18 км выделяются области повышенных и пониженных значений аномалий поля силы тяжести интенсивностью до 2,5–3 мГл, вызванных, предположительно, преимущественным развитием соответственно гнейсов или гранитов. В поле горизонтальных градиентов аномалий силы тяжести в пределах блока выделяется кольцевая структура II ранга – Емильчинская (рис. 17, 18). Она характеризуется областями наименьших горизонтальных градиентов и отображает, на наш взгляд, наиболее однородную по вещественному составу часть блока.

Тетеревская серия. Городская свита. В южной части блока свита подразделяется на две толщи (подсвиты): нижнюю, сложенную гнейсами биотитовыми, гранат-биотитовыми и графит-биотитовыми, амфиболитами и сланцами амфибол-биотитовыми, и верхнюю, представленную микросланцами, микрогнейсами, амфиболитами, мраморами, метаморфизованными андезитовыми порфиритами (В.Ф. Лабузный и др., 1988).

Наименее метаморфизованные породы свиты слагают в юго-западном углу блока Александрийскую структуру типа грабен-синклинали северо-восточного простирания, протяженностью 12–16 км и шириной около 10 км. В центральной части её наблюдается переслаивание филлитовидных микросланцев с маломощными прослоями мраморизованных известняков и метаэффузивов среднего и основного состава, сменяющихся к периферии структуры микрогнейсами и амфиболитами. В физических полях структура выражена мозаичным магнитным полем слабо повышенной интенсивности (200–250 нТл) и повышенной интенсивностью остаточного поля силы тяжести (0,5–1,0 мГл).

На остальной территории блока городская свита сохранилась в виде останцов небольшой мощности и протяженности среди гранитоидов шереметьевского комплекса.

Она сложена гнейсами, актинолитовыми или биотит-актинолитовыми амфиболитами и сланцами, образовавшимися в условиях эпидот-амфиболитовой фации метаморфизма. Большая часть амфиболитов представляет собой продукты преобразования эффузивов основного и, возможно, среднего состава. Меланократовые сланцы (актинолититы), по-видимому, являются продуктами метаморфизма эффузивов ультраосновного состава. Среди высокоуглеродистых образований присутствуют прослои параамфиболитов, сформировавшихся по породам типа мергелей и доломитов.

Шереметьевский ультраметаморфический комплекс представлен, главным образом, плагиомигматитами биотитовыми и мигматитами амфибол-биотитовыми диоритового состава. Эти породы немагнитны или слабомагнитны (средняя магнитная восприимчивость порядка $20x10^{-5}$ ед. СИ), средняя плотность их составляет 2,67 г/см^3. Довольно часто встречаются граниты биотитовые и двуслюдяные. В качестве разновидностей, имеющих ограниченное распространение, отмечаются плагиомигматиты графит-биотитовые, мусковит-биотитовые, гранат-биотитовые, силлиманит-биотитовые и андалузит-кордиерит-биотитовые. Породы комплекса наследуют сложную складчатую структуру метаморфических образований тетеревской серии, являющихся субстратом для всех разновидностей мигматитов.

Осницкий интрузивный комплекс пользуется ограниченным распространением. На севере блока, в зоне сочленения Пержанской и Красногорско-Житомирской межблоковых зон, закартирован сложно построенный дифференцированный массив, периферическая часть которого сложена гранодиоритами, к центральной части сменяющимися диоритами, а затем гранитами. На юго-востоке блока установлен массив овальной формы, вытянутый в северо-западном направлении и сложенный преимущественно гранитами, с отдельными небольшими телами диоритов, гранодиоритов и граносиенитов. На юго-западе площади также известен ряд массивов гранитов, гранодиоритов и габброидов осницкого комплекса. Кроме того, отдельные небольшие интрузии габброидов встречаются по всей территории блока.

Городницкий интрузивный комплекс. К этому комплексу, помимо Городницкой интрузии ийолит-якупирангитов, выявленной в южной части блока и имеющей возраст 2100–2000 млн. лет (определен по циркону и амфиболу), отнесены тела базит-ультрабазитов, являющихся, видимо, производными щелочно-ультраосновного магматизма. Эти породы фиксируются локальными магнитными аномалиями трубочного типа интенсивностью от 200 до 500 нТл, свидетельствующими об изометричной форме массивов и их резких контактах с вмещающими породами. Интрузивные тела комплекса встречаются в области максимальной концентрации дайковых образований, вблизи зон глубинных разломов и сложены оливинсодержащими разновидностями пироксенитов и перидотитами (гарцбургитами и лерцолитами). Габброиды наблюдаются только в эндоконтактах массивов и, по-видимому, представляют собой метасоматические образования. С этими массивами часто ассоциируют мелкозернистые меланократовые образования, называемые актинолитовыми или тремолитовыми сланцами, и карбонатные породы неустановленного генезиса.

В пироксенитах и перидотитах клинопироксен представлен авгитом и магнезиальным диопсид-авгитом, ортопироксен – энстатитом, бронзитом и низкожелезистым гиперстеном. Оливин – форстерит, содержание которого меняется в зависимости от типа пород от 20 до 40–60 %, большей частью замещен серпентином. Амфибол представлен актинолитом, тремолитом и бледноокрашенной роговой обманкой – эденитом. В краевых частях тел встречаются скаполит и карбонат. Акцессорные минералы: апатит, хромит, халькопирит, пирит, пирротин, магнетит, пентландит, графит, в некоторых массивах – золото. Все разновидности пород имеют повышенную магнезиальность (MgO – 20–24 %), низкую глиноземистость (Al_2O_3 – 2–3,5 %) и железистость (Fe_2O_3 – 1–3 %, FeO – 7–9 %), несколько повышенную щелочность (Na_2O – 0,5–0,7 %, K_2O – 0,2–0,3 %) при содержании SiO_2 – 40–46 %.

Интрузия флогопит-оливиновых перидотитов выявлена при заверке бурением аномалии «трубочного типа» интенсивностью 700 нТл вблизи с. Березники, в обрамлении Глумчанской кольцевой структуры III ранга. Эта интрузия (Березниковская) расположена в Покошевской зоне разломов северо-западного, участками близширотного простирания, насыщенной дайками базит-ультрабазитов, и отображается в магнитном поле как раздув линейных аномалий. Она вскрыта двумя вертикальными и двумя наклонными скважинами. Характерно интенсивное дробление пород интрузии за счет тектоники или характера внедрения. Штокообразное тело размером 150х300 м имеет зональное строение: центральная часть сложена флогопитовыми перидотитами (оливинитами), а периферическая – перидотитами и пироксенитами. Породы центральной части интрузии состоят на 75–80 % из оливина и флогопита (20–25 %). Оливин большей частью замещен псевдоморфозами серпентина, иногда с примесью амфибола и хлорита. В виде отдельных прослоев мощностью от 0,5 до 3 м (даек?) встречаются породы, имеющие тонко-мелкозернистую гипидиоморфнозернистую структуру, по химическому (табл. 11) и петрографическому составу относящиеся к пикритам (меймечитам). Они состоят из псевдоморфоз талька по оливину и пироксену (70 %) и флогопита (30 %). Псевдоморфозы по темноцветным минералам имеют призматическую форму, иногда футляроподобное строение с центральным селадонитовым ядром, между ними развиваются пакеты хлоритизированного флогопита. К периферии Березниковской интрузии постепенно уменьшается содержание оливина (до 25–30 %) и флогопита (до 5 %), основным породообразующим минералом становится пироксен (диопсид, авгит) и замещающие его амфиболы. Соответственно, содержание SiO_2 возрастает от 28 до 43 %, MgO колеблется в пределах 25–33 %, CaO – 2–12,8 %, K_2O – 0,5–1,5 % (табл.11). Во всех разновидностях пород присутствуют хромшпинелиды (до 20 г/т) и апатит (до 50 г/т). В хромшпинелидах содержание Cr_2O_3 колеблется от 35 до 46 %, Al_2O_3 – от 14 до 28 %, MgO – от 4 до 12 %.

Ряд тел оливиновых пироксенитов пространственно сближены с небольшим (180х250 м) массивом щелочно-ультраосновных пород, установленным В.Ф. Лабузным и др. (1988 г.) в районе пос. Городница при заверке бурением изометричной магнитной аномалии трубочного типа интенсивностью 320 нТл. По данным С.Н. Цымбала и др. (1988) массив сложен преимущественно меланократовыми разновидностями пород, среди которых выделяются существенно пироксеновые якупирангиты (нефелинсодержащие или безнефелиновые), мельтейгиты (10–40 % нефелина) и йолиты (примерно с равным количеством нефелина и пироксена). Пироксен относится к диопсиду и эгиринсодержащему диопсиду с примесью Na_2O (0,34–0,73 %) и Cr_2O_3 (0,71–1,33 %); он чаще всего более идиоморфен, чем нефелин. В существенно нефелиновых породах нефелин приобретает идиоморфные очертания и обычно замещен шпреуштейном, иногда с каймой канкринита. Во всех разновидностях, за редким исключением, присутствует оливин (до 5–10 %), принадлежащий к магнезиальному хризолиту или железистому форстериту (Fo – 86–96 %) с небольшой примесью хрома (Cr_2O_3 – 0,04–0,14 %). Амфиболы (гастингсит и роговая обманка) развиваются большей частью по пироксенам и иногда образуют крупные пойкилобластические выделения. Второстепенные минералы – флогопит, кальцит, сидерит – содержатся в незначительных количествах и имеют характер интерстициальных выполнений. Акцессории представлены апатитом (до 1–1,5 кг/т), перовскитом, сфеном, рутилом, хромшпинелидами, гранатом, муассанитом, магнетитом, цирконом, титаномагнетитом, халькопиритом, пирротином, пентландитом.

По особенностям состава среди хромшпинелидов выделяются три разновидности (С.Н. Цымбал и др., 1988). Хромшпинелиды первой разновидности резко преобладают и содержат 34–41 % Cr_2O_3 и 17–27,5 % Al_2O_3. Хромшпинелиды второй разновидности встречаются реже и отличаются от первой более высокой хромистостью (Cr_2O_3 – 48–54 %) и меньшей глиноземистостью (Al_2O_3 – 11–16 %). Третья разновидность, крайне редко встречающаяся, по содержанию Cr_2O_3 (62,21 %) и Al_2O_3 (8,72 %) близка к хромитам алмазной ассоциации из кимберлитов.

Апатит по составу такой же, как и в породах карбонатитовых комплексов Карело-Кольской и Маймеча-Котуйской провинций. Химическими анализами в нем установлено 2,23 % F и 0,70–0,88 % TR_2O_3. Редкие земли имеют преимущественно цериевый состав: Ce_2O_3 – 41,36–42,08 %; значительную роль играет также лантан (La_2O_3 – 19,53–22,4 %), неодим (Nd_2O_3 – 17,34–17,65 %), в меньшей мере самарий (Sm_2O_3 – 3,9–8,36 %), европий и гадолиний (Eu_2O_3+ Gd_2O_3 – 4,07–8,56 %)

Перовскит – характерный минерал щелочно-ультраосновных пород и кимберлитов – редко встречается в виде зерен неправильной формы и отличается от перовскита из кимберлитов более высокими содержаниями Na_2O (1,40 –1,44 %) и FeO (1,38–1,45 %).

Магнетит образует мелкие октаэдрические кристаллы и их агрегаты, реже – зерна неправильной формы. Характерной особенностью магнетита является повышенное содержание TiO_2 (2,08–2,57 %) и Cr_2O_3 (0,88–1,00 %).

Таким образом, в ийолит-мельтейгит-якупирангитах городницкого комплекса сочетаются такие "несовместимые" парагенезисы как хромшпинелиды, с одной стороны, и обогащенные редкими землями апатит и перовскит – с другой. Хромшпинелиды являются характерными минералами ультрабазитов, а перовскит и апатит – щелочных пород. Подобная ассоциация минералов развита в ранних дифференциатах щелочно-ультраосновных (карбонатитовых) комплексов – оливинитах, пироксенит-якупирангитах, а также в кимберлитах.

Содержание основных породообразующих окислов (табл. 10) в ийолит-мельтейгит-якупирангитах колеблется в пределах: SiO_2 – 41–50 %, (среднее 44,1 %), в карбонатизированных разновидностях снижаясь до 32–38 %; MgO – 8–22 % (среднее 16,6 %); CaO – 6–18 % (среднее 13,8 %); Al_2O_3 – 4–15 % (среднее 8,7 %); Na_2O – 0,4–5,2 % (среднее 1,86 %); K_2O – 0,3–2,0 % (среднее 0,8 %); CO_2 – 0,4–8,1 %. Рассматриваемые породы по химическому составу отличаются от типичных ийолит-якупирангитов фанерозойских карбонатитовых комплексов более высоким содержанием кремнезема, низкой титанистостью (TiO_2 – 0,28–0,66 %, среднее 0,11 %), пониженным содержанием P_2O_5 (0,01–0,26 %, среднее 0,11 %) и повышенным – Cr_2O_3 (0,03–0,35 %, среднее 0,12 %).

Спектральным анализом в ийолит-мельтейгит-якупирангитах установлены: Ni (200–400 г/т), Co (10–50 г/т), U (50–200 г/т), Nb (до 10г/т), Zr (20–60г/т), Sc (10–60, редко 100–150 г/т), Cu (10–60 г/т), Ba (0,01–0,08 %), Sr (до 0,3 %), Li (0,1– 0,02 %), Rb (0,01–0,03 %), Cs (0,001–0,006 %), TR и другие элементы-примеси.

В экзоконтакте массива, в гранитоидах шереметьевского комплекса, наблюдается отчетливо выраженный ореол фенитизации с типичными фенитовыми структурами: вокруг кварца разрастается кайма щелочного амфибола типа рихтерита – арфведсонита, к этому агрегату примыкает новообразованный альбит, а исходный плагиоклаз замещается гранофироподобной альбит – щелочнополевошпатовой мелкозернистой массой.

К городницкому комплексу относятся также дайки и штокоподобные интрузии щелочно-ультраосновных пород, открытые в пределах Глумчанской кольцевой структуры III ранга и приуроченные к рассекающей её зоне разломов северо-восточного простирания. Дайки прослежены по длине на 1,7 км, имеют небольшую мощность (0,2–1,5 м) и крутое падение ($65–70^0$). Они сложены мельтейгит- и якупирангит-порфирами с отчетливо выраженной порфировой структурой. Вкрапленники, составляющие 20–40 % породы, представлены двумя генерациями. Первая генерация вкрапленников сложена более крупными (1,5–3 мм) короткопризматическими зернами оливина, полностью замещенного мономинеральным агрегатом бесцветного амфибола типа тремолита или куммингтонита. Некоторые из этих вкрапленников имеют скелетное строение с внутренними полостями за счет быстрого остывания породы и реакционные контакты с основной массой. Вторая генерация представлена микровкрапленниками клинопироксена существенно диопсидового состава, сохраняющегося в виде реликтов среди тонкошечуйчатого флогопита, замещающего этот минерал. Основная масса крипто-мелкозернистая, состоит из мельчайших выделений флогопита и тремолитоподобного, иногда щелочного, амфибола. В небольших количествах отмечается низкопреломляющий салический минерал (цеолит?) и миндалины округлой формы диаметром 1–2 мм, выполненные альбитом с примесью цеолитов. Встречаются продукты девитрификации вулканического стекла, представляющие собой агрегатную смесь калиевого полевого шпата, пелита, серицита и кварца. Из акцессорных минералов наиболее часто встречаются периклаз (до 5030 г/т) и апатит (до 3500 г/т). В единичных знаках повсеместно присутствуют шпинель, хромит, муассанит, циркон (иногда до 200 г/т), монацит, сфен, рутил, иногда отмечается бадделеит, альмандин. Рудные минералы представлены пиритом (до 4500 г/т), халькопиритом, пирротином, ильменитом, иногда молибденитом, арсенопиритом, галенитом, сфалеритом (до 37 г/т).

Породы даек содержат от 42 до 46 % SiO_2; 9–11 % Al_2O_3; 2–6 % Fe_2O_3; 5–9 % FeO; около 1 % TiO_2; 5–11 % CaO; 13–19 % MgO; 0,2–0,5 % P_2O_5; 0,2–0,3 % MnO; 2,5–5,1 % K_2O; 2,4– 4,5 % Na_2O (табл. 11), то есть являются щелочными породами натриево-калиевого ряда.

Интрузии щелочно-ультраосновных пород выявлены вблизи зоны развития даек в пределах Глумчанской кольцевой структуры и её обрамления и имеют субизометричную и неправильную форму. Одна их них, наиболее изученная, названа Малоглумчанской. Она на современном эрозионном срезе представляет собой тело длиной около 600 м и шириной до 180 м, вытянутое согласно простиранию даек и сложенное полнокристаллическими породами мельтейгит-якупирангитового состава. Возраст их (определен по циркону) составляет 2100–2000 млн. лет, т.е. такой же, как и пород Городницкой интрузии.

Щелочно-ультраосновные породы интрузий Глумчанской структуры значительно амфиболизированы и из первичных минералов в них сохранился только клинопироксен, содержание которого обычно составляет 5–20 %, редко до 30–40 %. Среди клинопироксенов преобладают хромдиопсиды и эгиринсодержащие диопсиды. Оливин присутствует во всех разновидностях пород, достигая иногда 20–30 % их объема, но он почти полностью замещен амфиболом.

Амфиболы, развивающиеся по оливину и клинопироксену, имеют зеленовато-бурый, зеленый и синевато-зеленый цвета. При этом зеленовато-бурый амфибол обычно замещается зеленым и синевато-зеленым амфиболами. По составу среди них выделяются обогащенные натрием титанистые гастингситы, эденити, разновидности промежуточного состава рядов эденит-катофорит и гастингсит-катафорит и магнезиокатафориты. Титанистые гастингситы и, возможно, эденити кристаллизовались на магматическом (раннем) этапе образования щелочно-ультраосновных пород, а субщелочные амфиболы (зеленого и синего цвета) – на поздне- и постмагматическом этапах.

Из салических минералов установлены альбит, калиевый полевой шпат и нефелин, содержание которых обычно не превышает 10–15 %.

Акцессорные минералы представлены апатитом, сфеном, ильменитом и хромшпинелидами. Для ильменита характерно высокое содержание MgO (до 11 %), а среди хромшпинелидов диагностированы низкожелезистые магнеохромиты (Cr_2O_3 – 51,5 %, MgO – 15,3 %, FeO –12,9 %, Al_2O_3 – 19,2 %).

Для даек и интрузий щелочно-ультраосновных пород Глумчанской структуры характерна интенсивная экзоконтактовая фенитизация (натриевой направленности) вмещающих гранитоидов.

Щелочно-ультраосновные породы Глумчанской структуры и её обрамления отличаются по химическому составу от типичных щелочно-ультраосновных пород дайковой и эффузивной фаций других регионов более низкими содержаниями TiO_2 и CaO. Они принадлежат к калиево-натриевой серии с различными соотношениями K_2O и Na_2O. Важнейшей геохимической особенностью их является низкое содержание некогерентных элементов-примесей, в частности Nb (3–12 г/т), Zr (19–20 г/т), Y (8–15 г/т), РЗЭ (60–80 г/т). Степень фракционирования РЗЭ также низкая.

К городницкому комплексу Ю.В. Гейко относит также серию пород, формирующих три специфические структуры, расположенные в центральной части южной половины Новоград-Волынской площади (рис. 17). Эта серия пород рассматривалась в составе кочеровской свиты тетеревской серии, слагающих, по мнению одних исследователей (В.Ф. Лабузный и др.) антиклинальные, а, по мнению других (А.П. Глухов и др.) – брахисинклинальные складки. Эти структуры отличаются своеобразным характером магнитного и гравитационного полей, не свойственным метаморфическим породам кочеровской свиты. Так, внутреннее строение структур характеризуется чередованием полосовых магнитных аномалий различной протяженности и интенсивности, ориентированных согласно общему простиранию структур. Оси минимумов и максимумов аномалий магнитного поля почти параллельны и только в северо-западном окончании структур отмечается замыкание их осей. В гравитационном поле структурам соответствует незначительное повышение поля силы тяжести, в остаточном поле отмечается чередование максимумов и минимумов, ориентированных согласно простиранию магнитных аномалий. Наиболее крупная из структур, Гутянская, имеет размеры 10 х 4 км, в шести километрах юго-западнее от нее расположена Курчицкая (10 х 2 км), а между ними – еще одна структура размером 6 х 3 км. Структуры расположены в узле пересечения дайковых зон северо-западного и северо-восточного направлений, на периферии Емильчинской кольцевой структуры II ранга, и контролируются Сарненско-Варваровской зоной глубинных разломов.

Им соответствуют понижения дневного рельефа и заболоченность местности, в связи с чем геологическое строение изучено только отдельными скважинами или профилями скважин в доступных для бурения местах. Вскрытые породы отнесены к амфибол-биотитовым кристаллосланцам и амфиболитам, с которыми связаны положительные магнитные аномалии, а также к мраморам и кальцифирам, фиксирующимися отрицательными магнитными аномалиями. На наш взгляд, эти структуры имеют более сложное внутреннее строение. По характеру магнитного и гравитационного полей и структурно-тектоническому положению они более всего соответствуют кольцевым интрузиям, характерным для щелочно-ультраосновных комплексов. Можно предположить, что типичные для этих комплексов пироксениты, перидотиты и щелочные ультрабазиты пока не установлены бурением. Кристаллосланцы и амфиболиты, в таком случае, могут представлять собой породы экзо-эндоконтактов не выявленных тел щелочных ультрабазитов.

Карбонатные породы, встреченные во многих скважинах, слагают линзовидные и пластообразные тела мощностью от 4,5 до 38,3 м и протяженностью от первых сотен метров до 2–2,5 км. Они проявляются в магнитном и гравитационном поле в виде вытянутых по длинной оси аномалий силы тяжести интенсивностью 0,3–0,5 мГл, совпадающих с пониженными значениями магнитного поля.

Несмотря на отсутствие явных признаков карбонатитов по результатам предыдущих исследователей, а также минимальные содержания щелочных металлов (K –0,14 %, Na – 0,05 %, Li – 4 г/т, Rb – 2 г/т), высокое значение величины K/Rb – 494, Ю.В. Гейко не исключает возможности отождествления их с карбонатными породами щелочно-ультраосновной формации.

В кальцифирах встречаются прожилки и жилы серпентинитов видимой мощностью до 1–3 м. Породы сложены серпентином, в небольших количествах встречаются флогопит и карбонат. Химический состав серпентинитов одной из жил следующий (мас.%): SiO_2 – 41,32, Al_2O_3 – 4,04, Fe_2O_3 – 1,01, FeO – 1,04, TiO_2 – 0,15, CaO – 4,56, MgO – 32,82, P_2O_5 – 0,05, MnO – 0,11, K_2O – 0,15, Na_2O – 0,45, п.п.п. – 13,67, сумма 99,37. Спектральным анализом отмечены повышенные концентрации никеля и кобальта (до 150 г/т). Вполне вероятно образование этих пород по маломощным дайкам ультрабазитов.

Дайковые комплексы. Новоград-Волынский блок насыщен разнообразными по составу дайковыми породами, фиксирующими разрывные нарушения и участки повышенной проницаемости кристаллического фундамента (рис. 17). Дайки сгруппированы, в зависимости от направления глубинных разломов, в ряд зон или поясов преимущественно северо-западного и северо-восточного, иногда субмеридионального и, крайне редко, – субширотного простирания. В зонах северо-восточного и северо-западного простирания выделяется серия даек, имеющих следующие направления: СВ – 10–25°, СВ – 40–50°, СВ – 60–80° и СЗ – 290–310°, СЗ – 330–340°, СЗ – 345–355°. В западной части блока дайковый магматизм наиболее интенсивно проявился вдоль разрывных нарушений с простиранием СЗ 330–340°, СВ 10–25° и СВ 60–80°; в центральной и восточной частях (около 50 % всех даек) – вдоль разломов северо-западного направления (СЗ 290–310° и СЗ 330–340°): в пределах Сарненско-Варваровской зоны глубинных разломов, а также (СЗ 345–355°) Красногорско-Житомирской межблоковой зоны. Следует отметить, что дайки и их зоны хорошо прослеживаются в магнитном поле. В целом, они выделяются серией линейных магнитных аномалий различной интенсивности – от первых десятков нТл до 1000 нТл и различного простирания в пределах одной зоны. В северо-западной части блока, вблизи Пержанской межблоковой зоны, в пределах поднятия кристаллического фундамента выделяется своеобразная область магнитного поля. Здесь фиксируются узкие дугообразные, изогнутые положительные магнитные аномалии интенсивностью от 100 до 1000 нТл, обусловленные дайками диабазов, формирующими структуру овальной формы размером 4х14 км. Внутри этой структуры и в непосредственной близости от нее наблюдается ряд слабо интенсивных (до 100 нТл) линейных и изометричных магнитных аномалий, возможно, связанных с телами ультраосновных и щелочных пород.

Как правило, бурением заверялись дайки, проявленные в магнитном поле наиболее интенсивными и широкими в плане аномалиями, вызванными, главным образом, диабазами и габбро-диабазами. Остались практически не изученными дайки предположительно ультраосновного и щелочного составов, проявленные в магнитных полях узкими и слабоинтенсивными магнитными аномалиями. Так, выявленные в последнее время бурением дайки мельтейгит- и якупирангит-порфиров характеризуются серией линейных магнитных аномалий интенсивностью до 50 нТл.

Проблема взаимоотношений и возрастного расчленения дайковых пород как для данной территории, так и для всего Украинского щита является нерешенной из-за отсутствия достоверных наблюдений взаимоотношений даек различного состава и ограниченного числа геохронологических датировок. Нами в достаточной мере условно выделяются два разновозрастных дайковых комплекса: мезо- и неопротерозойский.

В мезопротерозойском дайковом комплексе можно наметить два этапа внедрения даек. К первому этапу относятся имеющие преимущественно северо-западную ориентировку тела диабазов и диабазовых порфиритов, значительно измененные – амфиболизированные и нередко окварцованные. Габбро-диабазы второго этапа внедрения, слагающие тела северо-восточного простирания, связаны с формированием Пержанской межблоковой зоны и контролируются разломами того же направления.

Дайки диабазов, диабазовых порфиритов и габбро-диабазов картируются в магнитном поле узкими линейно-вытянутыми аномалиями интенсивностью до 1000 нТл, редко выше, и гравитационными аномалиями интенсивностью 0,3–0,7 мГл. Эти породы характеризуются высокими плотностью (в среднем 2,90 г/см^3) и магнитной восприимчивостью (в среднем 3500–4000х10^{-5} ед. СИ).

Габбро-диабазы образуют довольно мощные (до 70 м) и протяженные (до 12 км) дайки. По химическому составу они отличаются от диабазов более высоким содержанием фемических компонентов, относительно низкой щелочностью и резким преобладанием калия над натрием.

К неопротерозойскому дайковому комплексу отнесены дайки субщелочных оливин-титанавгитовых диабазов, субщелочных диоритов, лампрофиров и риолитов, имеющих как северо-восточное, так и северо-западное простирание; нередко они занимают секущее положение по отношению к доминирующему направлению даек. Это обстоятельство, а также отсутствие каких-либо вторичных изменений в этих породах, кроме постмагматических, может свидетельствовать о внедрении их в завершающие фазы магматизма.

Дайки субщелочных оливин-титанавгитовых диабазов встречаются сравнительно часто. В физических полях они фиксируются линейно-вытянутыми положительными магнитными аномалиями интенсивностью 100–500 нТл и гравитационными аномалиями интенсивностью 0,3–0,7 мГл. Магнитная восприимчивость пород составляет от 1000 до 8000х10^{-5} ед. СИ, по плотности они не отличается от габбро-диабазов и диабазов. Мощность даек колеблется от 0,4 до 28,5 м, протяженность – от 1 до 7 км. Породы имеют массивную, однородную текстуру и мелко-тонкозернистую структуру. Среди них по составу различаются пижонитовые, титан-авгитовые и ильменитсодержащие разновидности.

Все указанные разновидности даек отличаются от более древних диабазов и габбро-диабазов разнообразием акцессорной минерализации. Помимо высоких содержаний (в среднем по 10 пробам) ильменита (10977 г/т) и магнетита (6452 г/т), они содержат апатит (144 г/т), циркон и рутил (по 1 г/т), в единичных знаках встречается лейкоксен.

Характерными особенностями химического состава этих пород являются высокое содержание щелочей (Na_2O – 3–3,5 %, K_2O – 1,3–1,7 % при SiO_2 – 45,6–47,9 %), титана (TiO_2 – 3,05–4,4 %), фосфора (до 1,2 % P_2O_5).

Еще одной разновидностью субщелочных диабазов являются конга-диабазы, вскрытые тремя скважинами на юго-востоке блока. Приурочены они к тектоническим нарушениям северо-западного простирания (330–337^0). Мощность даек составляет 33,7–91,5 м, протяженность – 1–7 км.

К дайковым породам субщелочного ряда относятся также диоритовые порфириты, имеющее крайне ограниченное распространение и образующие тела северо-восточного простирания мощностью от нескольких до 26 м.

Лампрофиры принадлежат к породам, почти не выражающимся в физических полях, и в связи с этим наименее изученным. По единичным скважинам, случайно выявившим эти породы, и отдельным обнажениям можно выделить три их разновидности: спессартиты, керсантиты и минетты. Мощность даек обычно составляет от 0,5 до 1,5 м, отдельные дайки спессартитов достигают 15–16 м стволовой мощности. По магнитным свойствам лампрофиры подразделяются на слабомагнитные (50х10^{-5} ед. СИ) и магнитные (2000х10^{-5} ед. СИ). Плотность их варьирует от 2,73 до 2,85 г/см^3.

Дайки риолитов выявлены при изучении (на современном этапе) одной из выделенных по геолого-геофизическим данным перспективных кольцевых структур III ранга – Глумчанской. Они пространственно

ассоциируют с дайками щелочных пироксенитов городницкого комплекса (рис. 19). В магнитном поле дайки риолитов проявлены положительными слабо интенсивными (до 50 нТл) линейными аномалиями. Риолиты обладают магнитной восприимчивостью 500–1000x10^{-5} ед. СИ, щелочные пироксениты – 50–100x10^{-5} ед. СИ. Из-за невысокой магнитной восприимчивости и небольшой мощности щелочные пироксениты в магнитном поле не выражены.

Дайки риолитов имеют мощность от 1 до 15 м и состоят из вкрапленников кварца и калишпата, погруженных в стекловатую, почти не раскристаллизованную основную массу. Фенокристаллы, составляющие 20–25 % породы, имеют размеры 1–3 мм в поперечнике, микровкрапленники (0,3–0,5 мм) представлены биотитом и ферримусковитом, иногда замещенные амфиболом тремолит-актинолитового ряда. Микроструктура кварц-полевошпатовой основной массы меняется от фельзитовой до микрогранофировой, в небольшом количестве здесь встречаются мелкие чешуйки биотита и ферримусковита. Акцессорные минералы представлены необычной для кислых пород ассоциацией: периклазом (до 120 г/т), альмандином, цирконом (до 80 г/т), рутилом (до 15 г/т), апатитом (до 40 г/т), анатазом, муассанитом, сфеном. Постоянно присутствуют магнетит (до 160 г/т), пирит (до 50 г/т) и ильменит. Иногда встречаются бадделеит, корунд, галенит, сфалерит.

Содержания основных химических компонентов (SiO_2 – 75,9 –76,5 %, Na_2O – 3,2–3,5 %, K_2O – 4,1–4,5 %) свидетельствуют о принадлежности этих образований к кислым породам нормального ряда.

Красногорско-Житомирская зона мантийно-коровых разломов разделяет Новоград-Волынский и Коростенский блоки II порядка и имеет северо-западное простирание (рис. 17). Ширина её в пределах Новоград-Волынской площади составляет 15–16 км, падение на юго-запад под углом 80–85^0. В гравитационном поле зона прослеживается цепочкой крупных минимумов, в совокупности составляющих область пониженных значений аномалий Буге (рис. 19). Локальное магнитное поле очень сложное, сильно дифференцированное, региональное поле повышенное, вытянутое вдоль зоны (рис. 19).

Красногорско-Житомирская межблоковая зона контролирует положение Кишинской кольцевой структуры II ранга, обусловленной массивом гранитов кишинского комплекса и Жубровичским массивом основных пород букинского комплекса, а также поле развития вулканитов основного-среднего состава мезопротерозойского возраста (рис. 17). Вмещающими породами для интрузивных и эффузивных образований являются плагиомигматиты шереметьевского комплекса, биотитовые гнейсы и сланцы городской свиты тетеревской серии. На северо-западе граниты кишинского комплекса прорывают массив гранитов, гранодиоритов и диоритов осницкого комплекса. Небольшие интрузии гранитов и граносиенитов осницкого комплекса развиты среди пород тетеревской серии в юго-восточной части Красногорско-Житомирской зоны. Вмещающие породы слагают не более 30 % межблоковой зоны (в пределах Новоград-Волынской площади) и не отличаются от таковых Новоград-Волынского блока II порядка.

Кишинская кольцевая структура размером 16x28 км, отчетливо выраженная в грави-магнитных полях, вытянута вдоль Красногорско-Житомирской межблоковой зоны (рис. 18, 19). Геофизические поля в пределах структуры имеют своеобразный рисунок: в центре наблюдается четкий гравитационный и магнитный максимумы интенсивностью соответственно 4 мГл и 2000 нТл, а по периферии – отрицательная гравитационная аномалия интенсивностью до 10 мГл и знакопеременное магнитное поле с мозаичным рисунком интенсивностью от –500 до +500 нТл.

Букинский комплекс. Интрузивные породы этого комплекса слагают овальный, несколько вытянутый в северо-западном направлении Жубровичский массив площадью около 51 км^2, расположенный в центральной части Кишинской кольцевой структуры (рис. 17). Массив имеет зональное строение: центральная часть сложена диоритами с внешним кольцом габброидов, периферическая – кварцевыми диоритами и гранодиоритами.

Габбро и габбро-нориты образуют вытянутые в северо-западном направлении тела, занимающие примерно 25 % массива. Диориты и кварцевые диориты слагают основную часть Жубровичского массива. Гранодиориты прослеживаются в виде полосы шириной 200–600 м вдоль юго-западного контакта массива. По химическому составу все породы комплекса не имеют каких-либо отличий от типичных представителей семейств габброидов и диоритов нормального ряда.

Кишинский комплекс. Разнозернистые граниты этого комплекса слагают массив, образующий внешнее кольцо одноименной структуры, обрамляя и ассимилируя породы Жубровичского массива, вдоль контакта с которым в них повсеместно встречаются ксенолиты габброидов и диоритов (рис. 17).

Среди гранитов выделяются мелкозернистые, среднезернистые и средне-крупнозернистые разновидности, имеющие близкий минеральный состав, связанные между собой постепенными переходами и не образующие самостоятельных тел. Преимущественным развитием (90 % площади массива) пользуются средне-крупнозернистые граниты.

По химическому составу все разновидности гранитов относятся к нормальному и субщелочному рядам (Na_2O+K_2O – от 7 до 8 %, SiO_2 –72–74 %).

Эффузивные образования. В южной части Кишинского массива (рис. 17) и в юго-восточном обрамлении его установлено поле развития вулканитов основного и среднего состава, которые геологами-съемщиками относятся к клесовской серии по аналогии с породами, развитыми в пределах Осницкого блока, без точной датировки их возраста (А. П. Глухов и др.,1989 г.). Площадное развитие этих пород, отсутствие каких-либо изменений, кроме постмагматических, наличие неизмененных остатков покровов (а не ксенолитов), сохранившихся от денудации среди гранитоидов кишинского комплекса, существенная роль пирокластов, свидетельствующая о близости магматического очага, позволяет, на наш взгляд, отнести вулканиты, развитые в пределах Красногорско-Житомирской зоны, к завершающему этапу мезопротерозойской тектоно-магматической активизации (збраньковской свите). Не исключен и более молодой (палеозойский) возраст этих образований.

Эффузивными и пирокластическими породами сложена также Осовская палеодепрессия, вытянутая в меридиональном направлении на 12–13 км при ширине от 2 до10 км и имеющая в плане сложную (извилистую) конфигурацию. Среди вулканитов наиболее часто встречаются потоки андезитов, андезибазальтов и андезидацитов, заметную роль играют риолиты, кристалло-витрокластические туфы и игнимбриты кислого состава. Мощность толщи предположительно 300–350 м.

Андезиты, андезибазальты и андезидациты проявляются в физических полях положительными гравитационными и магнитными аномалиями интенсивностью соответственно 0,5–1,5 мГл и 500–15000 нТл.

Различия между андезитами, андезибазальтами и андезидацитами устанавливаются только по химическому составу: андезиты содержат 57,5–61,2 % SiO_2, в андезибазальтах содержание кремнезема опускается до 52,9 %, в андезидацитах возрастает до 65 %. По сумме щелочей, варьирующей от 5 до 7 %, можно выделить породы нормального и субщелочного ряда.

Базальтоиды (долериты и микродиабазы) встречаются редко и образуют линейновытянутые тела протяженностью до 1000 м при ширине 150–200 м, приуроченные к тектоническим нарушениям и, возможно, являющиеся реликтами подводящих каналов трещинного типа.

Риолиты встречаются в виде пластовых тел мощностью приблизительно первые десятки метров. Состоят из вкрапленников калиевого полевого шпата, гораздо реже – плагиоклаза, и кварц-полевошпатовой основной массы, имеющей микрофельзитовую структуру.

С типично лавовыми образованиями соседствуют пирокластические породы, сложенные осколками кристаллов кварца, калиевого полевого шпата, плагиоклаза, обломками эффузивов основного и среднего состава величиной от долей миллиметра до 1–3 см. В цементирующей массе просматриваются пепловые частицы характерной формы, замещенные кварцем или кварц-полевошпатовым агрегатом. В туфах иногда отмечается псевдофлюидальная текстура, свойственная спекшимся разновидностям или игнимбритам. Породы эксплозивной фации приурочены к центральной части кольцевых структур III ранга, фиксируя, возможно, реликты палеовулканических аппаратов центрального типа. Эти структуры проявлены, как правило, в виде кольцевых грави-магнитных аномалий с повышенными значениями полей по периферии и пониженными – в центре. Некоторые из них отображаются только в магнитном поле цепочкой отдельных положительных аномалий, расположенных по обрамлению структур.

По химическому составу среди кислых вулканитов также можно выделить породы нормального (Na_2O+K_2O – 4–7 %, SiO_2 – 67–69 %) и субщелочного рядов (Na_2O+K_2O – 8–10 %, SiO_2 – 73–75 %).

Дайковые образования в пределах Красногорско-Житомирской межблоковой зоны представлены редкими телами диабазов и габбро-диабазов мезопротерозойского возраста, развитыми в краевых ча-

стях Кишинского массива и выделяемыми, в основном, по геофизическим данным, а также мощными (до 100 м) и протяженными (до 25 км) телами риолитов мезопротерозойского комплекса, пересекающими центральную часть Кишинского массива в северо-восточном направлении (рис. 17). Тела риолитов (кварцевых порфиров, гранит-порфиров по терминологии авторов ГГС-50) выполняют коровые разрывные нарушения, иногда выходя за их пределы в виде тел сложной конфигурации. По структурному положению и составу они аналогичны риолитам, встреченным в пределах Глумчанской структуры Новоград-Волынского блока (одно из тел находится на продолжении той же зоны разломов), но из-за большой мощности имеют зональное строение. Центральные части тел сложены хорошо раскристаллизованными разновидностями с основной массой микрогранитовой и микрогранофировой структуры, содержащими 20–25 % вкрапленников, представленных, главным образом, кварцем, реже калиевым полевым шпатом. Породы периферических частей тел отличаются меньшей степенью раскристаллизации основной массы, имеющей фельзитовую и микрофельзитовую структуры. Возможно, тела риолитов являются субвулканической фацией и корневыми частями аппаратов трещинного типа, служивших подводящими каналами при излиянии эффузивов покровной фации, сохранившихся к югу от Кишинского массива.

Коростенский блок II порядка занимает северо-восточную часть Новоград-Волынской площади (рис. 19). На большей части блока картируется синклинальная структура древнего заложения, основание которой сложено толщей метаморфизованных осадочных пород городской свиты тетеревской серии, а центральная часть – терригенными образованиями более молодой (мезопротерозойской) Белокоровичской грабен-синклинали, унаследовавшей частично структурный план первой. Осью этих структур является Белокоровичский мантийный разлом II порядка, отчетливо выраженный локальным линейным понижением грави-магнитных полей и рядом узких линейно-вытянутых аномалий. Разлом имеет север-северо-восточное простирание, проходит через центральную часть Осовской палеодепрессии, сложенной толщей вулканитов и, вероятно, связанной с его активизацией, пересекает Емильчинскую кольцевую структуру II ранга и продолжается далее на юг, за пределы рассматриваемой территории (рис. 17).

Коростенский блок в геофизических полях выражен комплексным региональным гравимагнитным минимумом, осложненным рядом положительных и отрицательных локальных аномалий различной интенсивности и морфологии, обусловленных дайками диабазов и небольшими интрузиями диоритов осницкого комплекса.

Белокоровичская структура расположена в зоне северо-западного экзоконтакта Коростенского плутона и относится к типу наложенных грабен-синклиналей, сформировавшихся в мезопротерозойский платформенный этап активизации северо-западной части УЩ (рис. 17). По мнению некоторых исследователей [19], эта структура представляет собой внутриконтинентальный рифт, возникновение которого связано с активными субширотными разломами в условиях локального растяжения, благоприятствующего эффузивной и эксплозивной деятельности. Белокоровичская грабен-синклиналь, прослеживающаяся в субмеридиональном направлении на 25 км при ширине 5–7 км, заложена на гранито-гнейсовом основании палеопротерозоя и выполнена толщей осадочных пород с подчиненным количеством эффузивов основного состава. На юге синклиналь замкнута, а с северо-востока отделена от Овручской грабен-синклинали Центральной зоной мантийных разломов. Толща выполняющих структуру эффузивно-осадочных пород общей мощностью 600–700 м неоднородна по составу и условиям формирования. Она подразделяется на две свиты: нижнюю – белокоровичскую и верхнюю – озерянскую. Синклиналь имеет асимметричное строение, восточный ее борт более крутой. Углы падения пород в южной части структуры составляют 15–35^0, а в северной – 40–60^0. Отложения впадины разбиты серией нарушений субширотного, северо-западного и северо-восточного направлений на ряд блоков. В южной части структуры установлены дайки диабазов и габбро-диабазов северо-западного простирания, прорывающие отложения белокоровичской свиты.

В пределах Белокоровичской структуры аномалии магнитного поля становятся менее интенсивными и имеют более плавную, сглаженную конфигурацию. В обрамлении структуры фиксируется цепочка положительных магнитных и гравитационных аномалий, связанных с небольшими интрузиями пород осницкого комплекса (рис. 18,19).

На севере блока отмечается массив осницких гранитов, прорванных гранит-порфирами коростенского комплекса.

В северо-восточной части Коростенского блока находится западное окончание Овручской грабен-синклинали субширотного простирания, а в юго-восточной – западная окраина Коростенского плутона, сложенного здесь рапакивиподобными гранитами (рис. 17).

Овручская грабен-синклиналь, являющаяся по существу внутриконтинетальным рифтом, простирается в субширотном направлении на 110 км за пределы рассматриваемой территории, сужаясь в поперечнике с запада на восток от 18–20 до 5–6 км [19]. Она выполнена платформенными эффузивно-осадочными образованиями овручской серии мезо-неопротерозоя мощностью в 1400 м, залегающими на размытой поверхности рапакивиподобных гранитов коростенского комплекса. По составу породы овручской серии разделяются на две толщи; нижняя, осадочно-вулканогенная, относится к збраньковской свите мезопротерозоя, верхняя, осадочная, – к толкачевской свите неопротерозоя.

Образования городской свиты тетеревской серии представлены гнейсами и биотитовыми сланцами с реликтами первичной вулканогенно-осадочной структуры.

Среди гнейсов и сланцев городской свиты встречаются тела плагиогранитов и плагиомигматитов шереметьевского комплекса. Границы между гранитами и мигматитами нечеткие, в гранитах часто встречаются ксенолиты гнейсов, а в мигматитах чередуются полосы гранитов и гнейсов. Породы характеризуются неравномерным распределением темноцветных минералов.

Белокоровичская свита в нижней своей части сложена филлитовидными сланцами, алевролитами, с прослоями песчаников, гравелитов и конгломератов, покровами диабазов. Эта часть разреза имеет общую мощность до 75–100 м и выходит на поверхность эрозионного среза в прибортовых частях синклинали. В разрезе преобладают филлитовые сланцы и кварцевые песчаники с примесью вулканогенного материала, а также туффиты и пепловые туфы. В южной части структуры в нижней части разреза появляются горизонты конгломератов и гравелитов.

Конгломераты по составу олигомиктовые до мономиктовых кварцевых. Галечный материал представлен кварцем, яшмоидами, реже – древними метаосадочными породами; цементирующим материалом служит разнозернистый песчаник на кварц-серицитовом цементе. По отсутствию в составе гальки и цемента слабых к механическому износу пород и минералов можно судить о значительной длительности транспортировки материала в бассейн накопления [103].

Конгломераты южной части Белокоровичской впадины являлись продолжительное время объектами специализированных поисков полезных ископаемых. Особого внимания заслуживает факт установления в них алмаза кимберлитового типа и его минералов-спутников.

Поисковыми работами алмазы установлены не только в конгломератах, но также в песчаниках базального горизонта нижнебелокоровичской подсвиты и кварцитовидных песчаниках верхней подсвиты. Совокупность этих данных позволяет высоко оценивать перспективы выявления россыпей алмазов в пределах впадины, а с учетом определения направления транспортировки обломочного материала и алмазов – прогнозировать площади для выявления их докембрийских коренных источников.

Верхняя часть разреза белокоровичской свиты мощностью до 600 м представлена кварцитовидными песчаниками мелко-среднезернистыми розовато-серыми, среди которых иногда встречаются тонкие прослойки алевропесчаников и гравелистых песчаников.

Озерянская свита сложена алевролитами, аргиллитами с тонкими прослойками песчаников и покровами диабазов в базальной части разреза. Эти породы залегают без видимого несогласия на песчаниках верхней части разреза белокоровичской свиты и слагают ядро структуры. Максимальная мощность озерянской свиты достигает 567 м.

Збраньковская свита представлена эффузивами кислого и основного состава, в меньшей мере – терригенными породами, развитыми в южном борту Овручской структуры. Вулканогенно-осадочная толща збраньковской свиты общей мощностью до 300 м залегает на гранитах коростенского и осницкого комплексов и перекрывается в центральной части структуры песчаниками толкачевской свиты.

Нижняя часть свиты сложена миндалекаменными базальтами и риолитами (кварцевыми порфирами) с маломощными прослоями песчаников и филлитовидных сланцев. Мощность её до 150 м.

Верхняя часть представлена базальтами и андезибазальтами с прослоями кварцевых песчаников и алевролитов. Мощность её достигает 150 м.

По химическому составу базальты нижней части збраньковской свиты близки к толеитам, от которых отличаются несколько меньшим содержанием кремнезема, кальция и магния и большим – щелочей. Базальты из верхней части свиты имеют более высокое содержание железа, титана, щелочей, фосфора и более низкое – кремнезема, кальция и магния.

Толкачевская свита развита в центральной части Овручской структуры, где представлена монотонной толщей кварцитовидных песчаников, залегающих на породах збраньковской свиты. Песчаники имеют явно выраженную тонко-параллельную и косую слоистость, обусловленную чередованием слоев различного гранулометрического состава. Среди них в виде линз и прослоев мощностью до 3 м встречаются пирофиллитовые, пирофиллит-гематитовые и серицит-гематитовые сланцы. В песчаниках в незначительном количестве установлены обломки риолита и пирофиллита, окатанные зерна циркона, лейкоксена, ильменита, апатита, рутила.

В базальной части толкачевской свиты отмечается горизонт грубозернистых, участками гравелистых песчаников мощностью до 10–15 м.

Коростенский интрузивный комплекс в пределах Новоград-Волынской площади представлен рапакивиподобными гранитами и гранит-порфирами (рис. 17).

Граниты рапакивиподобные крупнозернистые, содержат овоиды зонального полевого шпата, в которых центральная часть сложена микроклином, а периферия – олигоклазом или альбит-олигоклазом. Гранит-порфиры (дивлинские) слагают тело субмеридионального простирания вблизи эндоконтакта Коростенского плутона, ширина его 2–5 км, протяженность около 20 км.

К коростенскому комплексу условно отнесены гранит-порфиры и фельзит-порфиры, слагающие дайкоподобное тело северо-западного простирания шириной до 1км и протяженностью около 10 км, расположенное в северо-западном борту Белокоровичской структуры. Фельзит-порфирами сложены приконтактовые участки, по мере удаления от контактов породы приобретают облик гранит-порфиров; перекрывающие их песчаники и сланцы нижнебелокоровичской подсвиты ороговикованы и окварцованы. По структурно-текстурным особенностям и составу эти породы близки к риолитам, развитым в пределах Новоград-Волынского блока и Красногорско-Житомирской межблоковой зоны и относящихся к неопротерозойскому дайковому комплексу.

Дайковый комплекс мезопротерозойского возраста представлен диабазами и габбро-диабазами, выявленными, в основном, в южной части Белокоровичской структуры (рис. 17), где они образуют крутопадающие тела субширотного и запад-северо-западного простирания, приуроченные к зонам разломов.

Осницкий блок II порядка занимает северо-западную часть Новоград-Волынской площади и отделяется от Новоград-Волынского блока Пержанской межблоковой зоной разломов (рис. 17). Этот блок, являющийся частью Волыно-Двинского подвижного пояса, имеет сложное строение. Древний фундамент его представлен породами шереметьевского комплекса. Широким развитием пользуются интрузивные и метасоматические образования осницкого комплекса, среди которых встречаются останцы и небольшие по площади поля эффузивных пород клесовской серии.

В геофизических полях Осницкий блок, в целом, образует так называемый Осницкий региональный грави-магнитный максимум (рис. 18,19). Эта комплексная геофизическая аномалия формирует общий региональный характер геофизических полей Новоград-Волынской площади. Наблюдаемые в пределах блока магнитное и гравитационное поля отличаются высоким уровнем напряженности и дифференцированности. Интенсивность отдельных магнитных аномалий достигает 8500 нТл, гравитационных – 15 мГл, максимальные значения горизонтальных градиентов на отдельных аномалиях – 40 Э. Локальное магнитное поле очень неоднородное, с преобладанием своеобразного овоидно-дугообразно-кольцевого рисунка изолиний, подчеркивающего наличие многочисленных кольцевых структур III – IV ранга. Эти структуры обусловлены неоднородностями состава как эффузивных, так и интрузивных пород, некоторые из них фиксируют, возможно, реликты вулканических аппаратов центрального типа. По характеру геофизических полей и генезису кольцевые структуры III – IV ранга Осницкого блока отличаются от таковых, выделенных в пределах Новоград-Волынского блока, и не представляют интереса для поисков коренных источников алмазов.

Отмеченные особенности физических полей свидетельствуют о крайней гетерогенности строения этого блока и о возможном преобладании в верхней части разреза земной коры (до 10–15 км) плотных магнитных пород основного состава, представленных на уровне эрозионного среза небольшими телами.

Отдельные тектонические блоки площадью 16–30 км^2, сложенные гранитоидами шереметьевского комплекса, фиксируются пониженными фоновыми значениями аномального магнитного поля.

Клесовская серия. Среди пород серии преобладают эффузивы кислого состава (метадациты, метариолиты, лептиты), подчиненное значение имеют вулканиты среднего (метаандезиты) и основного (метадиабазы, метадолериты) составов, объединяемые в лептитовую, латит-риолитовую, долеритовую и другие формации [1]. Породы изменены последующими процессами метаморфизма в условиях эпидот-амфиболитовой фации, но большей частью в них сохраняется исходный минеральный и химический состав, реликты первичных структур и текстур. Выделяемые в составе серии лептиты являются сильно измененными эффузивами кислого (среднего) состава, почти полностью утратившими первичный минеральный состав и характерные структурно-текстурные признаки.

Осницкий комплекс представлен породами от основного до кислого состава, не имеющими отчетливых границ и образующими все возможные типы переходных разновидностей, объединяемых в метагаббро-диабазовую и диорит-гранодиорит-гранитную формации [1]. Диориты образуют небольшие тела среди гранодиоритов и гранитов, которые часто секут диориты в виде жил мощностью 20–30 см. Реже в осницких гранитах встречаются ксенолиты диоритов размером до 0,5 м в диаметре. Для гранитов осницкого комплекса характерно крайнее непостоянство состава, структур и текстур. Среди них наблюдаются грубо-, крупно-, средне- и мелкозернистые разности, имеющие постепенные переходы. Гранодиориты представляют собой смешанные породы, возникшие в результате ассимиляции гранитами диоритов и габбро.

Дайковый комплекс представлен диабазами и диабазовыми порфиритами, близкими по химическому составу к низкоглиноземистым базальтам калиево-натриевого ряда.

Сущано-Пержанская зона мантийных разломов северо-восточного простирания отделяет Осницкий блок от Новоград-Волынского и Коростенского, её ширина от 3 км на севере до 8 км на юге (рис. 17). Границы зоны устанавливаются по линеаментам резкой смены интенсивности магнитного поля, а также по отдельным линейным положительным магнитным аномалиям. В пределах зоны наблюдается резкое понижение интенсивности и дифференцированности аномального магнитного поля (рис. 19).

В строении зоны участвуют в разной степени катаклазированные и, местами, метасоматически измененные породы шереметьевского, осницкого и пержанского комплексов. Среди гранитоидов шереметьевского комплекса есть останцы интенсивно рассланцованных и катаклазированных гнейсов городской свиты тетеревской серии. Дайки, развитые в юго-западной и центральной части зоны, представлены диабазами и габбро-диабазами мезопротерозойского комплекса, большей частью рассланцованными и измененными метасоматическими процессами, а также не измененными субщелочными диабазами и лампрофирами неопротерозойского комплекса. По вещественному составу и структурно-текстурным особенностям все перечисленные образования не отличаются от таковых в пределах Новоград-Волынского и Осницкого блоков, но несут отчетливые признаки тектоно-метасоматической переработки.

Осадочный чехол сложен, главным образом, отложениями четвертичной системы и лишь в палеодепрессиях встречаются отложения обуховской и киевской свит палеогена и среднесарматского яруса неогена.

Сущано-Пержанская зона, как и Осницкий блок, бесперспективна для поисков коренных источников алмазов.

Алмаз и его минералы-спутники из грубообломочных пород белокоровичской свиты

В шлиховых, мелко- и крупнообъемных пробах из грубообломочных пород белокоровичской свиты установлены такие минералы верхнемантийных парагенезисов: алмаз, пироп, хромшпинелиды, хромдиопсид и пикроильменит. Диагностика их подтверждена независимыми исследованиями, проведенными в ИГМР НАН Украины, ИМРе и ИГГ СО РАН [104, 130, 142, 143].

Алмаз. В результате геолого-съемочных и специализированных поисковых работ в пределах Белокоровичской структуры обнаружено 90 алмазов. Их находки распределяются следующим образом: конгломераты нижней части белокоровичской свиты – 42, песчаники базального горизонта нижней части белокоровичской свиты – 2, песчаники верхней части белокоровичской свиты – 45, песчаники толкачевской свиты –1.

Наибольшее количество и наиболее крупные кристаллы алмазов найдены в конгломератах южной части Белокоровичской структуры, залегающих в виде полосы, протяженностью свыше 12 км. Алмазы преимущественно бесцветны, но с заметной гаммой оттенков и нацветов, прозрачные и полупрозрачные. Отмечены также серые, желто-бурые и желто-зеленые кристаллы. Примерно 35 % их составляют кристаллы октаэдрического габитуса, около 20 % – додекаэдроиды, остальные – двойники октаэдров по шпинелевому закону. Около 30 % составляют целые кристаллы. Один из сростков кристаллов алмаза настолько изношен, что представляет собой эллипсовидное зерно размером 1,65х3,25 мм. Изредка встречаются также мелкие кристаллы кубического габитуса. Большинство изученных алмазов имеют размер меньше 0,5 мм, но некоторые додекаэдры и сростки кристаллов достигают 2–4 мм.

По физической классификации среди алмазов из конгломератов белокоровичской свиты резко преобладают алмазы типа 1а с центрами А, B_1 и B_2 [46, 74]. Для них характерны голубоватые, желтые, желтовато-оранжевые и оранжево-красные цвета фотолюминисценции. Кристаллы алмазов октаэдрического габитуса по интенсивности фотолюминесценции голубоватого цвета и концентрации центров N3 близки к октаэдрам алмаза из кимберлитов трубки Удачная, а по интенсивности люминесценции желто-красного цвета и концентрации центров Н3 и Н4 подобны октаэдрам алмаза из лампроитов трубки Аргайл (Т.Н. Лупашко и др., 2003, Е.А. Ильченко и др., 2003).

Данные кристалломорфологических, фотолюминесцентных и ИК-спектроскопических исследований алмазов из конгломератов белокоровичской свиты однозначно указывает на их мантийное происхождение и, скорее всего, кимберлитовый тип коренных источников. Среди них уверенно идентифицируются разновидности перидотитового (75 %) и эклогитового (25 %) парагенезисов [46, 74, 88, 142].

В песчаниках верхней части белокоровичской свиты преобладают кристаллы алмаза октаэдрического габитуса, кубы составляют около 25 %. Размер кристаллов редко превышает 0,5 мм. Они в большинстве своем бесцветны. Для кристаллов октаэдрического габитуса характерны лиловые, сине-голубые, зеленые и желто-зеленые цвета фотолюминесценции, для кубов – желтые, желтовато-оранжевые и оранжево-красные. Некоторое различие в соотношении кристаллов алмаза октаэдрического и кубического габитуса в конгломератах и песчаниках белокоровичской свиты связано, видимо, со спецификой гидродинамических условий их образования.

Пиропы из конгломератов белокоровичской свиты имеют размер от 0,3 до 0,7 мм и представлены осколками неправильной и изометричной формы с хорошо притертыми краями и мелкими выколами. По цвету они подразделяются на фиолетовые, светло-лиловые, светло-сиреневые, светло-малиновые, светло-красные, оранжево-красные, розовые и светло-розовые. Изучение пиропов показало (С.Н. Цымбал и др., 1984), что они содержат Cr_2O_3 от 1,2 до 8,5 % и CaO от 3,7 до 6,7 % (рис. 21). В наиболее высокохромистых их разновидностях кнорринговый компонент составляет около 10 % мол.

По составу и оптико-спекроскопическим свойствам большинство пиропов относится к лерцолитовому и вебстеритовому парагенезисам графит-пироповой фации глубинности. Вместе с пиропом в конгломератах и песчаниках белокоровичской свиты встречаются светло-оранжевые и желтовато-розовые гранаты гроссуляр-альмандин-пиропового состава эклогитового типа.

Редкие находки в конгломератах и гравелитах парагенетических спутников алмаза, их небольшой размер и отсутствие реликтов первичных поверхностей, как и отсутствие оливинов, да и сама форма алмазов свидетельствуют о дальности сноса алмазоносного материала, который претерпел неоднократное переотложение в промежуточных коллекторах. На это же указывает отсутствие среди изученных зерен малохромистых оранжевых разностей, что говорит об их химическом разрушении в процессе транспортировки и длительного пребывания в промежуточных коллекторах. В результате всестороннего изучения конгломератов Белокоровичской структуры, наряду с пиропами, устанавлены гранаты альмандин-пиропового, пироп-альмандинового, альмандинового и гроссулярового составов [102, 103, 130, 140].

Хромдиопсид в виде хорошо окатанных зерен изумрудно-зеленого цвета размером 0,1–0,3 мм установлен в конгломератах западного борта южной части Белокоровичской структуры [130]. По особенностям химического состава он относится к кальциевой разновидности (Ca/Ca+Mg=44,1), обогащенных хромом (Cr_2O_3 – 1,4 %) клинопироксенов, встречающихся в парагенезисе с пиропом, оливином и ортопироксеном в глубинных ультраосновных породах. Наличие в конгломератах такого слабоустойчивого в условиях транспортировки минерала как хромдиопсид свидетельствует о близости расположения его коренных источников.

Хромшпинелиды в конгломератах белокоровичской свиты присутствуют обычно в виде единичных окатанных зерен, изначально представлявших кристаллы октаэдрического габитуса размером 0,1–0,3 мм. По особенностям химического состава среди них выделяются разновидности мантийного и корового типов, соотношение между которыми близко 1:1. Мантийные хромшпинелиды относятся к лерцолитовому (резко преобладают) и пироксенитовому парагенезисам. Первые из них умеренно – и высокохромистые (Cr_2O_3 – 30–60 %), вторые – низкохромистые (Cr_2O_3 – 10–20 %), высокоглиноземистые (Al_2O_3 – до 56 %). Для обоих типов характерна высокая магнезиальность (MgO – 10–17 %) и низкая титанистость. Хромиты алмазной ассоциации не обнаружены. При этом надо иметь в виду, что проанализированная выборка (40 зерен) мало представительная и вряд ли отражает все разнообразие хромшпинелидов в конгломератах белокоровичской свиты. Изучение их необходимо продолжить.

Таким образом, установленная в конгломератах и песчаниках белокоровичской свиты ассоциация алмаз – пироп – хромшпинелид – хромдиопсид позволяет считать, что коренным источником этих минералов были алмазсодержащие кимберлиты, которые, судя по палеогеографическим реконструкциям, располагались к юго-западу от Белокоровичской структуры на значительном расстоянии.

Ореолы индикаторных минералов кимберлитов в терригенных отложениях осадочного чехла и особенности их состава

Начиная с рифея и до неогена включительно, Новоград-Волынская площадь была преимущественно областью сноса. Осадконакопление в её пределах осуществлялось эпизодически и, как правило, на локальных участках. В связи с этим осадочный чехол имеет незначительную мощность, и в его разрезе отсутствуют многие стратиграфические горизонты.

Рифейская система. Средний-верхний отдел. Полесская серия. Отложения этой серии установлены на юго-западе и северо-западе Новоград-Волынской площади. Они представлены кварцевыми и полевошпат-кварцевыми песчаниками с редкими линзами и прослоями алевролитов и аргиллитов. Индикаторные минералы кимберлитов в них пока не известны, но на смежной к западу территории таковые имеются.

Меловая система. Отложения этого возраста развиты на восточном борту Белокоровичской структуры и в палеодепрессиях в пределах Коростенского плутона, Осницкого и Новоград-Волынского (юго-западная часть) блоков. Среди них преобладают мелководные морские фации.

Нижний отдел. Альбский ярус представлен в нижней части мелкозернистыми глауконит-кварцевыми песками, в верхней части – детритовыми известняками со стяжениями кремней. Эти отложения имеют мощность до 22 м и распространены вдоль восточного борта Белокоровичской структуры. Индикаторные минералы кимберлитов в них не обнаружены.

Нижний и верхний отделы. Верхнеальбский – нижнесеноманский отделы (нерасчлененные). Установлены в юго-западной части Новоград-Волынского блока, где несогласно залегают на отложениях полесской серии и коре выветривания кристаллических пород фундамента. Мощность их достигает 23 м. В основном, это морские терригенно-кремнистые осадки: кремни, песчаники, пески, реже глины, известняки и переотложенные коры выветривания пород кристаллического фундамента. В связи с неблагоприятным литологическим составом пиропоносность этих отложений практически не изучалась, хотя на смежной к западу территории в альб-сеноманских отложениях есть ореолы с повышенным содержанием пиропа (до 400–880 знаков на 20 л породы) и хромшпинелидов, источники которых, по-видимому, располагались на территории Новоград-Волынской площади.

Верхний отдел. Сеноман-туронский ярусы (нерасчлененные). Верхнемеловые отложения сохранились от денудации в виде небольших по площади останцов к югу от Белокоровичской структуры. В фациальном отношении – это осадки мелководного моря: глауконит-кварцевые пески, глауконит-полевошпат-кварцевые песчаники, реже глины и писчий мел. В базальной части их часто наблюдаются галька и мелкие валуны песчаников, гранитов, габброидов, кварца и кремней размером до 10 см и больше. Мощность верхнемеловых отложений не превышает 25 м.

Палеогеновая система. Средний эоцен. Бучакская свита. Отложения этого возраста имеют ограниченное распространение в прибортовых частях Белокоровичской структуры и в палеодепрессях на территории Осницкого блока. Они представлены прибрежно-морскими осадками – песками кварцевыми серыми и темно-серыми, иногда с зеленоватым оттенком, разнозернистыми (в основном, мелко- и среднезернистыми с крупными окатанными зернами кварца). В отдельных разрезах в основании толщи развиты глауконитсодержащие песчаники с глинистым цементом. Мощность бучакских отложений достигает 31 м.

К югу от Белокоровичской структуры в песках бучакской свиты выявлены зерна пиропов плохой сохранности величиной около 0,25 мм в количестве до 50 знаков на 20 л породы (рис. 20).

Киевская свита распространена локально и сложена песками и песчаниками на известковистом или кремнистом цементе, алевролитами, мергелями, глауконит-кварцевыми песками и песчаниками, опоками, опоковидными песчаниками.

В них иногда встречаются мелкие (меньше 0,5 мм) пиропы плохой сохранности в знаковых количествах, редко до первых десятков зерен на 20 л породы. Они имеют малиново-красную, розовую, желтовато-розовую и оранжевую окраску и принадлежат к следующим глубинным парагенезисам: равномернозернистых и порфировидных лерцолитов, ильменитовых перидотитов, вебстеритов и эклогитов.

Верхний эоцен. Харьковская серия. Обуховская свита. Отложения этой свиты распространены, в основном, в центральной и прибортовых частях Белокоровичской структуры, на юго-западе Новоград-Волынского блока, в присклоновой части УЩ. Отдельные останцы их сохранились от размыва и в других частях площади. Они залегают на кристаллических породах фундамента или меловых отложениях и имеют мощность от 1 до 37 м, В составе обуховской свиты преобладают алевриты, глины, пески, изредка встречаются песчаники и опоки. К югу от Белокоровичской структуры в них установлены мелкие (меньше 0,25 мм) зерна пиропов плохой сохранности в количестве до 50 знаков на 20 л породы. По химическому составу и другим признакам они близки к таковым из отложений киевской и белокоровичской свит (рис. 20, 21).

Неогеновая система. Верхний олигоцен – средний миоцен. Полтавская серия. Отложения полтавской серии встречены в центральной и южной частях Белокоровичской структуры, где представлены прибрежно-морскими и континентальными фациями – кварцевыми песками, песчаниками, иногда вторичными каолинами. Мощность этих отложений изменяется от 0,5 до 30 м.

В знаковых количествах в них обнаружены пиропы и хромшпинелиды.

Неогеновая система. Верхний миоцен. Сарматский ярус. Средний подъярус. Образования среднесарматского подъяруса имеют довольно широкое распространение и выполняют погребенную долину, протягивающуюся вдоль Пержанской межблоковой зоны с северо-востока на юго-запад почти через всю территорию Новоград-Волынской площади. Мощность их колеблется от 0,3 до 50,2 м в центральной части палеодолины. Представлены они флювиальными, аллювиальными и озерно-болотными отложениями, сформировавшимися в условиях аккумулятивной равнины: глинами, алевритами, песками, лигнитами и глинисто-гидрослюдистыми продуктами переотложения кор выветривания пород кристаллического основания. В разрезах наблюдается ритмическое чередование углисто-глинистых и сравнительно крупнозернистых песчаных отложений, иногда с примесью гравия. Среднесарматские отложения являются одним из важнейших промежуточных коллекторов индикаторных минералов кимберлитов. В них диагностированы пиропы без признаков механической обработки зерен, что указывает на поступление их из местных коренных источников. Пиропы в песчаных отложениях среднего сармата, развитых в пределах Белокоровичской структуры и ее обрамления, встречаются довольно часто, но в небольших количествах (до 15 знаков на 20 л породы). Зерна их, как правило, очень мелкие (менее 0,15 мм) и плохой сохранности (рис. 20).

Четвертичная система. Четвертичные отложения в пределах Новоград-Волынской площади почти повсеместно распространены, залегают на различных гипсометрических уровнях и перекрывают все более древние образования. Мощность их колеблется от 0,5 до нескольких метров и лишь иногда увеличивается до 20–30 м. Для отложений четвертичной системы характерно непостоянство гранулометрического состава, резкая фациальная изменчивость, частое выклинивание пластов, пестрый набор генетических типов пород в одном разрезе и сходство состава пород различных генетических типов. В возрастном отношении они подразделяются на среднечетвертичные, верхнечетвертичные и современные. Выделяются следующие генетические типы: элювиальный, элювиально-делювиальный, эоловый, эолово-делювиальный, озерно-ледниковый, водно-ледниковый, аллювиальный, аллювиально-озерный, аллювиально-болотный, аллювиально-делювиальный, делювиально-колювиальный, болотный, озерно-болотный и техногенный. Среднечетвертичные водно-ледниковые отложения относительно широко развиты на водораздельных пространствах и оказывают существенное влияние на формирование современного аллювия. В южной части площади почти в половине проб, отобранных из этих отложений, обнаружен пироп, содержание которого колеблется от нескольких до 200–220 знаков на 20 л. Зерна пиропов представлены, в основном, слабо окатанными обломками и осколками с шероховатой или скульптуированной поверхностью. Размер их 0,25–0,30 мм, редко – 0,4–0,5 мм. Преобладающая окраска – светло-малиново-красная, светло-красная и розовая. В подчиненном количестве встречаются зерна оранжевого и желто-розового цвета, очень редко – лиловые и лилово-фиолетовые с синим александритовым эффектом. Все они относятся к графит-пироповой фации глубинности. Низкокальциевые, высокохромистые пиропы дунит-гарцбургитового парагенезиса здесь не установлены.

Верхнечетвертичные аллювиальные отложения надпойменных террас рек Случь, Корчик, Переверзня и других опробованы недостаточно. В 50 % проб встречены пиропы, которые по содержанию, крупности, форме и окраске зерен близки к таковым из среднечетвертичных водно-ледниковых и более древних отложений, служивших для них основным источником питания.

Лучше всего изучена пиропоносность современного аллювия. Анализ полученных данных показывает, что сохранность зерен пиропов, как правило, плохая и очень плохая. Это, в основном, осколки, реже обломки более крупных зерен с отчетливыми признаками механического износа. Преимущественным развитием пользуются слабо окатанные зерна с притертыми краями и скульптурованными или блестящими поверхностями. Окатанные зерна встречаются значительно реже и в меньшем количестве проб. Очень слабо окатанные и неокатанные зерна присутствуют лишь в знаковых количествах в аллювии рек Бобер, Корчик, Клецка, Случь и других. Основная масса пиропов имеет размер 0,25–0,5 мм, более крупные зерна фиксируются редко и только в единичных знаках. Цветовая гамма пиропов из современных и более древних отложений примерно одинаковая. Установленное для Якутии закономерное увеличение содержания высокохромистых пиропов фиолетового, лилового и малинового цветов при многократном переотложении материала одного и того же источника питания здесь не наблюдается. Ореолы пиропов в современном аллювии площади сформировались за счет перемыва вторичных коллекторов, что существенно снижает их значение для поисков коренных источников алмазов.

В то же время, на этом фоне, в южной и центральной частях площади в четвертичных и сарматских отложениях установлен ряд контрастных ореолов индикаторных минералов кимберлитов, в т.ч. наиболее изученных – Мочулянский, Зубковичский и Глумчанский ореолы.

Мочулянский ореол установлен в юго-западной части Новоград-Волынского блока в базальном горизонте четвертичных отложений, развитых в верховьях рек Бобер, Выдранка и Вилья (рис. 17, 20). Территориально он совпадает с поднятием фундамента, служившим главным источником материала для формирования аллювия в верховьях названных рек, базальных горизонтов четвертичных отложений на их водоразделах, а также сарматских отложений в прилегающих к поднятию эрозионных понижениях.

Поднятие сложено преимущественно гранитоидами шереметьевского комплекса, широко развиты разные по возрасту и составу дайки, группирующиеся в две зоны, мелкие тела габброидов осницкого комплекса. Вместе с тем, в базальных горизонтах четвертичных и, в меньшей степени, сарматских отложений отмечаются высокобарические минералы, не свойственные известным на площади поднятия породам фундамента. Особенности состава этих минералов указывают на наличие здесь кимберлитов, в

том числе алмаз-пироповой фации глубинности. Так, пиропы встречаются в виде слабо окатанных, реже неокатанных зерен размером 0,25–0,5 мм, изредка до 1 мм. Большинство из них представлено малохромистыми разновидностями лерцолитового и вебстеритового парагенезисов, имеются также гранаты эклогитового типа. Во многих шлихах установлены высокохромистые пиропы (Cr_2O_3 – 6–8,5 %) с примесью кнорингитового компонента от 5–10 до 15–17 мол. % (рис. 21). Хромшпинелиды представлены смесью разновидностей мантийного и корового происхождения: пикотитом, алюмохромпикотитом, хромпикотитом, хромитом, субферрипикотитом, субферри-алюмохромпикотитом. Особое значение имеют находки высокохромистых хромитов, содержащих 56–67 % Cr_2O_3; 2,6–8,7 % Al_2O_3; 15–25 % FeO; 5–9 % MgO и менее 0,1 % TiO_2, однако принадлежность их к алмазной ассоциации не доказана (рис. 22). Часто встречаются кальциевые диопсиды с повышенной хромистостью и низкой железистостью, обнаруживающие сходство с таковыми из ксенолитов пироповых перидотитов и магнезиальных эклогитов в кимберлитах, а также субкальциевые диопсиды, близкие по составу к диопсидам из ксенолитов катаклазированных перидотитов из кимберлитов Якутии и других регионов мира [131]. Кроме того, отмечены омфацит и хромомфацит, материнскими породами которых были эклогиты мантийного типа [126]. В некоторых пробах установлен пикроильменит в виде мелких (0,5 мм) неокатанных зерен, содержащий 4,1–7,5 % MgO и 15–26 мол. % гейкилитового компонента.

Таким образом, набор минералов-спутников алмаза, локализация их ореола в базальном горизонте четвертичных отложений на Мочулянском поднятии и слабая механическая изношенность зерен свидетельствуют об общности и местном характере их коренных источников. Восточнее участка, на склонах палеодепрессии неогенового возраста, в базальных горизонтах сарматских отложений были выявлены два осколка и один обломок алмаза размером до 0,25 мм. Алмаз бесцветный, люминесцирует в ультрафиолетовых лучах характерным для кимберлитовых алмазов сине-голубым цветом. С ним ассоциируют высокохромистые пиропы без признаков окатывания.

Зубковичский ореол приурочен к современному аллювию реки Уборть и ее притоков, а также к сарматским отложениям, выполняющих депрессии кристаллического фундамента на севере и северо-востоке Новоград-Волынского блока, в области пересечения его Красногорско-Житомирской межблоковой зоной (рис. 17, 20). Концентрация пиропов в отдельных пробах как из четвертичных, так и из сарматских отложений превышает 1000 знаков на 20 л породы.

Пиропы представлены слабоокатанными, иногда неокатанными осколками и обломками размером 0,25–0,5 мм, встречаются единичные целые зерна величиной до 1 мм. Большинство пиропов относится к низко – и среднехромистым (Cr_2O_3 – 4–5 %) умереннокальциевым разновидностям лерцолитового и вебстеритового парагенезисов графит-пироповой фации глубинности. Около10 % приходится на оранжевые гранаты пироп-альмандинового состава эклогитового парагенезиса.

На этом фоне отчетливо выделяются пиропы светло-фиолетового, лилового и розовато-лилового цветов, составляющие 5–10 % от общего количества зерен, содержание Cr_2O_3 в которых колеблется от 6 до 11,5 %, а CaO – от 4,8 до 7 % (рис.22). Они существенно обогащены уваровитовым и кнорингитовым компонентами и являются не только генетическими, но и парагенетическими спутниками алмаза.

В ассоциации с пиропами повсеместно встречаются хромшпинелиды в количестве от десятков до сотен знаков, имеющие форму окатанных и слабоокатанных октаэдров. Изучение состава и свойств хромшпинелидов показало, что в Зубковичском ореоле присутствуют несколько их разновидностей, каждая из которых имеет свои коренные источники (рис. 23). Ими могут быть, в том числе, ксенолиты лерцолитов и вебстеритов в кимберлитовых трубках. Из других вероятных спутников алмаза здесь обнаружены пикроильменит, омфацит и хромдиопсид. Максимальная концентрация пиропов в базальных горизонтах четвертичных и сарматских отложений наблюдается вблизи ряда локальных поднятий фундамента. В двух пробах, отобранных на склоне такого поднятия, в базальном горизонте сарматских отложений на юго-западе участка выявлены два бесцветных осколка алмаза величиной 0,4–0,5 мм и 0,1–0,12 мм, более крупный из них отчетливо люминесцирует в ультрафиолетовых лучах.

Представляет интерес продолжение Зубковичского ореола индикаторных минералов кимберлитов на территории Кишинского и Жубровичского массивов, расположенных в северной части Красногорско-Житомирской межблоковой зоны (рис. 17, 20). В аллювии правых притоков реки Уборть, берущих начало с современного поднятия, пространственно совпадающего с этими массивами, установлены пиропы, пред-

ставленные слабоокатанными, иногда неокатанными осколками и обломками размером до 0,5 мм, очень редко до 1 мм. В ассоциации с пиропами повсеместно встречаются весовые содержания хромшпинелидов (2–10 г/т). Зубковичский ореол индикаторных минералов кимберлитов не оконтурен с севера и, вероятно, продолжается в пределах Кишинского массива. Северная часть этого массива является наиболее поднятым участком кристаллического фундамента и служила одной их областей сноса обломочного материала в Белокоровичскую впадину и при формировании руслового аллювия р. Уборть и ее притоков.

Глумчанский ореол выявлен [72] в четвертичных отложениях, распространенных в пределах одноименной кольцевой структуры Ш ранга (рис. 17, 20). Пиропы, встречающиеся, в среднем, в количестве 50–100 знаков на 20 л породы, представлены обломками и осколками зерен крупностью до 0,-5мм. Они, как правило, слабоокатаные и этим отличаются от пиропов, установленных в четвертичных отложениях за пределами Глумчанской структуры. Цвет большинства зерен розовый. В подчиненном количестве развиты пиропы светло-красной, светло-малиново-красной и светло-лиловой окраски. В ассоциации с ними иногда отмечаются хромдиопсид и омфацит. По составу (рис. 21) преобладают низкохромистые (Cr_2O_3 – 1–3 %), умереннокальциевые пиропы парагенезиса вебстеритов и равномернозернистых лерцолитов с высоким содержанием клинопироксена. Встречаются также зерна среднехромистых (Cr_2O_3 – 4–7,5 %) пиропов, для которых характерно повышенное содержание CaO (5,5–8,1 %). Эти пиропы обогащены уваровитовым компонентом, их материнскими породами являлись лерцолиты с низким содержанием клинопироксена и, возможно, верлиты, известные в виде ксенолитов в кимберлитах. Гранаты эклогитового парагенезиса существенно отличаются от пиропов лерцолитового типа низкой хромистостью (Cr_2O_3 меньше 0,1 %), пониженной магнезиальностью (MgO – 10–14 %) и повышенным содержанием железа (FeO – 12–17 %) и кальция (CaO – 8–9 %). Они имеют пироп-альмандиновый и гроссуляр-пироп-альмандиновый состав.

Кроме того, в центральной части Красногорско-Житомирской зоны, к югу от Кишинского массива, в среднесарматских отложениях неогена, выполняющих Осовскую палеодепрессию, установлен комплексный ореол индикаторных минералов кимберлитов (рис. 17, 20). Пиропы по типоморфным особенностям аналогичны пиропам Зубковичского ореола, но отличаются плохой сохранностью зерен. Представляют интерес находки в ассоциации с ними единичных знаков хромдиопсида хорошей сохранности.

По химическому составу, набору и концентрации элементов-примесей, в т. ч. РЗЭ, а также оптико-спектроскопическим и колориметрическим параметрам пиропы разных ореолов близки между собой (Цымбал С.Н., Цымбал Ю.С., 2003). Среди них идентифицированы разновидности гарцбургитового, верлитового, лерцолитового, вебстеритового и эклогитового парагенезисов. Подавляющее большинство пиропов принадлежит лерцолитовому и вебстеритовому типам. Пиропы гарцбургитового парагенезиса встречаются очень редко. Они представлены высокохромистыми (Cr_2O_3 – 8,0–11,7 %), умереннокальциевыми (CaO – 4–7 %) разновидностями. При этом, даже самые высокохромистые их них содержат CaO больше 4 %. Судя по высокому содержанию кнорринговитового компонента (10–30 % мол.) пиропы этого типа образовались при давлении от 30 до 50 кбар, т.е., в том числе в области устойчивости алмаза. Материнскими породами для них были гарцбургиты и, вероятно, близкие к ним по составу лерцолиты с очень низким содержанием клинопироксена.

По данным LAM ICP MS анализа, содержания элементов-примесей в низко-среднехромистых пиропах лерцолитового типа колеблются в пределах (г/т): Ti – 500–4687 (обычно 1000–3000); V – 80–282; Sc – 60–165; Ni – 10–58; Co – 28–45; Zr – 4–82; Y – 6–46; Ga – 3–11; Sr – 0,05–0,5 (в одном случае 13,5); Hf – 0,2–1,4; Nb – 0,02–0,16. По концентрации перечисленных элементов они близки к таковым из ксенолитов перидотитов в кимберлитах трубок Мир, Удачная и Сытыканская (Якутия). Температура равновесия этих пиропов изменяется в диапазоне 700–1100°C. Основная масса пиропов, представленных малохромистыми разновидностями, попадает в температурный интервал 800–950°C. Среди более высокотемпературных пиропов (T > 950°C) встречены высокохромистые разновидности, кристаллизовавшиеся в поле стабильности алмаза. Находки пиропов из «алмазного окна» вместе с алмазом и хромитом предположительно алмазной ассоциации подтверждают перспективность Новоград-Волынской площади на обнаружение алмазоносных кимберлитов.

Пиропы лерцолитового парагенезиса из ореолов Новоград-Волынской площади практически не несут признаков, свидетельствующих о значительном изменении их под влиянием глубинного высокотем-

пературного метасоматоза. Элементы-индикаторы проявления высокотемпературного метасоматоза (Ti, Zr, Y, Ga, РЗЭ и др.) находятся в пиропах в небольших количествах.

По содержанию и особенностям распределения РЗЭ пиропы можно разделить на четыре типа. Пиропы первого типа, составляющие более 95 % от изученных, имеют однотипное распределение РЗЭ и характеризуются преобладанием тяжелых лантаноидов. Содержание РЗЭ колеблется от 7 до 31 г/т. Пиропы представлены низко- и среднехромистыми разновидностями с температурой равновесия 750–1000°С. Материнскими породами для них были лерцолиты с умеренным и высоким содержанием клинопироксена. Пиропы второго типа встречаются редко. По содержанию РЗЭ (18 г/т) и их распределению они близки к пиропам первого типа, но более обогащены Zr (82 г/т), Sc (114 г/т), Sr и Nb. Пиропы второго типа низкохромистые (Cr_2O_3 – 2–3 %), низкобарические и среднетемпературные (Т=1000°С). Пиропы третьего типа имеют сходство с пиропами первого и второго типов по содержанию (14 г/т) и распределению большинства РЗЭ. Они представлены среднехромистыми (Cr_2O_3 – 4 %) разновидностями с повышенными содержаниями TiO_2 (до 0,7 %), V (280 г/т), Ni (58 г/т) и Y (17 г/т). Температура равновесия их около 1100°С. По составу эти пиропы близки к пиропам из порфировидных лерцолитов. Пиропы четвертого типа представлены высокохромистыми разновидностями (Cr_2O_3 – 6,7 %), несколько обогащенными CaO (6 %). Они содержат относительно мало РЗЭ (25 г/т), среди которых легкие лантаноиды количественно значительно преобладают над тяжелыми. Пиропы данного типа обогащены (г/т) La – 6,8, Ce – 9,5, Pr – 0,7, Nd – 2,8 и обеднены тяжелыми РЗЭ, особенно Dy, Ho, Er, Yb. Отношение La/Ce=0,7, что почти в два раза выше, чем в хондритах. Кроме того, они имеют высокие содержания Sc (164 г/т), Sr (13,5 г/т), Nb (0,3 г/т) и низкие – Y (6,7 г/т), Zr (11,3 г/т) и Hf (0,3 г/т). Особенности состава пиропов четвертого типа позволяют предполагать, что исходными породами для них были лерцолиты с низким содержанием клинопироксена, которые образовались при температуре около 950°С и давлении свыше 30 кбар. Столь специфическое распределение РЗЭ в пиропах обусловлено, вероятно, влиянием глубинного метасоматоза на хорошо деплетированные лерцолиты.

Гранаты эклогитового парагенезиса встречаются в ореолах постоянно, но в небольшом количестве. По особенностям химического состава и колориметрическим параметрам среди них выделены разновидности, свойственные магнезиальным, магнезиально-железистым и дистеновым эклогитам, в т.ч. алмазной ассоциации. Вместе с ними в ореолах часто находятся омфацит и хромсодержащий дистен. Элементы-примеси, в т. ч. редкоземельные элементы, в гранатах эклогитового типа не определялись.

Диопсид сравнительно широко распространен в осадочных породах Новоград-Волынской площади. Наиболее часто и в наибольшем количестве он встречается в четвертичных аллювиальных отложениях. Как известно, диопсид мало устойчив в условиях гипергенеза и транспортировки водной средой, и образует ореолы вблизи коренных источников. Наличие диопсида в ореолах в ассоциации с алмазом, хромшпинелидами, омфацитом и пикроильменитом свидетельствует о тесной генетической связи этих минералов. Первоисточником их были, скорее всего, кимберлиты и содержащиеся в них ксенолиты глубинных пород. Содержания минералообразующих компонентов в диопсидах варьируют в значительных пределах (%): $A1_2O_3$ – 0,7–6,2; Na_2O – 0,2–2,2; Cr_2O_3 – 0–2,2; FeO – 2–5; TiO_2 – 0,3–1,3 (Цымбал Ю.С., 2003). В зависимости от содержания Cr_2O_3 выделяются две разновидности: хромсодержащие диопсиды (Cr_2O_3 <0,5 %) и хромдиопсиды (Cr_2O_3 – 0,5–2,2 %). По частоте встречаемости преобладают диопсиды с низким содержанием хрома. В диопсидах содержание титана находится в прямой, а хрома – в обратной зависимости с железистостью. Диопсиды с содержанием FeO>5 %, как правило, безхромистые. Железистость диопсидов изменяется от 6 до 16 %. Они в большинстве своем близки к магнезиальным клинопироксенам из кимберлитов и ксенолитов пиропсодержащих перидотитов. Почти все исследованные диопсиды представлены кальциевой разновидностью. Температура равновесия составляет от 700 до 1100°С, аналогичная температура равновесия определена для пиропов с помощью Ni-термометра. Для разных по составу разновидностей диопсида величина давления, при котором они кристаллизовались, колебалась от 10–15 до 40 кбар и выше, т.е., в ореолах Северо-западного района присутствуют диопсиды перидотитового типа из разных горизонтов верхней мантии.

В диопсидах определены такие элементы-примеси (г/т): Cr – 452–5044; Ni – 25–238; Ti – 1716–6987; Sc – 80–160 (в основном, меньше 100); Y – 2,2–7,3; Zr – 5–30, редко – 40–51; Sr – 18–90; Ga – 1,9–4,9; Nb – <0,5, иногда до 1,3; Hf – до 2,4; Th – <0,2, редко – до 1,3; Ba – до 0,2, изредка – до 1–2,

а в единичных случаях – до 5,8–8,5 (Цымбал Ю.С., 2003). Концентрации этих элементов во многом зависят от условий образования диопсида. Установлено, что с ростом температуры содержание Ni повышается. В диопсидах с температурой равновесия 800–900°С содержание Ni колеблется от 25–35 до 100–110 г/т, а с температурой равновесия 900–1000 °С – от 110–115 до 200–240 г/т. Аналогичная закономерность установлена для хрома: в низкотемпературных разновидностях диопсида содержание хрома редко превышает 2000 г/т, в высокотемпературных – составляет обычно 3000–5000 г/т и лишь иногда – 1950–2080 г/т. Титан и скандий накапливаются в наиболее низкотемпературных диопсидах, обогащенных железом. По данным В.Л. Гриффина и других исследователей [153–154], повышенные содержания Zr, Y и Sr в диопсидах указывают на то, что они претерпели метасоматические изменения. Среди изученных диопсидов обогащенные этими элементами разновидности встречаются очень редко. Из 60 проанализированных диопсидов повышенные содержания Y (13–28 г/т) и Zr (40–54 г/т) установлены только в трех и четырех случаях соответственно. Содержания Nb обычно низкие. На основании приведенных данных можно заключить, что большая часть диопсидов Северо-западного района не затронута метасоматическими процессами.

Характерными примесями диопсидов являются РЗЭ. Состав и содержания их изучены более чем в 50 образцах (Цымбал Ю.С., 2003). По данным параметрам диопсиды подразделены на три типа. Диопсиды первого типа составляют около 95 %, суммарное содержание РЗЭ в них колеблется от 14 до 34 г/т и в целом возрастает с уменьшением температуры их образования. При этом легкие и средние лантаноиды преобладают над тяжелыми. Характер распределения РЗЭ в диопсидах этого типа примерно такой же, как и в метасоматизированных пиропах из Новоград-Волынской площади. Можно предположить, что в их образовании значительная роль принадлежит метасоматическим процессам. Диопсиды второго типа встречаются редко, они значительно обогащены тяжелыми РЗЭ. Нормированные по хондриту содержания легких, средних и тяжелых РЗЭ находится в них примерно на одном уровне. Суммарное содержание РЗЭ изменяется от 21 до 29 г/т. Температура равновесия диопсидов этого типа составляет 910–965°С. Низкотемпературные их разновидности обогащены FeO, TiO_2, Sc, Y и обеднены Na_2O, Cr, Ni, Sr, Nb, Ce, La. Диопсиды третьего типа отмечены только в одном образце и отличаются наиболее высокой концентрацией РЗЭ (38 г/т) с преобладанием среди них La, Ce и Nd. Остальные РЗЭ находятся примерно в таком же количестве, как и в диопсидах второго типа. По химическому составу диопсиды данного типа соответствуют хромдиопсиду (Cr_2O_3 – 0,82 %, Na_2O – 2,04 %) с температурой равновесия около 910°С. Для них характерны высокие содержания Sr (208,8 г/т), Th (1,4 г/т), Nb (0,45 г/т) и низкие – Sc (27 г/т) и Y (3,4 г/т).

Омфацит в ореолах Новоград-Волынской площади ассоциирует с гранатом эклогитового типа, а также пиропами, хромдиопсидом и хромшпинелидами перидотитового типа (Цымбал С.Н., Цымбал Ю.С., 2003, Цымбал Ю.С., 2003). Содержание Na_2O и Al_2O_3 в омфаците составляет соответственно 4,5–7,7 и 8–14 %. Алюминий находится преимущественно в шестерной координации. Железистость омфацита варьирует от 15 до 30 % и соответствует таковой для клинопироксенов из ксенолитов эклогитов в кимберлитах. Примесь хрома обычно незначительная, но иногда отмечаются разновидности омфацита с содержанием Cr_2O_3 до 1,8 %. Отличительной особенностью омфацита является высокое содержание жадеитового компонента (50–70 % мол.).

В двух образцах омфацита LAM ICP MS анализом определены элементы-примеси. По сравнению с диопсидами омфациты обеднены Ti, Cr, Ni, Zr, Sc, Y, Hf, Nb и легкими РЗЭ (La, Ce и др.) и обогащены Ga, Sr, Ba, Th и тяжелыми РЗЭ (Yb, Lu, Er). При этом с увеличением в омфаците количества щелочей и глинозема возрастают содержания Ti, Sc, Ga и уменьшаются концентрации Cr, Ni, Sr и Y.

В одном зерне хромсодержащего омфацита (Cr_2O_3 – 1,01–1,8 %) обнаружены включения клинопироксена, хромита и рутила (Цымбал Ю.С., 2003). Клинопироксен представлен субкальциевым диопсидом с железистостью 13,5 %. Жадеитовый компонент в нем составляет 25 % мол., а отношение Ca/(Ca+Mg)=28,2. Хромит, содержащий 60 % Cr_2O_3, представлен низкомагнезиальной (MgO – 1 %) и низкоглиноземистой (Al_2O_3 – 5 %) разновидностью, существенно обогащенной цинком (ZnO – 6,5 %). Столь специфичные по составу хромиты встречены в омфаците впервые. Следует подчеркнуть, что Zn является характерным элементом-примесью эклогитов. Он входит в состав не только рудных, но и породообразующих минералов. Согласно литературным данным, содержание Zn в гранатах эклогитового

парагенезиса часто достигает 300–400 г/т. Это может быть обусловлено тем, что Zn имеет сильную геохимическую связь с Fe.

Особенности химического состава омфацита указывают на эклогитовую природу его материнской породы. Эклогиты в пределах Новоград-Волынской площади пока не выявлены, но находки в ореолах гранатов альмандин-пиропового состава позволяют говорить о наличии здесь кимберлитов, вынесших к земной поверхности ксенолиты глубинных пород, в т.ч. эклогитов.

В северо-западной части площади, в пределах Осницкого блока и Пержанской межблоковой зоны, целенаправленные поиски коренных источников алмазов не проводились, за исключением работ по общим поискам (В.И. Язвинский и др., 1980 г.). Этими работами в современном аллювии рек Бунев и Ствига выявлены пиропы плохой и очень плохой сохранности в количестве от единичных до 200 знаков на 20 л породы. Зерна их, в основном, мелкие (меньше 0,25 мм). В ассоциации с ними установлено одно зерно алмаза (более полные данные отсутствуют). По заключению В.И. Язвинского, эти ореолы пиропов поискового интереса не представляют.

Перспективные структуры и участки Новоград-Волынской площади

В последние годы в центральной и южной частях Новоград-Волынской площади проводятся поиски коренных источников алмазов. При выборе участков поисковых работ используются критерии и признаки возможного наличия кимберлитовых тел (локальные гравимагнитные аномалии различной интенсивности, петрохимические и геохимические данные, наличие родственных магматических пород, ореолы индикаторных минералов и др.). По этим критериям и признакам, с использованием материалов аэромагнитной съемки масштаба 1:10000 и наземных съемок масштабов 1:25000, выделены два класса перспективных структур: кольцевые структуры III–IV ранга, а также отдельные линейные структуры и узлы их пересечения. Кольцевые структуры III – IV ранга выделяются в виде слабоинтенсивных (до 15–20 нТл) отрицательных магнитных аномалий изометричной формы размером от 5 до 7 км в поперечнике; для них характерно дугообразно-полосовидное строение магнитного поля по периферии и сглаженное – в центре (рис. 17, 19). К внешнему кольцу этих структур приурочены локальные магнитные аномалии различной интенсивности (от 20–30 до 100–500 нТл) и размеров (от первых десятков до первых сотен метров в диаметре). Кольцевые структуры расположены в пределах небольших (около 100 км^2) блоков фундамента, ограниченных зонами даек различного направления. Ко второму классу перспективных объектов отнесены линейные структуры, обусловленные зонами даек. В пределах этих структур наибольший поисковый интерес представляют узкие слабоинтенсивные магнитные аномалии, места их пересечений и раздувов, вызванные, вероятно, ультраосновными породами, в том числе и кимберлитами.

Одной из наиболее перспективных является Глумчанская кольцевая структура III ранга диаметром 4 – 5 км, расположенная в северной части Новоград-Волынского блока. Она характеризуется своеобразным строением магнитного и гравитационного полей (рис.17). В её эпицентре магнитное поле сглаженное, пониженное. Эта кольцевая слабоинтенсивная (10–15 нТл) отрицательная магнитная аномалия пространственно совпадает с локальной отрицательной гравитационной аномалией интенсивностью 0,3–0,5 мГал. Внешнее кольцо Глумчанской структуры окаймляется рядом локальных положительных магнитных аномалий различной интенсивности. Среди них выделен класс слабоинтенсивных (15–20 нТл) узких линейных аномалий, закономерно расположенных по периферии структуры. В пределах собственно Глумчанской структуры III ранга в магнитном поле выделяется ряд кольцевых структур IV ранга размером 100–150 м в диаметре с понижением интенсивности магнитного поля к эпицентру (до 10 нТл) и с дугообразным положительным внешним кольцом интенсивностью до 5 нТл. Здесь картировочными скважинами вскрыты глауконитсодержащие песчаники палеогенового или мелового возраста, в которых наряду с хорошо окатанными зернами кварца, глауконита, спикулами губок и обломками раковин, отмечается примесь пеплового (?) материала. Некоторыми скважинами выявлена кора выветривания брекчий с цементом предположительно ультраосновного состава, содержащих обломки риолитов, гранитоидов фундамента и глауконитсодержащих песчаников. В одной из скважин установлен отчетливый контакт субщелочных ультрабазитов

гипабиссальной фации с теми же песчаниками, причем обломки песчаников наблюдаются в зоне эндоконтакта интрузии. Линейновытянутые положительные магнитные аномалии интенсивностью 10–15 нТл обусловлены (по результатам бурения скважин) дайкоподобными телами риолитов, состоящих из практически нераскристаллизованной основной массы и вкрапленников кварца и полевых шпатов (10–20 %). Возможно, они представляют собой реликты вулканических аппаратов трещинного типа, используемых при внедрении более поздними эруптивными телами ультраосновного состава, вскрытыми скважинами пока только в виде их кор выветривания. Минералогическим анализом в последних установлено наличие хромшпинелидов, а спектральным и силикатным анализами – повышенные концентрации Cr и Ni. Мощность кор выветривания обычно составляет 2–5 м, но в одной из скважин в северной части Глумчанской структуры вскрыта глинисто-слюдистая кора выветривания ультраосновного состава мощностью около 35 м. В.Б. Василенко (Институт минералогии и петрографии РАН, г. Новосибирск) на основе петрохимических данных считает, что она могла возникнуть по щелочно-ультраосновным породам, в т.ч. кимберлитам [24, 43]. В маломощных корах выветривания, вскрытых скважинами в южной части Глумчанской структуры, установлены осколки и кристаллы алмаза октаэдрического и кубического габитусов величиной до 0,3 мм. Алмаз бесцветный и светло-желтый, в УФЛ люминисцирует ярко-зеленым, синим и желтовато-красным цветом. Следует отметить, что под корами выветривания, содержащими алмаз и хромит, скважинами вскрыты маломощные (от 0,3 до 1 м) дайки мельтейгит- и якупирангит-порфиров. Простирание их, как и пространственно сближенных даек риолитов, северо-восточное (3°), падение крутое (60–70°) на юго-восток, к центру Глумчанской структуры.

Распространение пиропов в осадочном чехле на площади Глумчанской структуры имеет некоторую пространственную связь с выявленными здесь магматитами щелочно-ультраосновного состава (рис. 17, 20). Осадочные породы представлены современными озерно-болотными суглинками и супесями, верхнечетвертичными эолово-делювиальными песками и сохранившимися в локальных впадинах кристаллического фундамента песками и глинами сарматского яруса неогена. Содержание пиропов в них колеблется от 50 до 100 знаков на 20 л породы, а в зоне развития даек возрастает до 300–800 знаков.

Выявленные в пределах Глумчанской структуры магматические породы различного состава и генезиса подтверждают предположение о вулкано-тектонической природе её и перспективности подобных структур для поисков кимберлитовых тел.

В Красногорско-Житомирской межблоковой зоне расположены Кишинская кольцевая структура II ранга, Жубровичская и Красногорская кольцевые структуры III ранга, а также ряд мелких кольцевых структур III–IV рангов. Кольцевые структуры приурочены к узлу пересечения Красногорско-Житомирской зоны северо-западного простирания с Белокоровичским мантийным разломом север-северо-восточного простирания (рис. 17).

Кишинская кольцевая структура II ранга (16х28 км) имеет зональное строение. В её центральной части фиксируется положительная грави-магнитная аномалия, вызванная массивом габброидов и диоритов букинского комплекса. Периферическая часть характеризуется пониженными значениями гравитационного и магнитного полей, обусловленными гранитоидами кишинского комплекса (рис. 17).

Жубровичская кольцевая структура III ранга выделена по линеаментам локального магнитного поля в центре Кишинской кольцевой структуры. Пространственно она, в целом, совпадает с Жубровичским массивом габброидов и диоритов букинского комплекса, фиксируя не только площадь развития этих образований, но и, возможно, корневые части интрузии. При моделировании разреза, проходящего через Кишинскую структуру, с использованием трансформаций потенциальных полей установлено, что аномалиеобразующий объект (Жубровичский массив основных пород), выходящий на поверхность земной коры, в виде конуса уходит на глубину до 50 км, то есть ниже поверхности М. Учитывая это, а также своеобразный характер грави-магнитных полей, Кишинская кольцевая структура II ранга центрального типа может быть отнесена к структурам, определяющим положение мантийного диапира, с которым могут иметь связь структуры-сателлиты III–IV рангов, расположенные также и в пределах Новоград-Волынского блока. В связи с этим, кольцевые структуры III–IV рангов отнесены к наиболее перспективным для выявления мантийных пород, в том числе и кимберлитов. Поскольку область питания Зубковичского ореола расположена в пределах Кишинской структуры, представляют интерес аномалии

трубочного типа, выявленные в ее пределах магнитной съемкой масштаба 1:25000. Для локализации их необходимо проведение детальных высокоточных аэромагнитных исследований.

Красногорская кольцевая структура III ранга выделяется в магнитном поле как сложно построенная положительная аномалия. Центральная часть её, сложенная вулканитами основного-кислого составов, характеризуется сильно дифференцированными высокими значениями интенсивности магнитного поля с плавным понижением интенсивности поля к периферии, что может свидетельствовать о наличии подводящего канала (жерловины вулканического аппарата центрального типа).

С учетом геолого-геофизических данных, особенностей распространения и состава индикаторных минералов кимберлитов в осадочном чехле Новоград-Волынской площади выделены два перспективных участка: Городницкий и Зубковичский (рис. 17), охватывающих область максимальной концентрации даек, проявлений щелочно-ультраосновного магматизма и перспективные кольцевые структуры. В пределах каждого участка имеются контрастные ореолы индикаторных минералов кимберлитов, в т.ч. и алмазов в сарматских и четвертичных отложениях (в пределах Городницкого участка – Мочулянский, в пределах Зубковичского – Зубковичский и Глумчанский). Эти ореолы сформировались за счет пространственно разобщенных коренных источников.

Наиболее вероятно, что кимберлитовые тела в пределах перспективных участков будут представлены дайками и силлами нео- и мезопротерозойского возраста, значительно измененными дальнейшими процессами метаморфизма и метасоматоза. Промышленно алмазоносные дайки кимберлитов протерозойского возраста известны в ряде алмазоносных провинций мира [44,76, 77]. Наибольшее количество кимберлитовых даек возрастом 1100–1400 млн. лет расположено на территории Западно-Африканской алмазоносной провинции (Кот-д`Ивуар, Либерия и Мали). Мощность даек составляет от 10 см до 1–1,5 м. Кимберлиты изменены процессами метаморфизма и выветривания, нередко полностью оталькованы. Некоторые дайки слюдистых кимберлитов алмазоносны и разрабатываются. Для кимберлитов характерна тесная пространственная связь с альнеитами и лампроитами. Алмазы этой провинции имеют небольшой размер кристаллов, представленных октаэдроидами, додекаэдроидами и кубоидами. В Центральной Африке развиты дайки кимберлитов протерозойского возраста мощностью до нескольких метров, образующие зону протяженностью более 100 км. Дайки сложены слюдистой оталькованной породой с признаками сланцеватости и без наличия типичных породообразующих минералов кимберлитов. Метакимберлиты содержат алмазы очень малой массы, а хромшпинелиды, пиропы и другие индикаторные минералы отсутствуют. В Бразильской алмазоносной провинции имеются коренные месторождения алмазов, связанные с телами сильно измененных изверженных пород докембрийского возраста, так называемых филлитов, первичный состав которых достоверно не установлен, хотя большинством исследователей принимается их кимберлитовая природа. Они имеют форму даек мощностью до 20 м (в раздувах до 40 м) и протяженность до 100 м, составляют единое целое с дислоцированными вмещающими породами, рассланцованы параллельно зальбандам и нередко смещены по сбросам. Алмазоносные филлиты имеют вид типичных брекчий, содержащих большое количество обломков вмещающих пород, и имеют серицитовый состав с примесью хлорита. В основной массе встречаются выделения мартитизированного магнетита и значительное количество агрегатов рутила и анатаза, описываемые как псевдоморфозы по перовскиту, иголочки турмалина, марганцевые, гематитовые и фосфоритовые стяжения. Особенности состава филлитов заключаются в повышенном содержании по сравнению с кимберлитами SiO_2 (48 %), высоком – Al_2O_3 (15–38 %) и низком – MgO (0–4,8 %); лишь в единичных анализах отмечается Cr_2O_3 (0,03 %). Алмазы установлены в подавляющем числе даек филлитов. Для них характерно высокое содержание ювелирных разностей и сравнительно высокая средняя масса (0,25–0,5 кар). Преобладают додекаэдроиды, кубоиды и октаэдроиды голубоватой и зеленоватой окраски, иногда встречаются и бесцветные разности. Косвенным подтверждением кимберлитовой природы алмазов является наличие в них включений оливина, хромшпинелида и более редко – граната. В целом, для кимберлитовых пород дайковой фации характерно повышенное содержание железа, титана, фосфора и других некогерентных элементов, пониженное содержание высокохромистого пиропа и хромшпинелидов при высоком содержании пикроильменита и флогопита. Алмазоносность даек ниже, чем трубок. Во многих дайках преобладают алмазы, образованные при пониженных PT-условиях (ромбододекаэдроиды и округлые зерна, в разной степени подвергнутые графитизации). По-видимому,

Приложение I

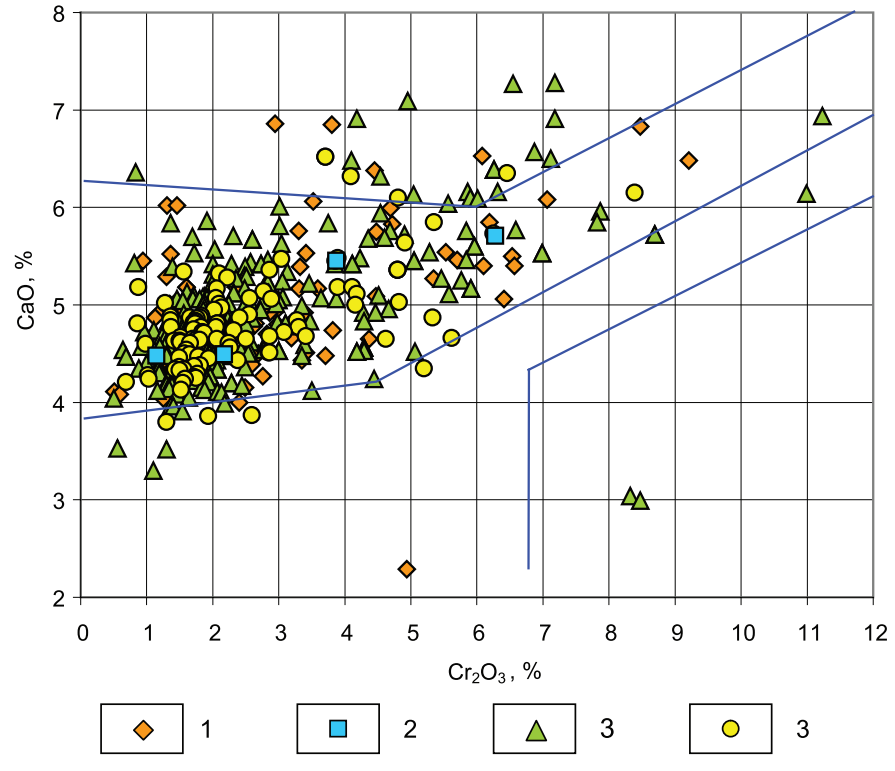


Рис. 7. Состав пиропов из базальных горизонтов осадочного чехла Волыно-Подольского района.

Пиропы из отложений: 1-четвертичных; 2-палеоген-неогеновых; 3-меловых; 4- рифей-вендских.

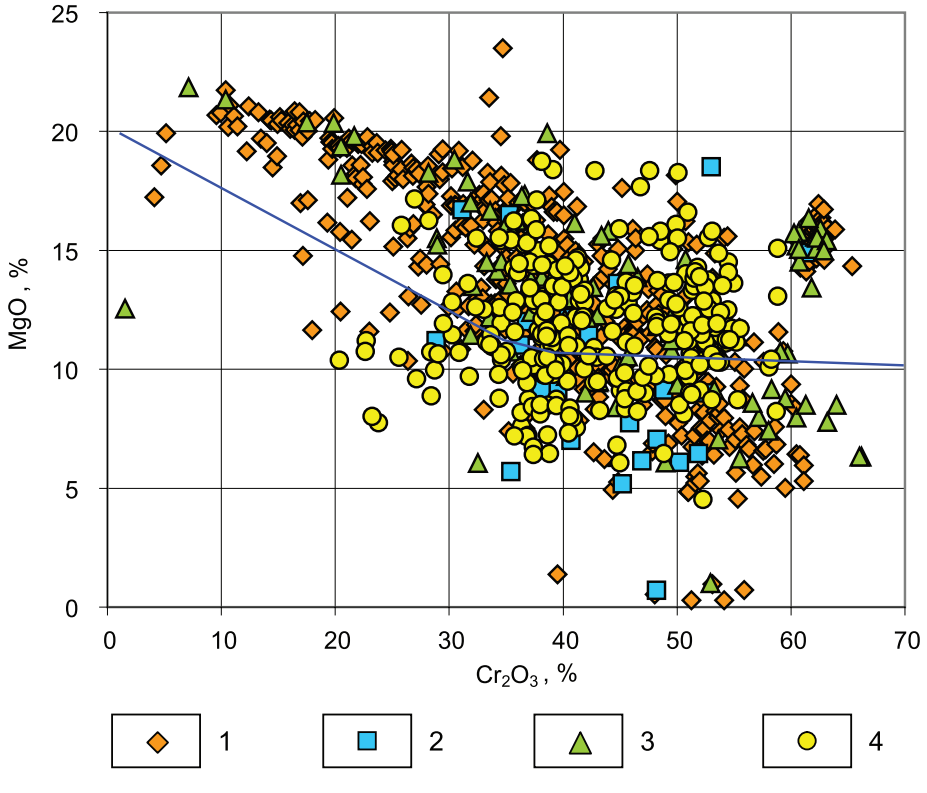


Рис. 8. Состав хромшпинелидов из базальных горизонтов осадочного чехла Волыно- Подольского района.

Хромшпинелиды из отложений: 1 – четвертичных; 2 – палеоген-неогеновых; 3 – меловых; 4 – рифей-вендских.

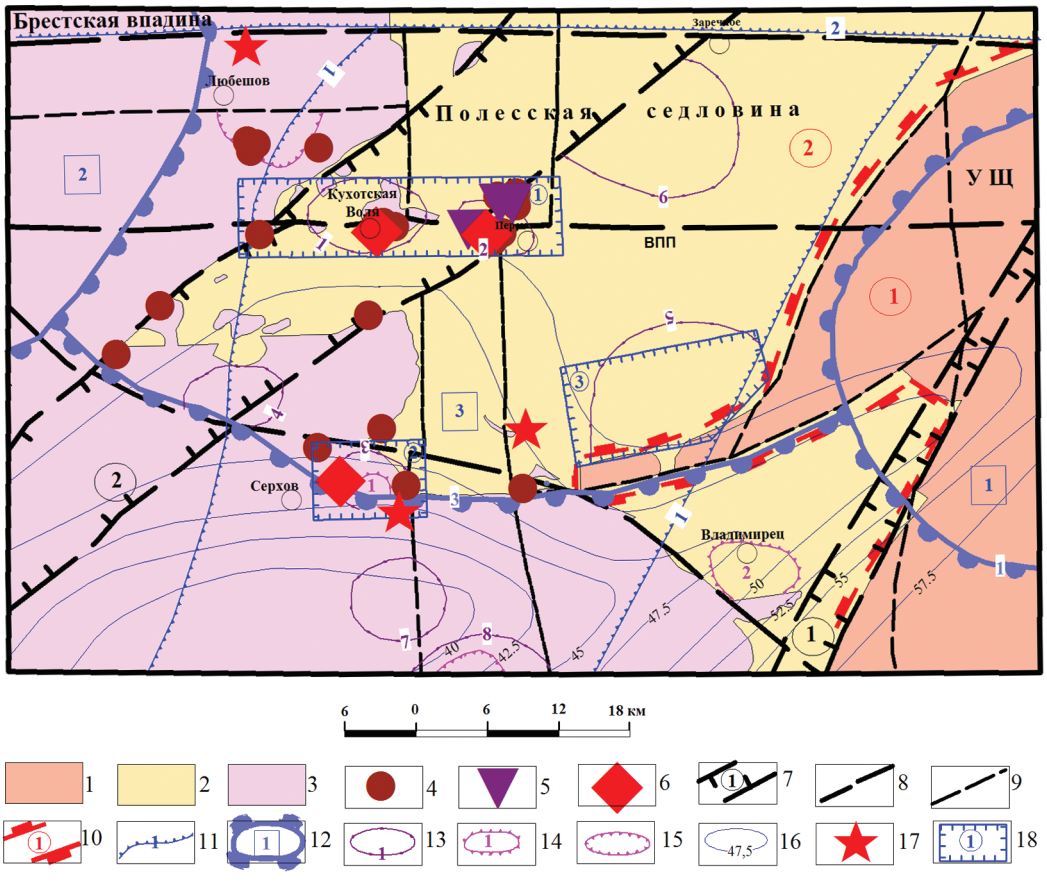


Рис. 9. Карта перспектив алмазоносности Кухотско-Серховской площади.

1 – метаморфизованные вулканогенно-осадочные породы клесовской серии, интрузивные образования осницкого комплекса мезопротерозоя; 2 – молассоиды полесской серии среднего-верхнего рифея; 3 – образования трапповой формации волынской серии нижнего венда и субинтрузивные силлы габбро-долеритов верхнего рифея; 4 – проявления базитов субщелочного состава; 5 – грапповые трубки взрыва; 6 – находки обломков кимберлитов в гетерогенных брекчиях; 7–9 – разрывные нарушения: 7 – зоны разломов мантийно-корового заложения – Луцкая (1), Стоходская (2), 8 – разломы мантийно-корового заложения, 9 – прочие разломы; 10 – блоки кристаллического фундамента: **I – Волыно-Двинский подвижный пояс**, II – Волынский; 11 – рифтовые системы: Волыно-Оршанская (1), Припятская (2); 12–13 – кольцевые структуры: 12 – **II ранга – Клесовская (1), Серховская (2), Камень-Каширская**(3); 13 – **III ранга: Кухотская (1), Перекальская (2), Серховская (3), Городокская (4), Липнянская (5), Заречнянская** (6), Костюхновская (7), Чарторийская (8); 14 – вулкано-купольные структуры: Серховская (1), Владимирецкая (2); 15 – вулкано-тектонические депрессии; 16 – изогипсы поверхности Мохо; 17 – находки алмазов; 18 – перспективные участки: 1 – Кухотский, 2 – Серховский, 3 – Липнянский.

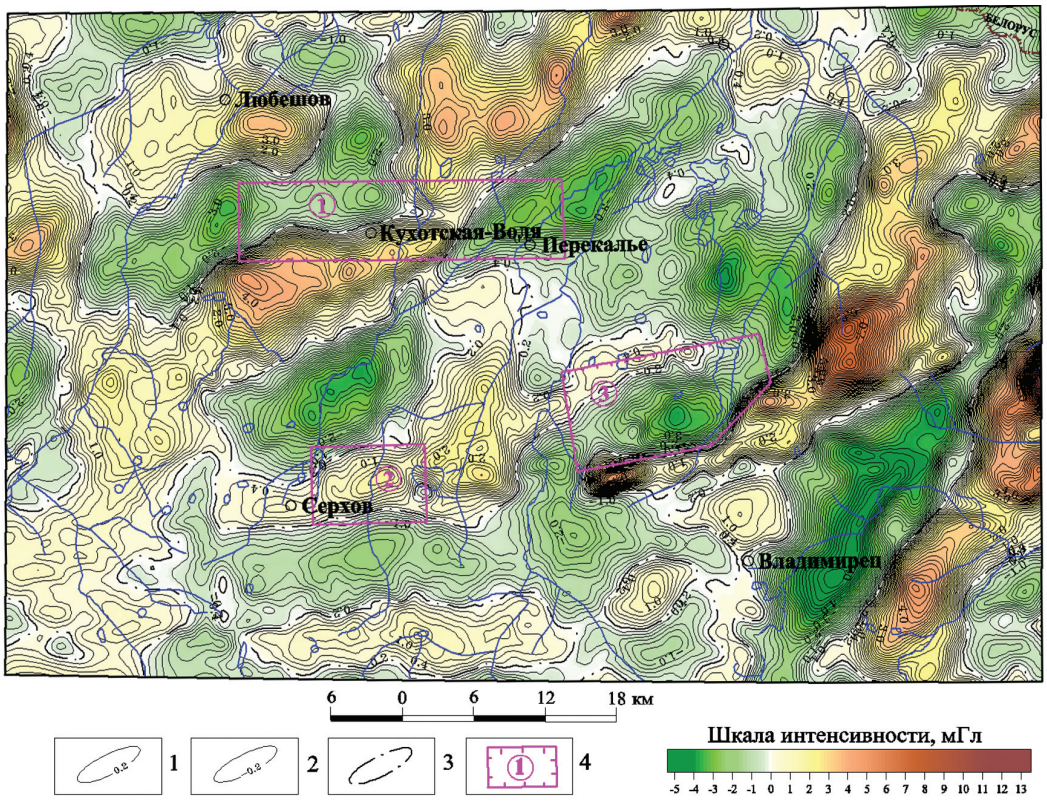


Рис. 10. Карта остаточных аномалий гравитационного поля $\delta\Delta g_{Буге}$ Кухотско-Серховской площади.

1–3 – изолинии δΔg, мГл: 1 – положительные, 2 – отрицательные, 3 – нулевые; 4 – перспективные участки: 1 – Кухотский, 2 – Серховский, 3 – Липнянский.

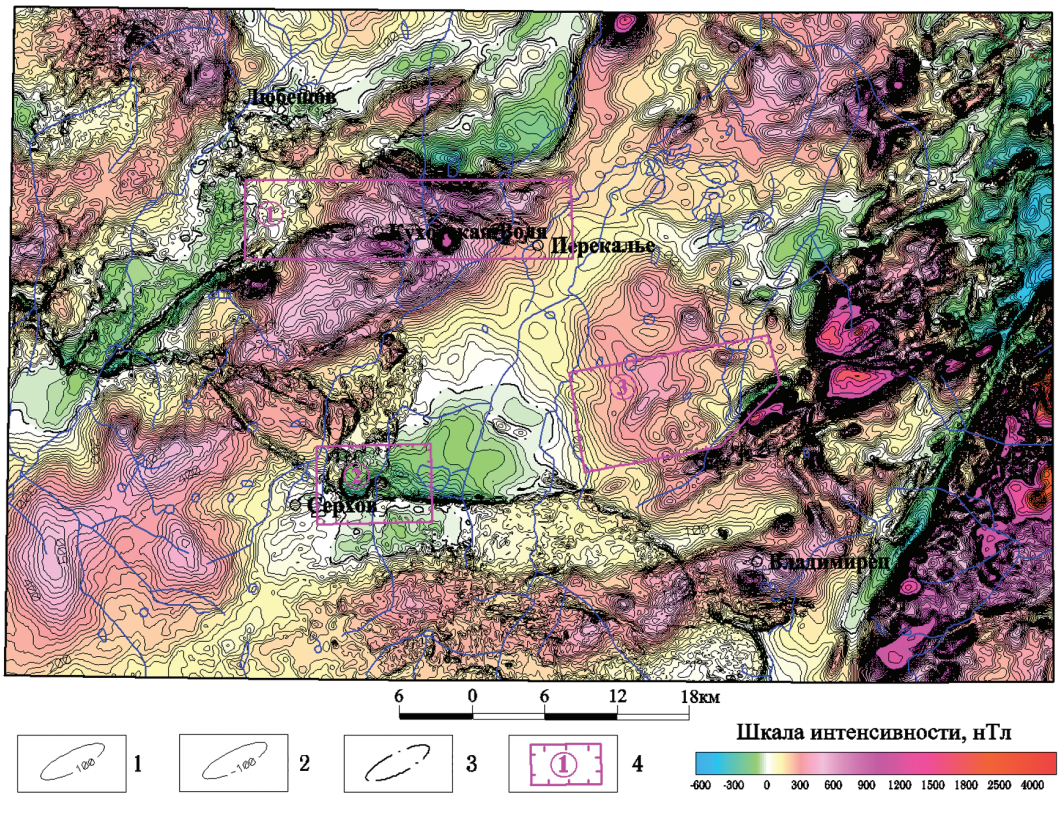


Рис. 11. Карта аномального магнитного поля ΔTa Кухотско-Серховской площади.

1–3 – изолинии ΔTa, нТл: 1 – положительные, 2 – отрицательные, 3 – нулевые; 4 – перспективные участки: 1 – Кухотский, 2 – Серховский, 3 – Липнянский.

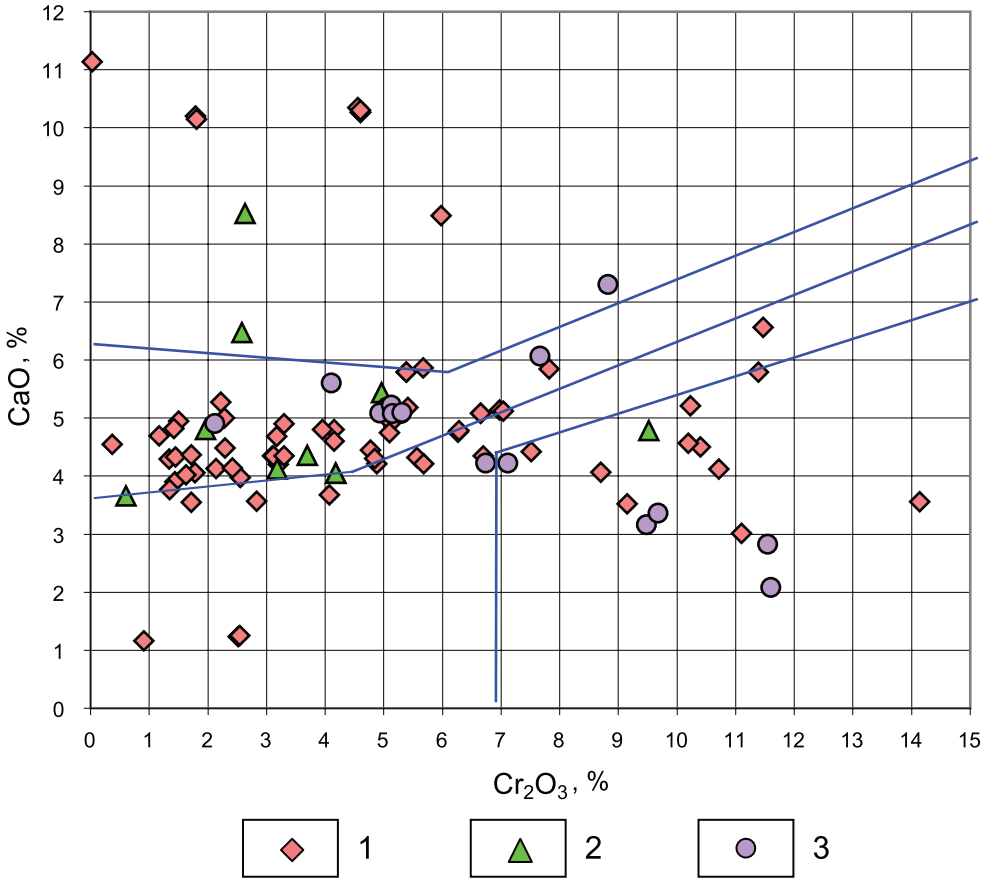


Рис. 13. Состав пиропов из обломков кимберлитов и цемента брекчий Кухотсковольского, Серховского и Перекальского брекчиепроявлений.

Пиропы из обломков кимберлитов и цемента брекчиепроявлений: 1 – Кухотсковольского; 2 – Серховского; 3 – Перекальского.

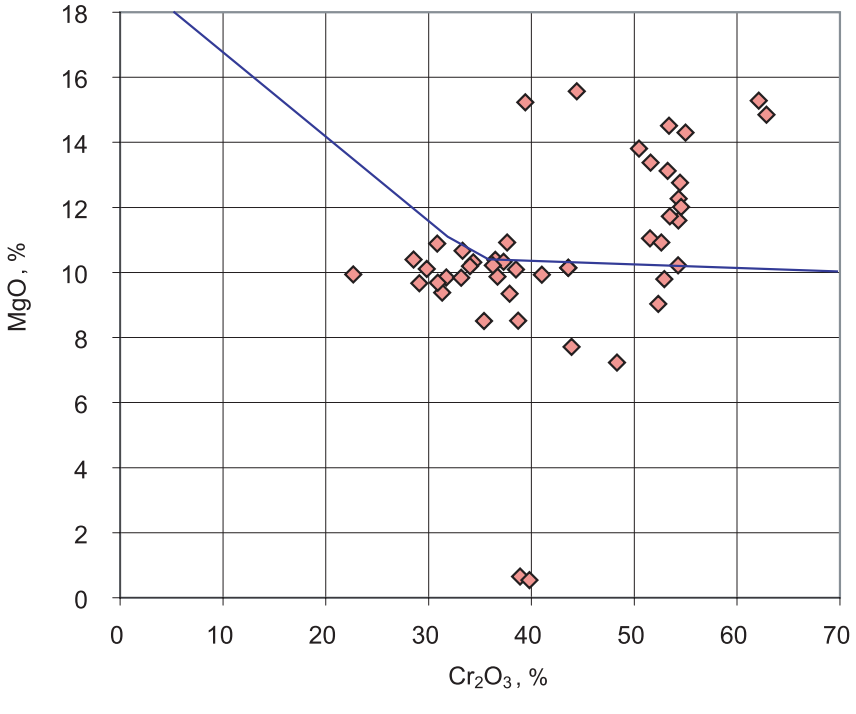


Рис. 14. Состав хромшпинелидов из обломков кимберлитов и цемента брекчий Кухотсковольского брекчиепроявления.

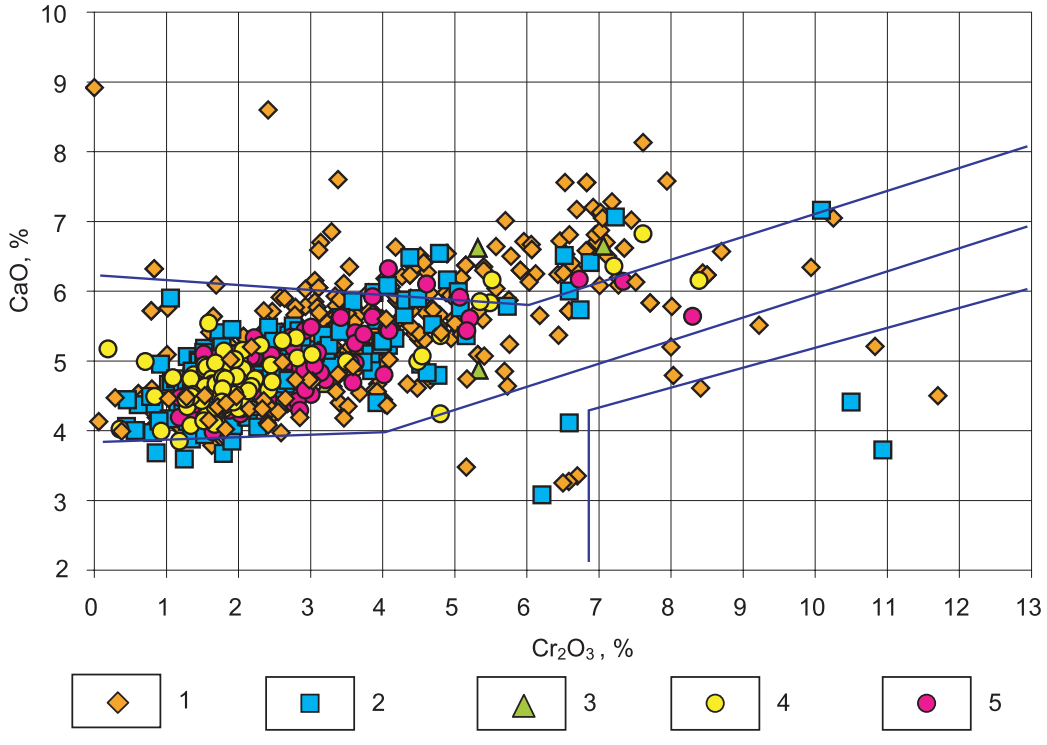


Рис. 15. Состав пиропов из базальных горизонтов осадочного чехла Северо-западного района.

Пиропы из отложений: 1 – четвертичных; 2 – палеоген-неогеновых; 3 – меловых; 4 – рифей-вендских; 5 – белоко-ровичской свиты.

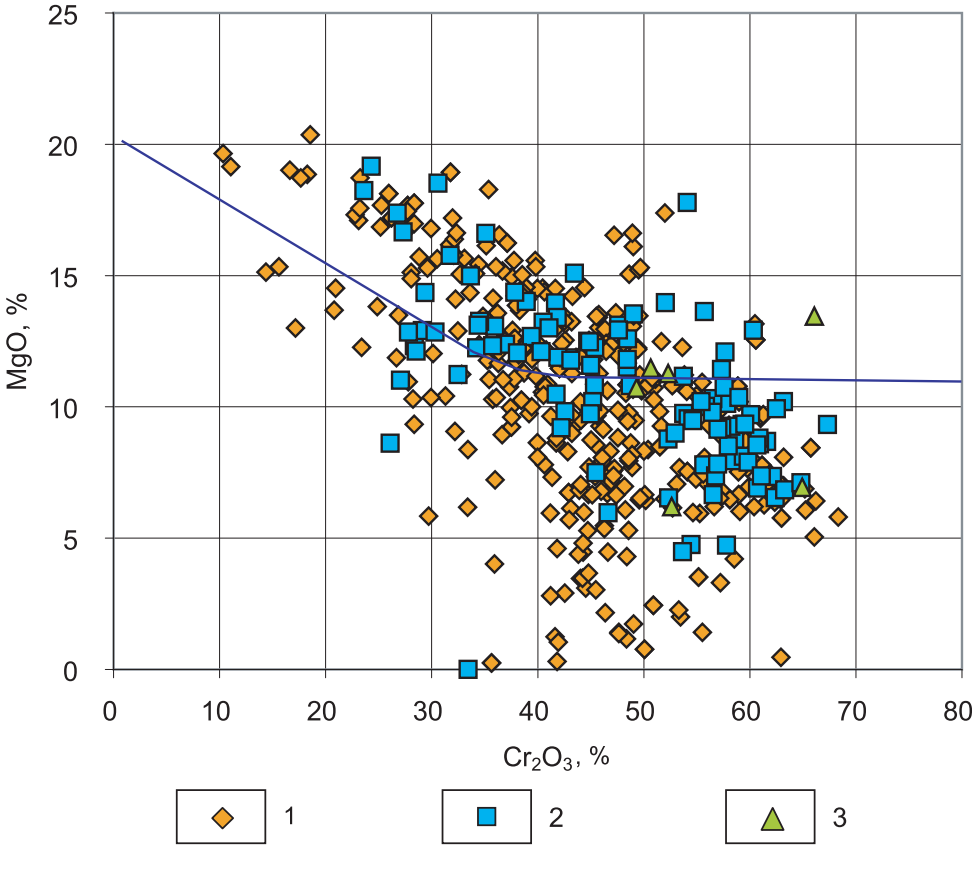


Рис. 16. Состав хромшпинелидов из базальных горизонтов осадочного чехла Северо-западного района.

Хромшпинелиды из отложений: 1 – четвертичных; 2 – палеоген-неогеновых; 3 – меловых.

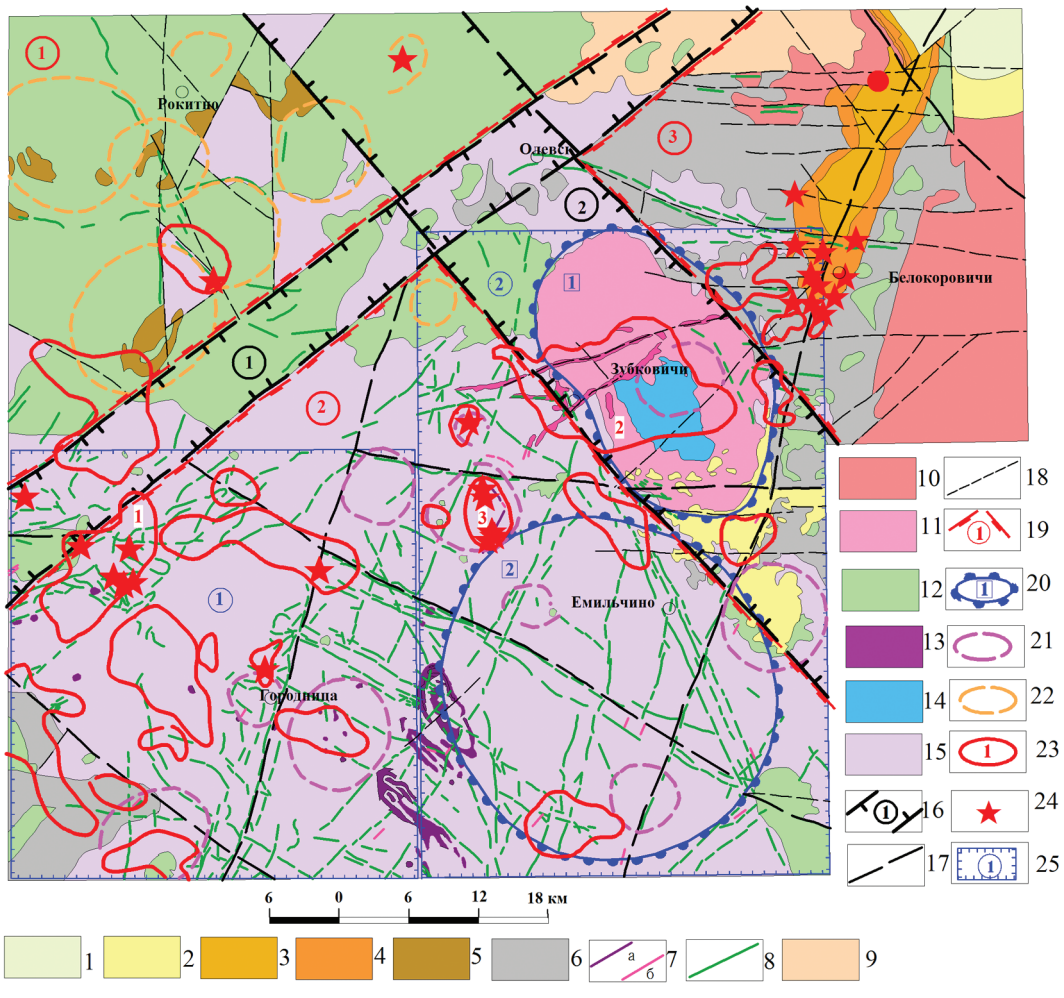


Рис. 17. Карта перспектив алмазоносности Новоград-Волынской площади

1–6 – метаморфизованные осадочные и вулканогенно-осадочные породы: 1 – неопротерозой: овручская серия, толкачевская свита – кварциты, кварцитопесчаники, пирофиллитовые сланцы, 2–6 мезопротерозой: 2 – збраньковская свита – базальты, андезиты, трахиандезиты, диабазы, риолиты, филлитовые сланцы; 3 – топильнянская серия, озерянская свита – алевролиты, аргиллиты, диабазы, серицит-хлорит-кварцевые сланцы, 4 – белокоровичская свита – песчаники и гравелиты полимиктовые, аргиллиты, конгломераты, диабазы, 5 – клесовская серия – лептиты, метадиабазы, метаандезиты, фельзиты, 6 – палеопротерозой: городская свита – гнейсы и сланцы биотитовые, мусковит-биотитовые, гранат-биотитовые; 7–15 – интрузивные и ультраметаморфические образования: 7 – неопротерозой: дайковый комплекс – пикриты, лампрофиры (а), риолиты (б), 8–13 – мезопротерозой: 8 – дайковый комплекс – диабазы, габбро-диабазы, 9 – пержанскии комплекс – граниты субщелочные, граносиениты, 10 – коростенский комплекс – граниты рапакивиподобные, гранит-порфиры, 11 – кишинский комплекс – граниты субщелочные лейкократовые биотитовые, 12 – осницкий комплекс – граниты биотитовые, амфибол-биотитовые, гранодиориты, диориты, граносиениты, габбро, 13 – городницкий комплекс – ийолит-якупирангиты, оливиновые пироксениты, перидотиты, карбонатиты; 14–15 – палеопротерозой: 14 – букинский комплекс – диориты, габбро, габбро-нориты, 15 – шереметьевский комплекс – плагиограниты и плагиомигматиты биотитовые, амфибол-биотитовые; 16–18 – разрывные нарушения: 16 – зоны разломов мантийно-корового заложения: 1 – Сущано-Пержанская, 2 – Красногорско-Житомирская, 17 – разломы мантийно-корового заложения, 18 – прочие разломы; 19 – блоки кристаллического фундамента: 1 – Осницкий, 2 – Новоград-Волынский, 3 – Коростенский; 20–22 – кольцевые структуры: 20 – II ранга – Кишинская (1), Емильчинская (2); 21–22 – III ранга – 21 – перспективные для поисков коренных источников алмазов, 22 – менее перспективные; 23 – ореолы повышенной концентрации пиропов в осадочных отложениях, в том числе наиболее перспективные: 1 – Городницкий, 2 – Зубковичский, 3 – Глумчанский; 24 – находки алмазов; 25 – перспективные участки: 1 – Городницкий, 2 – Зубковичский.

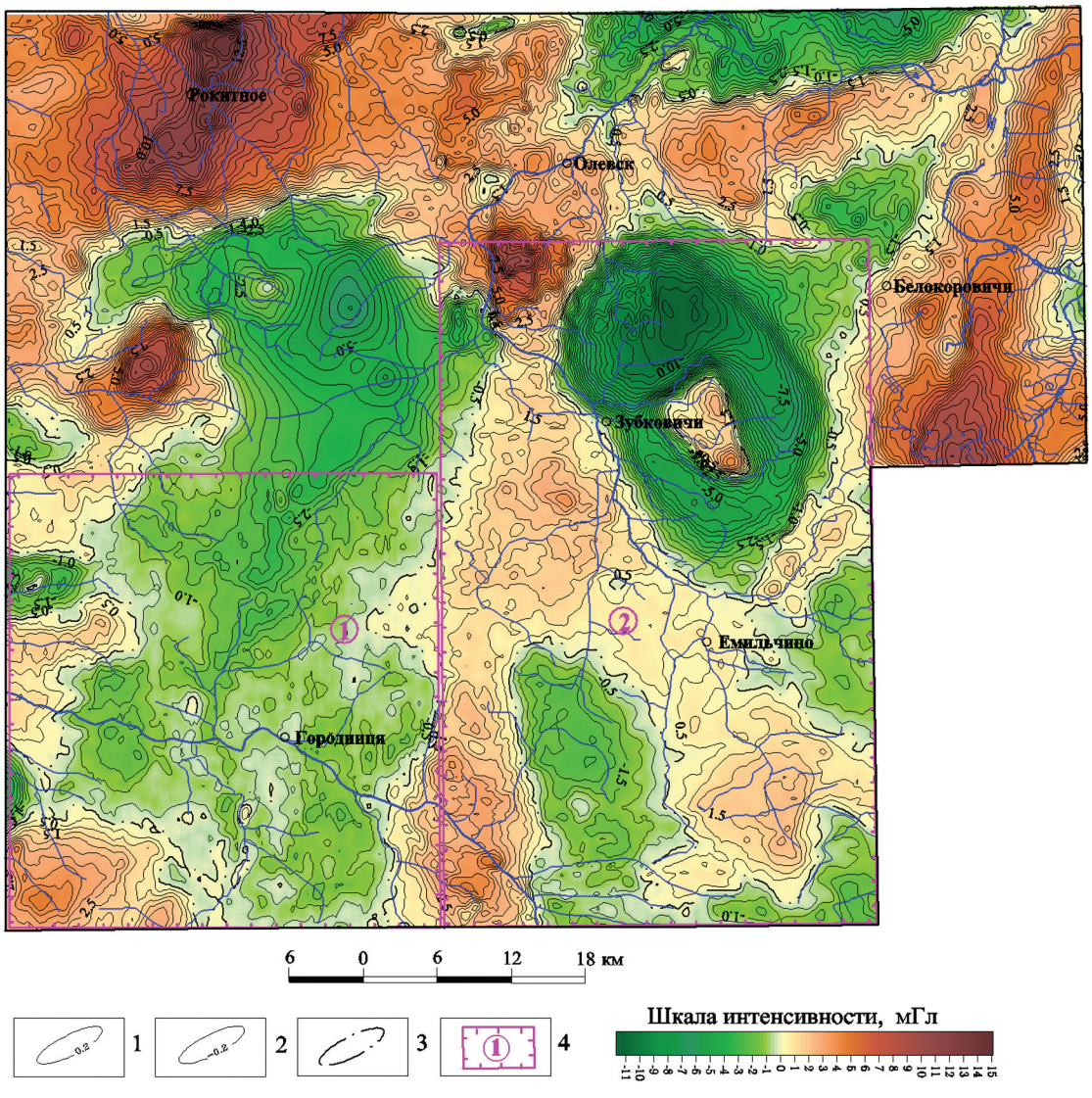


Рис. 18. Карта остаточных аномалий гравитационного поля $\delta\Delta g_{Буге}$ ($R_{0,25\ км} - R_{18\ км}$) Новоград-Волынской площади.

1–3 – изолинии δΔg, мГл: 1 – положительные, 2 – отрицательные, 3 – нулевые; 4 – перспективные участки: 1 – Городницкий, 2 – Зубковичский.

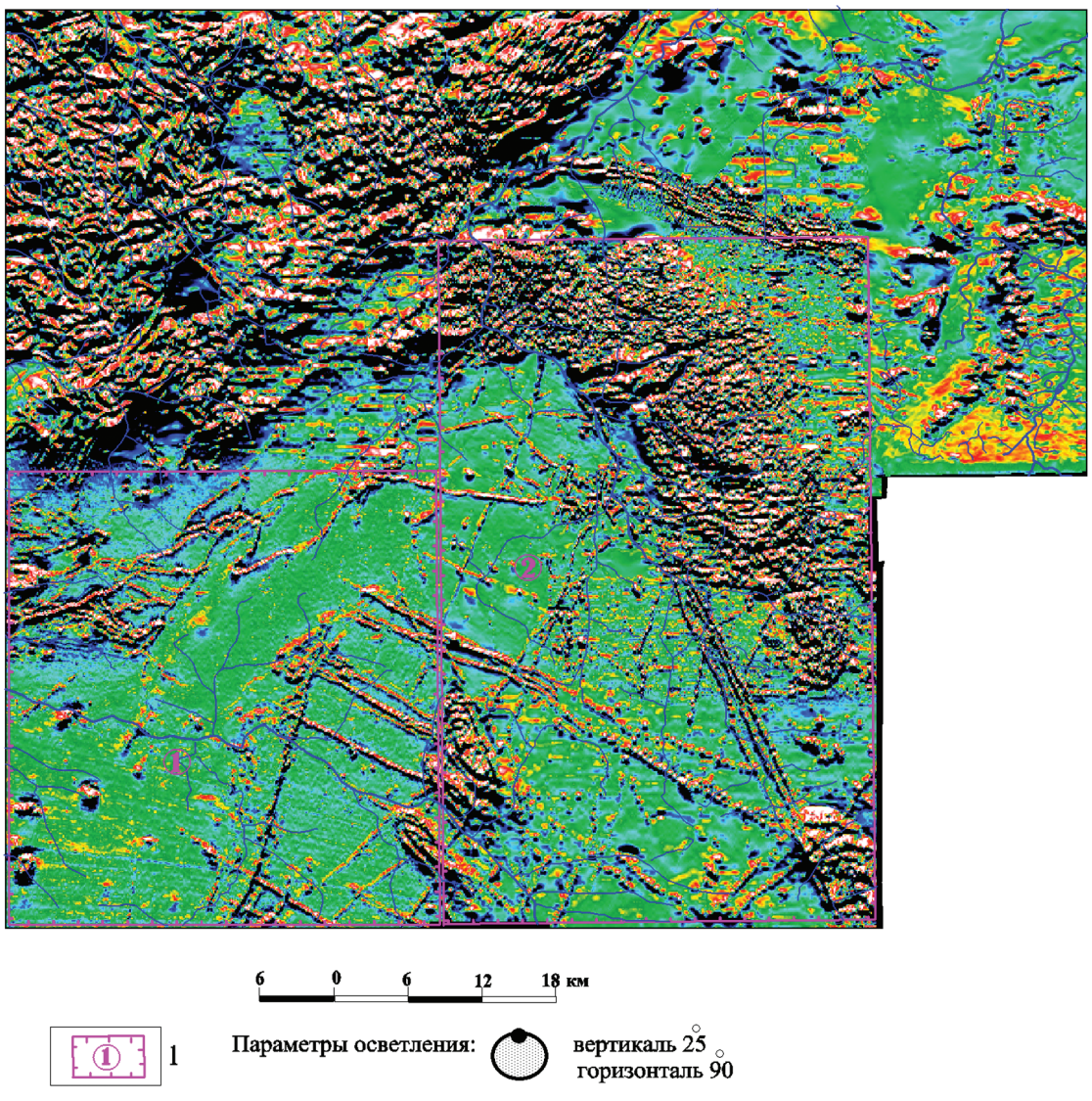


Рис. 19. Карта аномального магнитного поля Новоград-Волынской площади.

Перспективные участки: 1 – Городницкий, 2 – Зубковичский

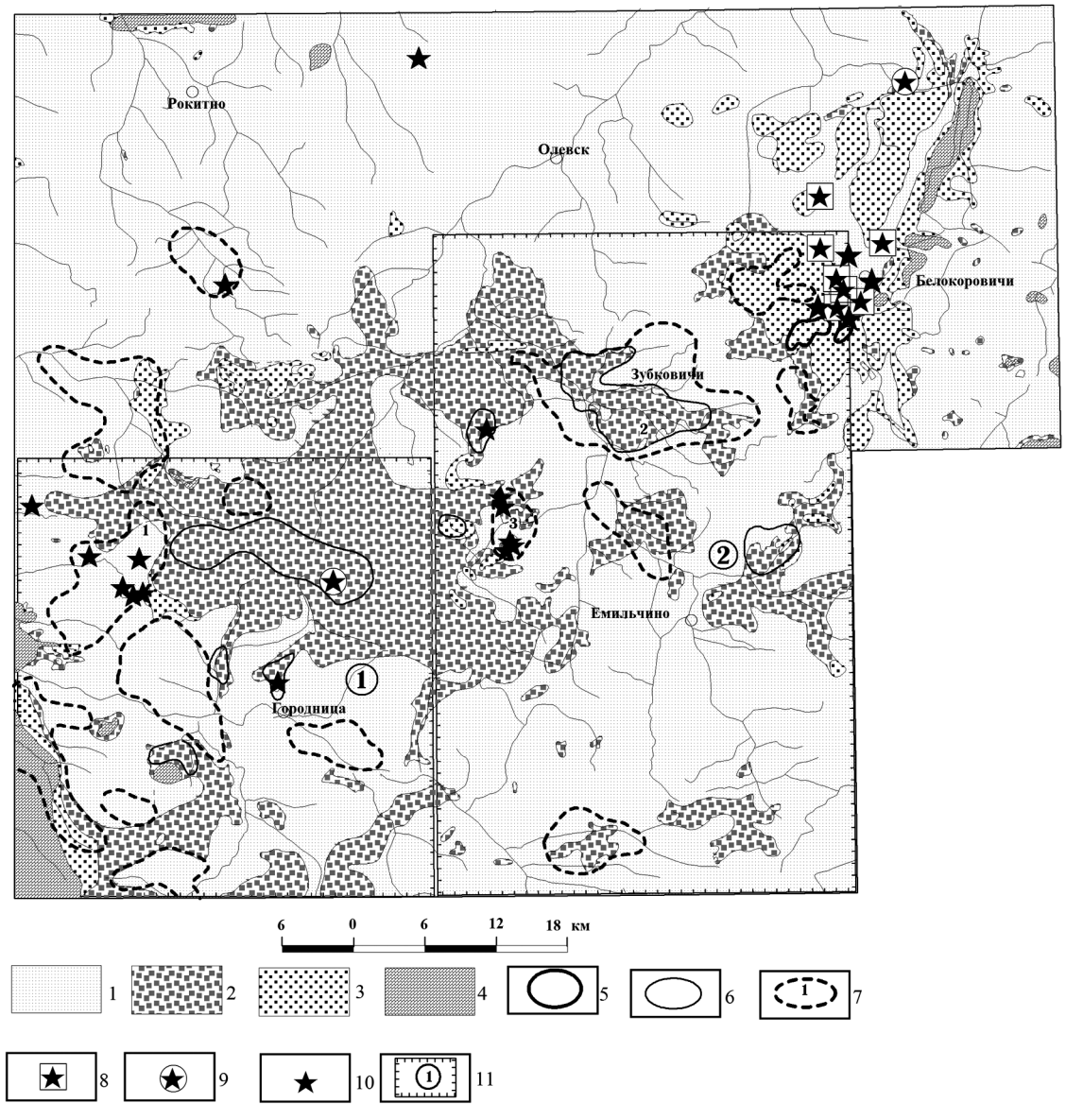


Рис. 20. Ореолы пиропов в базальных отложениях осадочного чехла Новоград-Волынской площади.

1–4 – отложения осадочного чехла: четвертичная система – аллювиальные, элювиально-делювиальные и водно-ледниковые глинисто-песчаные отложения (1); неогеновая система – аллювиальные, озерно-болотные песчано-глинистые отложения (2); палеогеновая система – прибрежно-морские глинисто-песчаные отложения (3); меловая система – морские песчаные отложения с прослоями мергелей и известняков (4). 5–7 – ореолы повышенной концентрации пиропов в отложениях, в том числе наиболее перспективные: 5 – палеогеновой; 6 – неогеновой; 7 – четвертичной систем: 1 – Мочулянский, 2 – Зубковичский, 3 – Глумчанский; 8–10 – находки алмазов в отложениях: 8 – докембрийских, 9 – неогеновых, 10 – четвертичных; 11 – перспективные участки: 1 – Городницкий, 2 – Зубковичский.

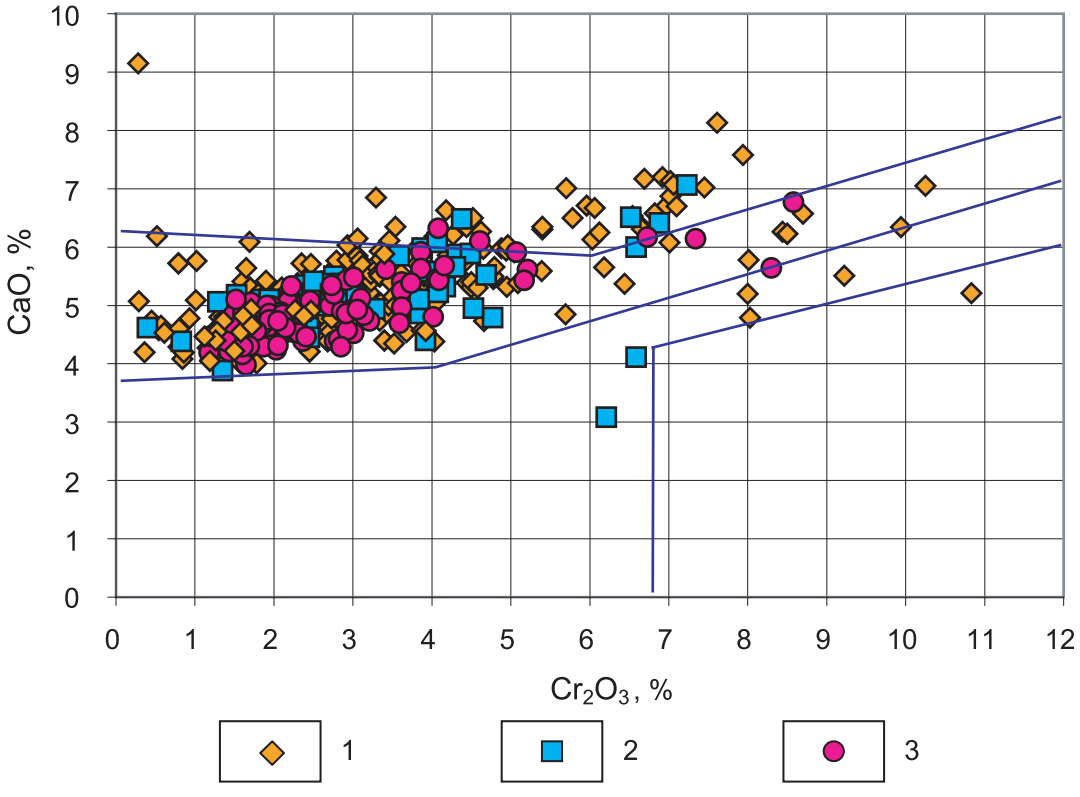


Рис. 21. Состав пиропов из базальных горизонтов осадочного чехла Новоград-Волынской площади.

Пиропы из отложений: 1 – четвертичных; 2 – палеоген-неогеновых; 3 – белокоровичской свиты.

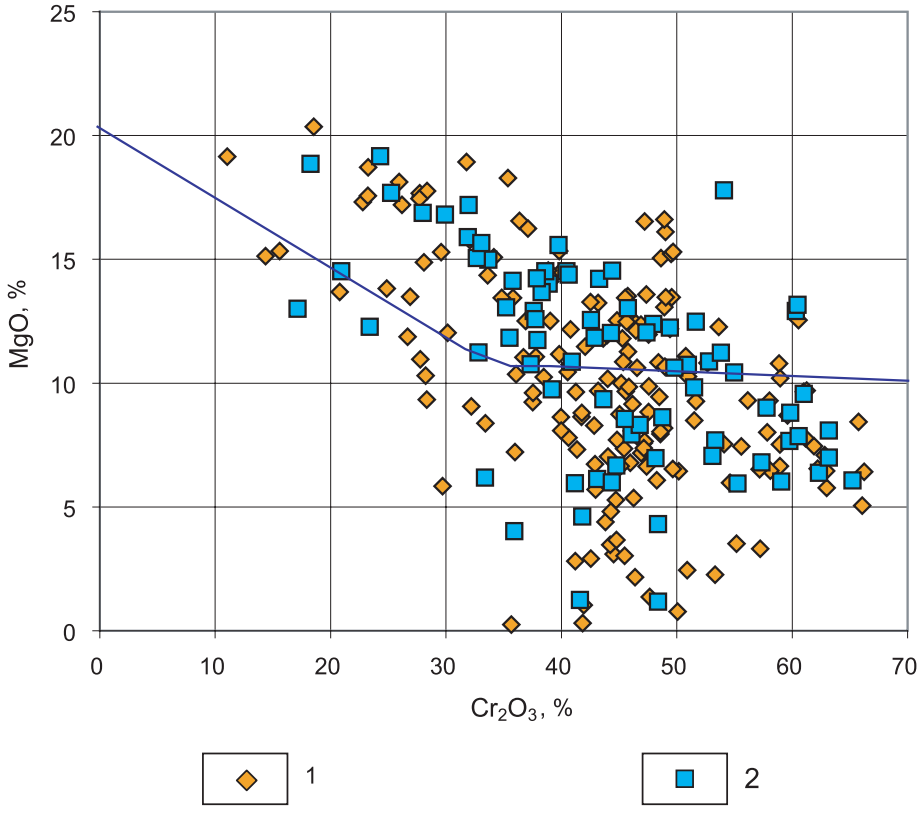


Рис. 22. Состав хромшпинелидов из базальных горизонтов осадочного чехла Новоград-Волынской площади.

Хромшпинелиды из отложений: 1– четвертичных; 2 –неогеновых.

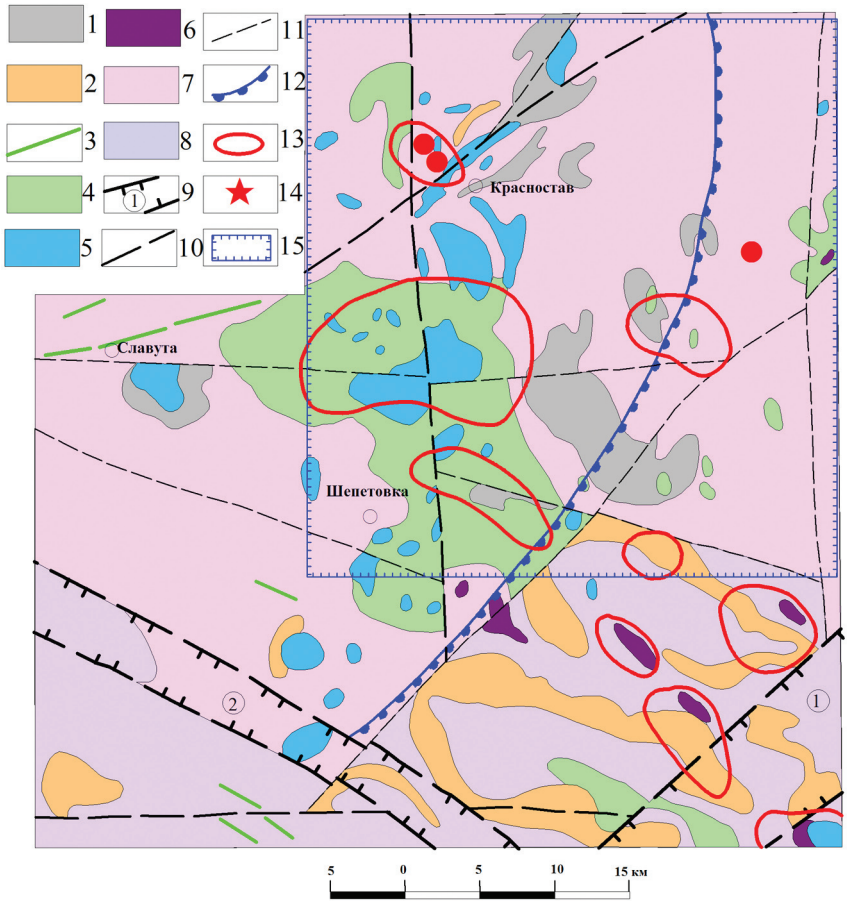


Рис. 23. Карта перспектив алмазоносности Шепетовской площади.

1–2 – метаморфические образования: 1 – палеопротерозой, тетеревская серия – гнейсы биотитовые, гранат-биотитовые, гранат-графит-биотитовые, реже амфибол-биотитовые, 2 – палеоархей, днестровско-бугская серия – гнейсы гранат-биотитовые, кордиерит-силлиманит-гранат-биотитовые, амфибол-биотитовые, пироксен-биотитовые; 3–8 – **интрузивные и ультраметаморфические образования**: 3 – **мезопротерозой; дайковый комплекс – диабазы;** 4–6 – букинский интрузивный комплекс: 4 – диориты, гранодиориты, 5 – габбро, габбро-диабазы, 6 – пироксениты; 7 – житомирский комплекс – плагиомигматиты, плагиограниты, мигматиты диоритового состава, порфиробластические граниты и мигматиты; 8 – бердичевский комплекс – граниты и мигматиты биотитовые, гранат-биотитовые с кордиеритом; 9–11 – разрывные нарушения: 9 – зоны разломов мантийно-корового заложения: 1 – Тетеревская, 2 – Хмельникская, 10 – разломы мантийно-корового заложения, 11 – прочие разломы; 12 – **Шепетовская кольцевая** структура **II ранга; 13 – ореолы повышенной концентрации пиропов в осадочных отложениях; 14 – находки алмаза;** 15 – перспективный участок.

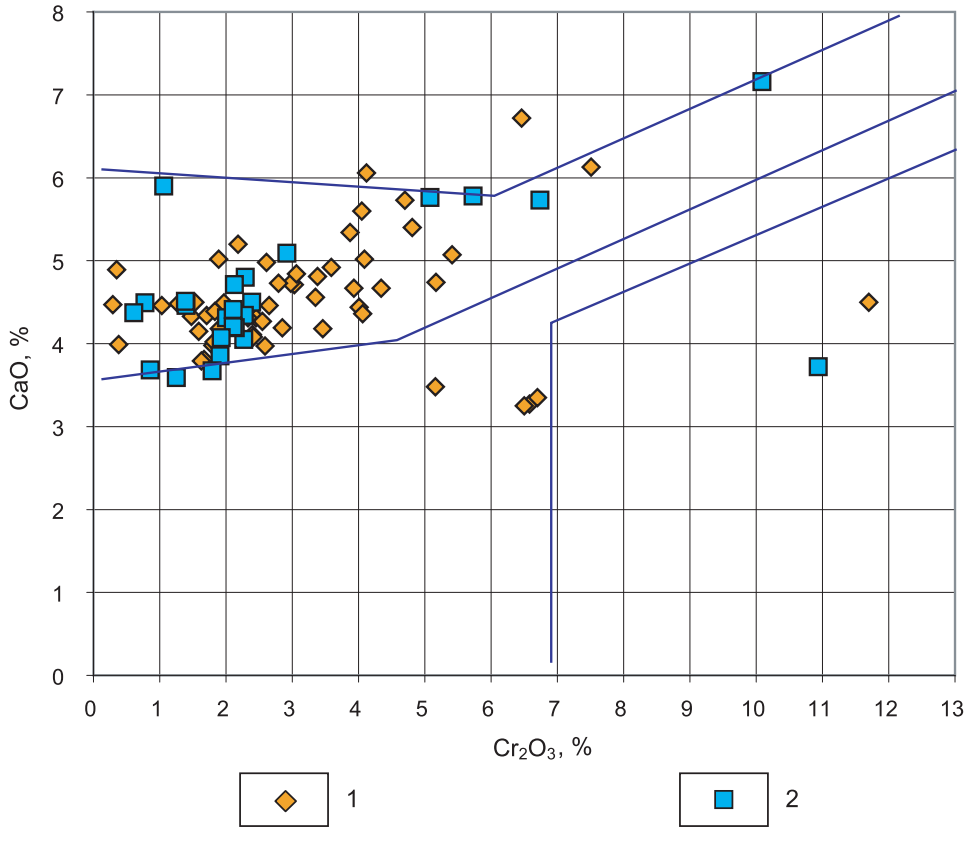


Рис. 24. Состав пиропов из базальных горизонтов осадочного чехла Шепетовской площади.

Пиропы из отложений: 1-четвертичных; 2-палеоген-неогеновых.

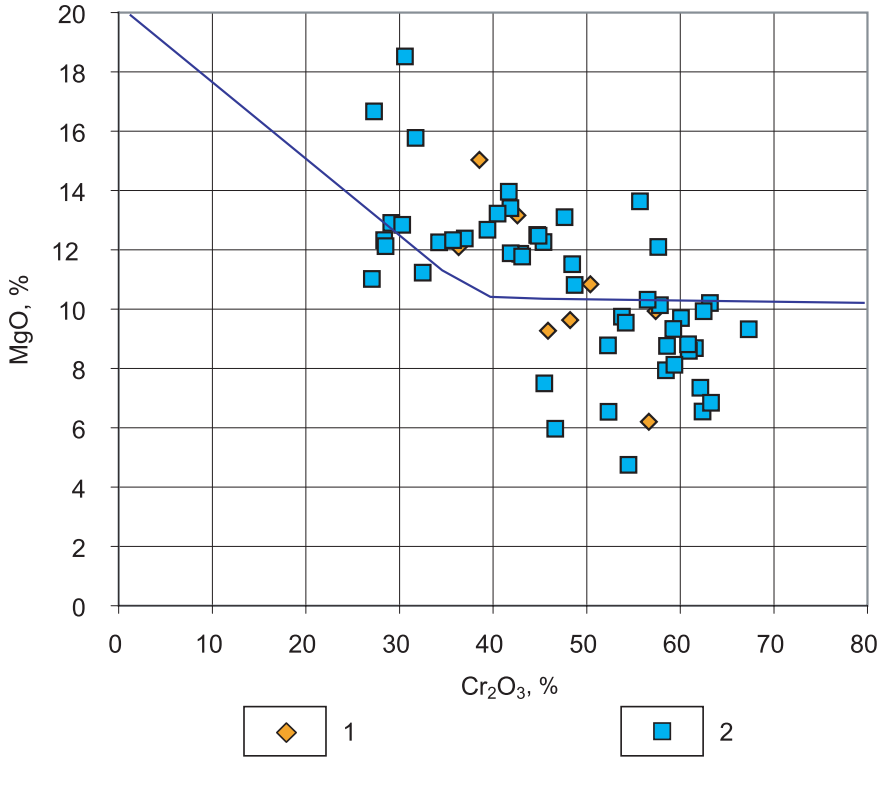


Рис. 25. Состав хромшпинелидов из базальных горизонтов осадочного чехла Шепетовской площади.

Хромшпинелиды из отложений: 1-четвертичных; 2-палеоген-неогеновых.

очаги зарождения расплавов кимберлитов даечной фации залегают на меньших глубинах верхней мантии, чем очаги кимберлитовых магм, образующих сопряженные с ними трубчатые тела [44, 76, 77].

Кимберлитообразованию, как известно, предшествует глубинный метасоматоз нижних горизонтов верхней мантии и сопутствующее ему обогащение мантийного субстрата перидотитового состава некогерентными элементами. Имеющиеся данные об элементах-примесях в щелочно-ультраосновных породах Городницкой, Малоглумчанской интрузий и дайках Глумчанской кольцевой структуры свидетельствуют о том, что они крайне бедны такими элементами-индикаторами глубинного метасоматоза как Nb (меньше 12 г/т), Zr (до 125 г/т), Y (меньше 15 г/т), РЗЭ (до 60–80 г/т) (С.Г. Кривдик и др., 2003).

Низкое содержание этих элементов (по материалам Л.В. Шумлянского) отмечено также в габбродиоритах Варваровского плутона (Волынский блок), гранодиоритах и монцонитах Букинского плутона, долеритах Прутовского интрузива (Подольский блок). Породы названных интрузивов имеют близкий U-Pb возраст по цирконам – около 2000 млн. лет. По содержанию Nb и Zr габброиды Коростенского плутона близки к породам Букинского и Прутовского интрузивов, но несколько богаче их Y и особенно РЗЭ цериевой группы. U-Pb датировки по циркону показывают, что Коростенский плутон сформировался в период 1800–1740 млн. лет. По заключению изучавших эти интрузивы исследователей, все они являются продуктами парциального разноглубинного плавления деплетированной мантии. Таким образом, 1740 млн. лет тому назад под северо-западной частью УЩ верхняя мантия оставалась не метасоматизированной, что не благоприятствовало кимберлитообразованию. Находки в конгломератах и песчаниках белокоровичской свиты, возраст которых моложе 1740 млн. лет и древнее 1400–1500 млн. лет, алмаза и его минералов-спутников позволяет предполагать, что их кореннные источники кимберлитового типа сформировались в том же возрастном интервале. В этот период северо-западная часть УЩ представляла собой платформу, на которой в посткоростенское время были заложены и развивались рифтогенные Овручская и Белокоровичская структуры.

Выводы

1. Новоград-Волынская площадь по всем критериям и признакам (табл. 2, 5) является высокоперспективной для поисков коренных источников алмазов. Главные из этих признаков – наличие проявлений протерозойского (2100–2000 млн. лет) щелочно-ультраосновного магматизма, развитие ореолов алмаза и его минералов-спутников в осадочном чехле, начиная с белокоровичской свиты мезопротерозоя.

2. Базит-ультрабазитовый магматизм северо-западной части УЩ весьма слабо изучен, особенно его гипабиссальная и эффузивная фации. Достоверных сведений о возрасте даек различного состава и вулканитов крайне мало, также как и о вмещающих их породах. При проведении детальных поисковых работ в пределах отдельных перспективных структурах высоких рангов, выделенных в результате комплексного анализа геолого-геофизической информации, появляются новые данные, не укладывающиеся в принятые стратиграфические схемы и свидетельствующие о нескольких этапах тектоно-магматической активизации региона в протерозое, а, возможно, и в палеозое. Необходимо целенаправленное изучение ареалов базит-ультрабазитового магматизма для выявления связи с ними мантийных пород, времени проявления и зональности в распределении продуктов глубинного магматизма.

3. На основании наличия алмазов в конгломератах белокоровичской свиты, можно однозначно утверждать, что в северо-западной части УЩ был проявлен кимберлитовый магматизм мезопротерозойского (посткоростенского) возраста, с которым прогнозируется промышленная алмазоносность. Объектами поисков должны быть глубоко эродированные тела кимберлитов, в большинстве случаев представленные дайками разной мощности и протяженности, значительно измененными наложенными процессами.

4. Известные дайки кимберлитов пространственно ассоциируют обычно с полями даек базитов, ультрабазитов нормального и, особенно, щелочного ряда, приуроченными к глубинным разломам и высокопроницаемым зонам, испытавшим неоднократную тектоно-магматическую активизацию. Проявления

магматизма в их пределах часто носят унаследованный характер и поэтому заслуживают особого внимания на участках, где в базальных отложениях осадочного чехла выявлены ореолы пиропов и других индикаторных минералов кимберлитов высокой сохранности и значительной крупности.

5. Учитывая унаследованный характер проявления в определенных структурно-тектонических обстановках разновозрастного кимберлитового магматизма, на Новоград-Волынской площади, помимо неопротерозойского кимберлитового магматизма, можно предполагать и среднепалеозойский (девонский).

6. Объектами для детальных поисковых работ на алмазы на Городницком и Зубковичском участках являются кольцевые структуры III–IV рангов, в пределах которых установлены проявления базальтоидного и ультраосновного магматизма, контрастные ореолы индикаторных минералов кимберлитов, в том числе алмазов. Поиски должны осуществляться комплексом высокоточных геофизических исследований и большим объемом буровых и опробовательских работ.

ШЕПЕТОВСКАЯ ПЛОЩАДЬ

Шепетовская площадь (около 2725 км^2) расположена в южной части Северо-западного района, вблизи зоны сочленения УЩ и ВПП. Как перспективная для поисков коренных источников алмазов она выделена на основании критериев и признаков, приведенных в таблицах 2, 5. В их числе: приуроченность к восточной части одноименной кольцевой структуры II ранга, предположительно связанной с мантийным диапиризмом, и к узлу пересечения Хмельникской и Тетеревской зон глубинных разломов, наличие в отложениях осадочного чехла ореолов индикаторных минералов кимберлитов, в том числе алмазной ассоциации; находки кристаллов алмаза в неогеновых и четвертичных отложениях.

Состояние изученности

Шепетовская площадь на коренные источники алмазов крайне слабо изучена.

В 1977–1979 г.г. поиски алмазов проводились в западной половине площади, в пределах Славутско-Шепетовского участка (И.С. Варваренко и др.). В процессе этих работ заверен ряд локальных магнитных аномалий, выполнено в ограниченном объеме шлиховое опробование отложений современных водотоков и погребенных долин, выявлены ореолы рассеяния пиропов, в т.ч. высокохромистых разновидностей (Cr_2O_3 – 4,8–9,6 %). Коренные источники алмазов не установлены, но палеогеоморфологические факторы в совокупности с данными шлихового опробования свидетельствуют о том, что наиболее вероятным источником пиропов могут быть кимберлиты, развитые в центральной части Шепетовской площади.

Проведенная в 1983–1987 г.г. ГГС-50 территории листов М–35–67–А,Б,В,Г (И.П. Букович и др.), одной из задач которой являлось изучение базальных горизонтов осадочных пород на минералы-спутники алмаза, позволила выявить в среднесарматских отложениях неогена ореол неокатанных пиропов в ассоциации с хромшпинелидами и пикроильменитом, а также выделить в пределах Шепетовского поднятия фундамента площадь для поисков их коренных источников.

Результаты этих геолого-съемочных работ послужили основанием для постановки специализированных поисков, выполненных Б.Л. Высоцким и др. в 1984–1989 г.г. в небольших объемах при поисках алмазоносных россыпей в пределах Овручско-Белокоровичской структуры и других перспективных участков. На основании полученных данных рекомендовано продолжить на Шепетовской площади поиски коренных источников алмазов кимберлитового и лампроитового типов.

Особенности геологического строения

В пределах Шепетовской площади не проведена высокоточная аэромагнитная съемка масштаба 1:10000, позволяющая дать дополнительную информацию о ее структурно-тектонических особенностях и выявить алмазоперспективные структуры и локальные объекты. Использование же современных технологий обработки данных наземных грави-магнитных исследований масштаба 1:25000 – 1:50000, выполненных на различных участках в 1959–1982 г.г,. нецелесообразно в связи с их низкой информативностью.

Поэтому краткая характеристика геологического строения площади приводится по результатам геолого-съемочных и поисковых работ.

Кристаллическое основание сложено (рис. 23) метаморфическими, ультраметаморфическими и интрузивными образованиями палеопротерозоя, представленными гнейсами тетеревской серии, гранитами и мигматитами бердичевского и житомирского комплексов, интрузивными породами основного-среднего состава букинского комплекса. В южной части площади иногда встречаются останцы гнейсов днестровско-бугской серии палеоархея.

Гнейсы гранат-биотитовые, кордиерит-силлиманит-гранат-биотитовые, амфибол-биотитовые, пироксен-биотитовые днестровско-бугской серии имеют крайне ограниченное распространение и встречаются только в виде ксенолитов и небольших по размерам останцов среди гранитоидов бердичевского комплекса. По мнению геологов, проводивших здесь съемочные работы, первичным субстратом для образования гранат-биотитовых и кордиерит-силлиманит-гранат-биотитовых гнейсов служили глинисто-мергелистые или глинисто-алевритовые породы, а амфибол- и пироксенсодержащие разности гнейсов образовались за счет основных пород.

Тетеревская серия представлена гнейсами биотитовыми, гранат-биотитовыми, гранат-графит-биотитовыми, гранат-кордиерит-биотитовыми, реже амфибол-биотитовыми и амфиболитами, образовавшимися по песчано-глинистым и мергелистым породам, а также по вулканитам основного состава. Преобладающим развитием пользуются биотитовые и графитсодержащие гнейсы. Толща пород общей мощностью до 200 м смята в складки, оси которых имеют северо-западное простирание.

Бердичевский ультраметаморфический комплекс. В южной части площади широко развиты граниты и мигматиты бердичевского комплекса. По сравнению с мигматитами, граниты имеют подчиненное распространение. От аналогичных образований житомирского комплекса как граниты, так и мигматиты бердичевского комплекса отличаются широким развитием катакластических структур, комбинацией породообразующего альмандинового граната (железистость 70–80 %) с второстепенным среднежелезистым кордиеритом и силлиманитом. Биотит высокотитанистый (TiO_2 – 3–3,5 %). Калиевый полевой шпат имеет относительно низкую степень упорядоченности. Из акцессорных минералов присутствует, в основном, монацит. Редко встречаются жильные породы типа аплитоидных и аплито-пегматоидных гранитов.

Житомирский ультраметаморфический комплекс. Образования этого комплекса распространены в северной части площади и представлены породами, метаморфизованными в условиях амфиболитовой фации. Среди них преобладают плагиомигматиты и плагиограниты, реже встречаются мигматиты диоритового состава, порфиробластические граниты и мигматиты, широко развиты лейкократовые аплитоидные, аплито-пегматоидные граниты и пегматиты.

Букинский интрузивный комплекс. К образованиям комплекса отнесен ряд различных по размерам массивов, наиболее крупными из которых являются Шепетовский (240 км^2) и Варваровский (75 км^2). Шепетовский массив сложен гранодиоритами и диоритами, окаймляющими тела габброидов, развитых в центральной части массива.

Варваровский и другие массивы сложены пироксенитами и габброидами. Пироксениты, образующие тела изометричной или эллипсовидной формы, состоят из клинопироксена, большей частью замещенного амфиболом (тремолит-актинолитом и паргаситом), а также более поздним биотитом. Иногда встречается оливин (до 5 %), замещенный серпентином. Для пироксенитов характерна высокая магнезиальность (MgO – 18–21 %).

Габбро и габбро-диабазы встречаются в краевых частях массивов пироксенитов и в центральной части Шепетовского массива. Эти породы отличаются только структурно-текстурными особенностями и состоят из примерно равных количеств плагиоклаза и роговой обманки, замещающей пироксен. По амфиболу, в свою очередь, развивается биотит, составляющий до 10 %. Кроме того, встречаются калиевый полевой шпат и кварц (до 3–5 % в сумме).

Дайковый комплекс мезопротерозойского возраста приурочен к центральной части площади, представлен единичными телами диабазов. Видимая мощность их не превышает 3,5 м, простирание северо-западное. Породы не несут каких-либо следов метаморфических или гидротермально-метасоматических преобразований.

Кристаллический фундамент перекрыт платформенным чехлом, мощность и полнота разреза которого увеличиваются в западном направлении. В западной и юго-западной частях площади развиты породы рифея (полесская серия), венда (волынская серия), мела (сеноманский ярус), палеогена (киевская свита). Они перекрыты отложениями неогена (сарматский ярус), широко распространенными на всей площади. Повсеместно развиты также отложения четвертичной системы.

Рифей. Полесская серия. Представлена толщей красноцветных песчаников с прослоями алевролитов и аргиллитов мощностью от 21 до 438 м. В них установлены в весовых количествах циркон, апатит, пирит, магнетит, в знаковых – рутил, анатаз, графит, касситерит. Пироп и другие индикаторные минералы кимберлитов в пределах Шепетовской площади в отложениях полесской серии не известны.

Венд. Волынская серия. Породы этой серии залегают на кристаллическом фундаменте и его коре выветривания, а также на отложениях полесской серии. В нижней части их разреза выделяется толща песчаников с прослойками аргиллитов и алевролитов мощностью до 50 м (горбашевская свита). Верхняя часть разреза серии представлена эффузивными и эффузивно-осадочными породами трапповой формации – базальтами и их туфами, туффитами, туфопесчаниками, туфоалевролитами, туфоаргиллитами мощностью 30 м (берестовецкая свита). Сведения о пиропоносности осадочных образований серии в пределах площади отсутствуют.

Меловая система. Сеноманский ярус. Отложения сеноманского яруса формировались в условиях трансгрессии моря. Они залегают на размытой поверхности пород кристаллического фундамента, отложений полесской и волынской серий. Представлены мелкозернистыми песками и слабо сцементированными песчаниками, кремнями, писчим мелом, известняками и глинами мощностью от 0,5 до 15 м. Пиропоносность их не изучалась.

Палеогеновая система. Киевская свита. Морские отложения свиты, залегающие трансгрессивно на породах волынской серии, коре выветривания кристаллических пород и кремнистых отложениях сеноманского яруса, распространены только в юго-западной части площади. Мощность их колеблется от 4 до 20 м. Для них характерно повсеместное присутствие глауконита в песчаных, песчано-глинистых и карбонатных породах. В глауконит-кварцевых песках встречаются в весовых количествах ильменит, рутил, пирит, циркон, в знаковых – гранат, монацит, корунд, силлиманит, флюорит, дистен, анатаз. Пироп и другие индикаторные минералы кимберлитов не установлены.

Неогеновая система. Сарматский ярус. В пределах Шепетовской площади отложения сарматского яруса представлены нижнесарматским и среднесарматским подъярусами.

Мелководные морские отложения нижнесарматского подъяруса распространены лишь на крайнем западе площади. Это в основном пески кварцевые, глины, алевриты с прослоями лигнитов, иногда известняки. В тяжелой фракции песков в весовых количествах встречаются ильменит, циркон, рутил, дистен, монацит, в знаковых количествах – апатит, корунд, топаз, анатаз, шпинель, хромит. Пиропы не установлены.

Отложения среднесарматского подъяруса развиты почти повсеместно, за исключением выступов кристаллического фундамента. Мощность их варьирует от 1 до 60 м при общей тенденции увеличения в западном и юго-западном направлении, в сторону погружения кристаллического основания. Залегают они на нижнесарматских отложениях или кристаллических породах и их коре выветривания. Морские фации их представлены толщей глин (с прослойками песков, супесей и алевритов) и известняков. В тяжелых фракциях песков в весовых количествах содержатся циркон, рутил, дистен, топаз, анатаз, монацит, в единичных знаках – пироп, хромит, пикроильменит, муассанит, апатит, корунд, магнетит, галенит.

Четвертичная система. Отложения этого возраста плащеобразно перекрывают все более древние образования и отсутствуют лишь в местах непосредственного выхода на дневную поверхность пород кристаллического основания. В возрастном отношении они подразделяются на нижнеплейстоценовые, нижне-среднеплейстоценовые нерасчлененные, среднеплейстоценовые, средне-верхнеплейстоценовые нерасчлененные, верхнеплейстоценовые, верхнеплейстоцен-голоценовые. Мощность их изменяется от 0,1 до 40–50 м. Увеличение мощности четвертичных отложений отмечается в южной части площади, где развиты лессовидные суглинки средне-верхнеплейстоценового возраста. Среди четвертичных образований наиболее широко распространены флювиогляциальные, озерно-ледниковые и эолово-делювиальные отложения днепровского горизонта, сплошным чехлом перекрывающие северную часть площади

в пределах зандровой равнины и генетически связанные с днепровским оледенением. В литологическом отношении это – пески, супеси и суглинки, при преобладании флювиогляциальных песков. Мощность их достигает 14 м.

В тяжелой фракции флювиогляциальных песков установлены весовые содержания ильменита, циркона, рутила, дистена, магнетита, апатита, монацита. В единичных знаках обнаружены пироп, хромшпинелиды, молибденит, флюорит, галенит и золото. Зерна пиропов угловатой формы фиолетового цвета размером до 1 мм встречены в ряде скважин в районе с. Савичи.

В тяжелой фракции аллювиальных отложений первой надпойменной террасы рек Смолка и Хомора присутствуют ильменит, циркон, рутил, дистен, магнетит, апатит, монацит, топаз в весовых количествах, хромит и пироп – в единичных знаках. Зерна пиропов большей частью окатанные, имеют размер 0,25–0,5 мм и их содержние составляет, в среднем, 15 знаков на 20 л породы.

Индикаторные минералы кимберлитов в осадочном чехле

Работами И.С. Варваренко и др. (1979 г.) в современных аллювиальных отложениях верховьев р. Цветоха, у с. Савичи, выявлены повышенные содержания пиропов – 30–100 зерен и более на 20 л породы. Из них 50 % составляют неокатанные зерна или осколки размером до 0,25 мм, на зерна размером 0,25–0,5 мм приходится 25–30 %, а отдельные зерна достигают 1,0 мм. По цвету пиропы распределяются так: фиолетовые – 35 %, малиновые – 5 %, красные и розовые – 25 %, светло-желтые – 35 %.

И.С. Варваренко считает, что вероятным источником пиропов являются кимберлиты, которые расположены в непосредственной близости. В то же время при заверке локальных магнитных аномалий кимберлиты не были выявлены.

В процессе ГГС-50 (И.П. Букович и др., 1983–1987 г.г.) проведено шлиховое опробование всего разреза песчаного аллювия и большей части разреза грубообломочных пород, развитых на исследованной территории. В результате установлена пиропоносность песчаных отложений среднесарматского подъяруса неогена, а также аллювиальных, флювиогляциальных и эоловых образований четвертичной системы. Наиболее плотная сеть опробования характерна для северной половины территории, представляющей собой зандровую равнину, с развитыми в ее пределах аллювиальными песками. Южная половина её – лессовое плато; современный аллювий здесь представлен лессовидными суглинками, мало информативными в поисковом отношении. Все опробованные водотоки размывают четвертичные отложения и врезаются в глины, а иногда и в пески среднесарматского возраста или кору выветривания кристаллических пород фундамента. Только р. Цветоха за пределами территории работ вскрывает отложения нижнесарматского подъяруса. Породы палеогеновой и меловой систем, а также верхнего протерозоя не вскрываются современными водотоками, в связи с чем обогащение пиропами современного аллювия не может происходить за счет этих пород. Следовательно, пиропы в современный аллювий могут попадать только из кор выветривания кристаллических пород и из отложений миоцена и плейстоцена.

Из современного аллювия по водотокам отобрано 298 проб, пиропы в количестве от 1 до 60 знаков (обычно 5–10) присутствует в 56 % проб объемом 20 литров каждая. Повышенное их содержание отмечено в единичных пробах из аллювия р. Цветоха, руч. Утка, руч. Корчик, руч. Лезневка, р. Смолка, р. Дружня. Пиропы размером 0,5–1 мм встречены в аллювии рек Цветоха, Утка, Лизневка, Корчик, а крупнее 1 мм – в аллювии руч. Корчик и р. Смолка.

Пиропы разделяются по окраске на розовые, красные, лиловые, малиновые, оранжевые, желтые. В одной пробе из аллювия р. Смолка установлены единичные пиропы фиолетового цвета, по химическому составу отвечающие низкокальциевым (CaO – 3,68 %), высокохромистым (до 9,6 % Cr_2O_3) разновидностям алмазной ассоциации дунит-гарцбургитового парагенезиса (рис. 24). Чаще других в современном аллювии встречаются пиропы красного цвета, затем розовые и лиловые. На последнем месте по частоте встречаемости и количеству знаков стоят желтые их разновидности.

Большинство пиропов – окатанные и слабо окатанные. Неокатанные зерна с гипергенными скульптурами растворения встречены в аллювии рек Цветоха и Лизневка совместно с окатанными и слабоокатан-

ными зернами. Чаще других неокатанными являются зерна пиропов красного цвета. Наряду с пиропами в аллювии постоянно отмечаются хромшпинелиды.

Кроме современного аллювия, шлиховому опробованию подвергались песчаные отложения, вскрытые буровыми скважинами. Особое внимание уделялось тем из них, которые залегают непосредственно на коре выветривания пород кристаллического фундамента, или представлены грубообломочными разновидностями. К таким относятся флювиогляциальные и эоловые отложения четвертичной системы и морские отложения сарматского возраста. Осадочные породы палеогенового, мелового и верхнепротерозойского возраста, развитые на склоне УЩ, мало информативны в поисковом плане.

Во флювиогляциальных песках пиропы диагностированы в большинстве проб. Важно отметить, что по всем характеристикам они близки к пиропам из современного аллювия. Максимальные концентрации пиропов установлены в эоловых (до 180 знаков на 20 л) и флювиогляциальных (до 100 знаков на 20 л) отложениях.

Самыми информативными являются среднесарматские пески, залегающие в виде прослоев мощностью от 0,2 до 16 м среди глин. Пески кварцевые желтовато-серые и серые, преимущественно мелкозернистые, с незначительной примесью среднезернистого и глинистого материала. В них в районе сел Медведовка, Желудки, Сягров и Савичи обнаружены ореолы пиропов и хромшпинелидов. Особенности морфологии этих минералов (отсутствие признаков механического износа, наличие скульптур растворения и др.) свидетельствуют о поступлении их из близко расположенного коренного источника.

Пиропы представлены преимущественно неправильными по форме обломками и осколками более крупных зерен. Первичные гипогенные поверхности на них не сохранились. Зерна несут отчетливые признаки гипергенного растворения – поверхности их матированы и скульптуированы. Сколы, как правило, гладкие блестящие. Чаще всего наблюдаются тонкобугорчатые и черепитчатые скульптуры. Встречаются отдельные тонкотрещиноватые зерна, а также кубоиды растворения. Характерная особенность пиропов – отсутствие заметных признаков окатанности независимо от окраски, что свидетельствует о близком их переносе и местном характере коренных источников питания. Широкое развитие и хорошая сохранность поверхностей растворения на зернах пиропов позволяют предполагать их поступление из коры выветривания коренных источников. Пиропы характеризуются однотипностью цветовых разновидностей; изученные в процессе геолого-съемочных и поисковых работ около 650 зерен по цвету различаются так (в %): фиолетовые, лиловые – 19,1; малиновые – 27; красные – 14,3 розовые – 18,5; оранжевые – 21,1. По оптико-спектроскопическим и колориметрическим параметрам они близки к пиропам из равномернозернистых и порфировидных лерцолитов. В подчиненном количестве встречаются пиропы вебстеритового парагенезиса, а также пироп-альмандины и пироп-альмандин-гроссуляры эклогитового парагенезиса. Изученные гранаты пиропового ряда принадлежат к парагенезисам графит-пироповой фации глубинности. Пиропы и пироп-альмандины алмаз-пироповой фации глубинности в этом ореоле не обнаружены.

По химическому составу сиреневые, малиновые, красные и розовые пиропы лерцолитового парагенезиса являются обычно малохромистыми (Cr_2O_3 – 0,78–2,28 %), умеренно-кальциевыми (CaO – 4,07–5,9 %) разновидностями. В знаковых количествах встречаются пиропы светло-лилового цвета, обогащенные хромом (Cr_2O_3–5,73 %) и кальцием (CaO–5,78 %); для них характерно высокое содержание уваровитового и наличие кнорингитового компонентов (рис. 24). Эти пиропы сходны с пиропами из равномернозернистых лерцолитов с низким содержанием клинопироксена, ксенолиты которых известны в кимберлитах Якутии и других регионов. Гранаты оранжевого и розовато-желтого цвета, составляющие до 30–35 % от общего количества гранатов пиропового ряда и принадлежащие к парагенезисам магнезиально-железистых и дистеновых эклогитов, существенно отличаются от описанных выше пиропов низкой хромистостью (Cr_2O_3 – 0,20–0,25 %) и магнезиальностью (MgO – 6,62–12,28 %), более высокой железистостью (FeO – 12,88–18,45 %) и кальциевостью (CaO – 7,62–13,33 %). По составу они относятся к гроссуляр-альмандин-пиропам.

Совместное нахождение, одинаковые размеры, изношенность и степень гипергенного растворения гранатов пиропового ряда позволяют говорить об общности их коренного источника, а парагенетическая принадлежность к равномернозернистым и катаклазированным лерцолитам, вебстеритам, маг-

незиально-железистым и дистеновым эклогитам дает основание предполагать, что таким источником были, скорее всего, кимберлиты.

Хромшпинелиды встречены во всех пиропсодержащих шлиховых пробах из среднесарматских отложений. Содержание их изменяется от 10 до 650 зерен на пробу 20 литров. Представлены мелкими (0,1–0,25 мм) кристаллами октаэдрического габитуса, редко их сростками и обломками с острыми ребрами и вершинами. Некоторые кристаллы уплощены по одной оси. Поверхность граней кристаллов, в большинстве случаев, корродированная, реже гладкая, блестящая. Некоторая часть кристаллов несет следы механического износа, отмечаются отдельные хорошо окатанные зерна. Цвет черный, в тонких сколах красновато-бурый. По особенностям химического состава (рис. 25) выделяются пять разновидностей хромшпинелидов. Хромшпинелиды первой разновидности характеризуются низкой хромистостью (Cr_2O_3 – 27,31–31,85 %), высокой глиноземистостью (Al_2O_3 – 31,80–36,97 %), высокой магнезиальностью (MgO – 15,77–18,5 %). Содержание FeO + Fe_2O_3 в них составляет 17,59–20,11 %, а TiO_2 – 0,81–1,10 %. Хромшпинелиды второй разновидности, по сравнению с первой, более высокохромистые (Cr_2O_3 – 41,86–48,74 %), менее глиноземистые (Al_2O_3 –20,31–26,50 %), менее титанистые (TiO_2 – 0,35 %). Примесь FeO + Fe_2O_3 в них колеблется от 16 до 21 %. Низкое содержание Fe_2O_3 (0,03–4 %) в хромшпинелидах этой разновидности свидетельствует о формировании их в резко восстановительной среде. Хромшпинелиды третьей разновидности представляют собой хромиты (Cr_2O_3 – 52,28–59,4 %) с низким содержанием глинозема (Al_2O_3 – 5,85–15,1 %) и титана (TiO_2 – 0,06–0,25 %). По железистости и титанистости они близки к хромшпинелидам второй разновидности. Хромшпинелиды четвертой разновидности также представлены низкоглиноземистыми хромитами (Al_2O_3 – 6,1–9,9 %). Для них характерно высокое содержание Cr_2O_3 (60,1–67,3 %), сопоставимое с таковым для хромитов алмазной ассоциации из кимберлитов и для хромитов из некоторых хромитоносных гипербазитовых массивов. Так как высокохромистые, низкоглиноземистые хромиты рассматриваются Н.В. Соболевым и другими исследователями в качестве устойчивых признаков алмазоносности кимберлитов, то и ультраосновные породы, содержащие такие хромшпинелиды, следует считать потенциально алмазоносными и заслуживающими специального изучения. Хромшпинелиды пятой разновидности отличаются от всех остальных высокой железистостью (FeO + Fe_2O_3 – 23,12–44,14 %) и высокой титанистостью (TiO_2 – 0,96–5,47 %). Они преимущественно низко-среднехромистые (Cr_2O_3 – 27,07–45,49 %) и умеренно глиноземистые (Al_2O_3 – 12,59–23,04 %).

Разнообразие хромшпинелидов по составу и свойствам в пределах локального ореола связано с наличием в области сноса либо разных их коренных источников, либо одного источника, содержащего различные по составу, свойствам и условиям образования хромшпинелиды.

Таким источником, в частности, могли быть кимберлитовые тела, для которых характерны полигенные хромшпинелиды, состав которых варьирует в широких пределах.

Пикроильменит диагностирован в шлиховой пробе из среднесарматских песков. Зерно неправильной формы, слабо окатанное, размером 0,3–0,4 мм. По данным микрозондового анализа пикроильменит имеет следующий состав (%): TiO_2 – 47,51; Al_2O_3 – 0,70; Cr_2O_3 – 0,07; FeO общ. – 43,24; MnO – 0,47; MgO – 6,56. По составу он близок к пикроильменитам из кимберлитов Якутии, севера Восточно-Европейской платформы и зоны сочленения Приазовского массива с Донбассом. Целенаправленные поиски пикроильменита в шлихах не проводились, поэтому вопрос о его распространенности остается открытым.

Таким образом, в среднесарматских отложениях, развитых в центральной части Шепетовской площади, установлены пиропы, пикроильменит и хромшпинелиды – характерные минералы-спутники алмазов кимберлитового типа. Отсутствие признаков изношенности и другие особенности этих минералов свидетельствуют о близости расположения коренных источников, за счет разрушения которых сформированы их ореолы. Вместе с тем, отсутствие сростков минералов-спутников с зернами породообразующих минералов и наличие следов гипергенного растворения на поверхности пиропов позволяют сделать предположение о поступлении их из кор выветривания местных кимберлитовых тел.

В северной части Шепетовской площади в среднесарматских отложениях установлены единичные зерна высокохромистых (Cr_2O_3 – 10–11 %), низкокальциевых (CaO – 3–4 %) пиропов (рис. 24) гарц-

бургитового парагенезиса алмаз-пироповой фации глубинности, а в ассоциации с ними – два осколка алмаза величиной до 0,3 мм. Находки алмазов известны также в окрестностях с. Дубровка в современных аллювиальных отложениях р. Смолка. Здесь установлен прозрачный бесцветный октаэдрический кристалл размером 0,3х0,4х0,4 мм и два обломка октаэдра размером до 0,18 мм. Электронно-микроскопическое изучение их показало, что неповрежденный кристалл алмаза и обломки не имеют следов механической обработки и, более того, покрыты "пленкой" силикатно-карбонатного состава, не сохраняющейся при переносе алмаза на большие расстояния. Существенное значение имеет тот факт, что область питания ореола в бассейне р. Смолка расположена в пределах центральной части площади, где выявлены ореолы неизношенных пиропов.

Пиропы лерцолитового парагенезиса из ореолов Шепетовской площади по составу, в целом, аналогичны пиропам из ореолов, развитых на Новоград-Волынской площади. Кроме того, здесь выявлены пиропы, отличающиеся от них по содержанию и особенностям распределения РЗЭ. По сравнению с пиропами других типов они значительно обогащены редкоземельными элементами (55 г/т), особенно наиболее тяжелыми из них (г/т): Gd – 6,2; Dy – 17,6; Er – 12,4; Yb – 10,5; Ho – 4,2. Для них характерны также высокие содержания Y (125 г/т). Пиропы этого типа низкохромистые (Cr_2O_3 – 1,7 %), низкотемпературные (T = 810°C) и низкобарические (P<25 кбар). По содержанию Ti и Zr они относятся к метасоматизированным разновидностям. Материнскими породами их являлись, видимо, хромшпинель-пироповые лерцолиты с высоким содержанием клинопироксена.

Выявленные единичные пиропы с содержанием кнорринговитового компонента 10–30 % мол. образовались при давлении от 30 до 50 кбар, охватывая область устойчивости алмаза. Материнскими породами для них были гарцбургиты и, вероятно, близкие к ним по составу лерцолиты с очень низким содержанием клинопироксена.

Приведенные данные с учетом геолого-структурного положения Шепетовской площади свидетельствуют о необходимости продолжения в ее пределах поисков коренных источников алмазов кимберлитового типа. Учитывая значительный эрозионный срез этой территории, они могут быть представлены жилами, дайками и небольшими по размеру трубками. Для поисков их необходима постановка детальных комплексных высокоточных геофизических исследований и последующих горно-буровых работ.

Глава 5

ПОДОЛЬСКИЙ БЛОК

Подольский блок (минерагеническая область) по факторам 1, 3–5 (табл. 1), критериям и признакам алмазоносности (табл. 1, 3) как объект прогнозирования I ранга является перспективным для поисков коренных источников алмазов. В его пределах выделены объекты прогнозирования II и III рангов – Побужский район и Бердичевско-Винницкая площадь, соответственно.

Подольский блок граничит на западе, северо-западе и севере с Волынским блоком по Тетеревскому и Сарненско-Варваровскому мантийным разломам; на востоке и юго-востоке его границами с Бугско-Росинским блоком служат мантийные разломы – Звиздаль-Залесский субмеридионального и Немировский северо-восточного направлений. В южной части блок продолжается на территорию республики Молдова, ограничиваясь непосредственно в пределах УЩ зоной Подольского разлома (рис. 1).

Геолого-геофизические данные свидетельствуют об архейском этапе становления Подольского блока и его протерозойской активизации. В геоструктурном отношении блок отвечает понятию архона, интенсивно ремобилизованного в палеопротерозое.

Кристаллический фундамент Подольского блока представляет собой единую одноэтажную структуру, сложенную днестровско-бугским гранулитовым комплексом. В его составе установлены реликты трех суперкрустальных формаций (снизу вверх): кинцигитовой, эндербито-гнейсовой и лейкогранулитовой, относящихся к днестровско-бугской серии палеоархея. Наиболее распространены на территории блока плутоно-метаморфические гранитоидные формации – кинцигит-гранитовая (бердичевский комплекс), эндербитовая и гнейсово-аляскитовая (литинский комплекс); они содержат останцы трех вышеперечисленных суперкрустальных формаций [64–66]. Метаморфизм и условия образования гранитоидов отвечают гранулитовой фации умеренных давлений. Время формирования гранитоидов бердичевского комплекса составляет 2140–2000 млн. лет, литинского комплекса – 2815–2780 млн. лет [145, 146]. В западной и центральной частях блока выявлены малые интрузии нефелиновых и щелочных сиенитов, щелочных и субщелочных ультрамафитов проскуровского комплекса палеопротерозоя (2100–2000 млн. лет) [124]. В северной части блока, вблизи Сарненско-Варваровской зоны разломов, развиты интрузивные образования диорит-гранодиоритовой и габбро-монцонитовой формаций (букинский комплекс, 2100–2000 млн. лет), а также габбро-долеритовой формации (прутовский комплекс, по циркону 1990 $\pm$ 5 млн. лет) [145, 146]. В районе г. Хмельник встречаются дайки субщелочных базитов неопротерозоя (1400 млн. лет), образующих зону северо-западного простирания.

Общая мощность гранулитового слоя (до предполагаемого гранулит-базитового уровня) меняется от 2–3 км на севере до 6–8 км на юге [51,53].

В пределах Подольского блока мощность литосферы составляет 150–200 км, а мощность земной коры – 40–52 км [67–69]. В северо-восточной части блока наблюдается северо-западной направленности желобообразное погружение поверхности Мохо до 52 км (рис. 2). Глубинное строение блока свидетельствует о его стабильном положении и ранней консолидации. Это подтверждается и сведениями о тепловом потоке, интенсивность которого составляет от 30 мВт/м^2 на северо-востоке до 40 мВт/м^2 на юго-западе блока (рис. 3).

В гравитационном поле блок проявляется повышенными значениями поля аномалий силы тяжести (рис. 4). Достаточно выдержанный уровень напряженности поля аномалий силы тяжести Подольского блока (в пределах УЩ) нарушается системой узких, контрастно выраженных локализованных миниму-

мов (заметных и в наблюденном поле) северо-западного простирания, по которым прослеживаются зоны Хмельникского и Летичевско-Ободовского мантийно-коровых разломов. Значительно меньше внутренний план-узор гравитационного поля нарушается ортогональной системой разломов. Но если мантийно-коровый Белокоровичский разлом субмеридионального направления вносит определенный диссонанс в общую структуру поля аномалий силы тяжести, то субширотные разломы такой же глубины заложения – Андрушевский и Хмельницкий, выделенные, в основном, по характерным особенностям магнитного поля, в гравитационном поле себя не проявляют. Диагональная и меридиональная системы разломов коро-мантийного заложения формируют, в целом, крупномозаичный рисунок поля аномалий силы тяжести, состоящий из отдельных крупных (100–300 км^2) максимумов неправильной, угловатой или несколько вытянутой формы. На этом фоне экзотическим образом выглядит локализованный минимум поля аномалий силы тяжести, отмечаемый в узле пересечений Хмельникского северо-западного, Белокоровичского меридионального и Хмельницкого широтного коро-мантийных разломов. При небольших размерах (около 10 км в диаметре) он характеризуется резким спадом напряженности поля аномалий силы тяжести, до 6 мГл, что на 40 мГл меньше по сравнению с эпицентральной частью Бердичевского максимума силы тяжести. Природа Хмельникского минимума, по всей видимости, обусловлена штоком магматогенных лейкократовых гранитов пониженной плотности. К периферической части этой структуры приурочены известные радоновые эманации Хмельникской курортной зоны, а к южной – пояс даек различной направленности, представленных субщелочными диабазами.

Магнитное поле Подольского блока, по сравнению с другими блоками УЩ, за исключением Кировоградского, характеризуется относительной простотой и общим пониженным уровнем напряженности (рис. 5). На этом фоне в южной половине блока отмечаются две изометричные области магнитного поля концентрично-кругового сложно-мозаичного строения, обусловленные Литинской и Летичевской древними эндербит-чарнокитовыми купольными структурами. В своих границах эти максимумы совпадают с региональной магнитной аномалией глубинной природы, контролирующей протолитогенную кольцевую структуру I порядка (рис. 6). Кроме того, в пределах блока фиксируются сотни локализованных небольших максимумов интенсивностью от десятков до тысяч нТл изометричной и вытянутой (линейной) формы. По данным бурения в своем большинстве они обусловлены небольшими останцами пироксеновых кристаллосланцев в поле сплошного развития чудново-бердичевских гранитоидов, в меньшей мере – дайками метадиабазов, щелочных и субщелочных ультрабазитов, скарноидов различного состава.

Через южную часть блока, в юго-западном направлении, продолжается Приднестровский палеорифт (рис. 1).

Западная и юго-западная части кристаллического фундамента Подольского блока перекрыты вулканогенно-осадочным чехлом рифей-фанерозойского возраста ВПП, сложенного молассоидными формациями рифея, вулканогенными и вулканогенно-осадочными образованиями трапповой формации нижнего венда, а также терригенными морскими и континентальными формациями верхнего венда-фанерозоя, общая мощность которых к западной и южной окраинам блока увеличивается до 2–6 км. Центральная часть блока представляет собой область поднятия кристаллического фундамента, перекрытого мезо-кайнозойскими отложениями мощностью до 60 м.

В разновозрастных отложениях осадочного чехла выявлены индикаторные минералы кимберлитов, в том числе и алмазы. Исходя из температур равновесия пиропов и содержания в них Y, мощность литосферы в пределах северо-восточной части Подольского блока составляет не менее 150–160 км [127]. О протерозойском возрасте верхней мантии здесь может свидетельствовать отсутствие супракрустальных пород возрастом древнее 2,5 млрд. лет и крайне редкая встречаемость в ореолах высокохромистых низкокальциевых пиропов, характерных для районов с архейским возрастом мантии. В пределах северной части Подольского блока верхняя мантия дифференцирована и сильно деплетирована, в ней предполагается наличие «алмазного окна», что позволяет считать блок перспективным для поисков кимберлитов алмаз-пироповой фации глубинности.

В пределах блока по комплексу критериев и признаков (табл.2 ,5) выделен Побужский район (ареал предполагаемого кимберлитового магматизма), занимающий практически всю центральную часть блока и область его сочленения с Приднестровским перикратонным прогибом (рис. 1, 6).

Необходимо отметить, что в юго-западной части Подольского и, частично, в юго-восточной части Волынского блоков ранее выделялась Приднестровская площадь [35]. Эта территория, расположенная в южной части ВПП, в «плече» Приднестровского палеорифта, отнесена к перспективным для поисков коренных источников алмазов на основании ряда региональных и локальных критериев и признаков. Мощность литосферы, по данным ГСЗ [67–69], здесь составляет 200 км, мощность земной коры – около 40 км, при этом поверхность Мохо образует спокойное валообразное поднятие северо-западного простирания. В этой области выделена Тлумачская кольцевая структура II ранга, приуроченная к периферийной части регионального повышения гравитационного поля, отождествляемого с областью частичной базификации земной коры, в зоне активного коро-мантийного взаимодействия. Глубина залегания поверхности кристаллического фундамента, по немногочисленным данным имеющего архейский возраст консолидации и незначительно переработанного в протерозое, от 450 м на востоке площади до 5000 м на западе. В строении осадочного чехла принимают участие два структурных этажа – венд-среднемезозойский и мезо-кайнозойский. В таких геологических условиях величина эрозионного среза предполагаемых здесь кимберлитовых тел среднепалеозойского возраста будет минимальной.

В результате региональных поисковых работ на алмазы в центральной и южной частях ВПП, сопровождающихся шлиховым и мелкообъемным опробованием аллювия левых притоков р. Днестр и обнажений осадочных пород в бассейнах р. р. Смотрич, Збруч, Серет, Стрыпа, Золотая Липа, Гнилая Липа и др., выявлены пиропы в юрских, меловых и неогеновых отложениях. При этом в меловых отложениях были установлены фиолетовые и розовые пиропы размером до 0,5 мм в количестве до 10 знаков на 20 л породы; в аллювиальных отложениях р. Днестр встречены алмазы в ассоциации с пиропами класса более 0,5 мм. Из-за ограниченного количества точек опробования ореолы пиропов не оконтурены, а области сноса обломочного материала для них определены предположительно. Нет сведений и о химическом составе выявленных пиропов и других индикаторных минералов кимберлитов. Более детальные поисковые работы здесь не проводились в связи с отсутствием необходимой для их выполнения геофизической основы (аэромагнитной съемки масштаба 1:10000).

Территория южной части ВПП, примыкающая к Приднестровскому палеорифту перспективна для поисков кимберлитовых тел палеозойского возраста и требует дальнейшего изучения. Однако, имеющихся данных для выделения здесь района и, тем более, площади, по разработанным в рамках настоящей работы критериям и признакам явно не достаточно.

ПОБУЖСКИЙ РАЙОН

Находится в пределах Подольского блока архей-палеопротерозойской консолидации (рис. 1, 6). Мощность земной коры по данным ГСЗ варьирует от 40 до 52,5 км. При этом поверхность Мохо образует два валообразных поднятия северо-западного направления, между которыми наблюдается погружение и увеличение мощности консолидированной коры до 52,5 км (рис. 2). Это погружение является частью вытянутой в северо-западном направлении протолитогенной кольцевой структуры I порядка (нуклеара), которая выходит за пределы рассматриваемого района. Профильным ГСЗ структура вкрест простирания не изучена. Южное валообразное поднятие поверхности Мохо до 40 км обусловлено коро-мантийным взаимодействием в пределах Приднестровского палеорифта, который к настоящему времени почти полностью денудирован. Его корневые части фиксируются малыми интрузиями щелочных пород, приуроченными преимущественно к Тетеревской и Подольской зонам разломов, а так же массивом рапакивиподобных гранитов платформенного этапа развития (Молдавский интрузив). С северным поднятием поверхности Мохо до 45 км связано формирование Сарненско-Варваровской зоны мантийных разломов северо-западного простирания, ограничивающей Подольский блок, и внедрение габброидов букинского и прутовского комплексов, образующих интрузивные массивы за пределами района. Тепловой поток, в целом, составляет около 40 мВт/м^2, на севере района снижается до 30–35 мВт/м^2. В тектоническом отношении район осложнен зонами мантийных и мантийно-коровых разломов северо-западного (Подольская, Летичевско-Ободовская, Хмельникская), широтного (Хмельницкая) и меридионального (Белокоровичско-Яблоновская) направлений (рис. 1).

Кристаллический фундамент Побужского района сложен, главным образом, диорит-чарнокитами, чарнокитами, диорит-эндербитами, эндербитами неоархейского – литинского – и гранитами и мигматитами гранат-биотитовыми, часто с кордиеритом, палеопротерозойского – бердичевского – комплексов, среди которых наблюдаются реликты гиперстен-гранат-биотитовых кристаллических сланцев днестровско-бугской серии палеоархея. Все породы метаморфизованы в гранулитовой и, частично, амфиболитовой фации регионального метаморфизма. В зонах Подольского и Хмельникского разломов фиксируются небольшие по площади массивы метаультрабазитов и метабазитов архейского возраста, а также штокоподобные тела железистых кварцитов и карбонатных пород неясного генезиса. В западной и центральной частях района встречаются малые интрузии нефелиновых и щелочных сиенитов, щелочных и субщелочных ультрамафитов проскуровского комплекса палеопротерозоя. Хмельникская зона насыщена дайками субщелочных диабазов и габбро-диабазов возрастом 1400 млн. лет.

Магматические образования в Побужском районе мало изучены, имеющиеся данные свидетельствуют о палеоархейском (тела метабазитов и метаультрабазитов), палеопротерозойском (нефелиновые и щелочные сиениты, щелочные ультрамафиты проскуровского комплекса, породы среднего, основного и ультраосновного составов букинского и прутовского комплексов) и неопротерозойском (дайки диабазов и габбро-диабазов) этапах интрузивного магматизма (рис. 6). Следует отметить, что среди дайковых образований преимущественным развитием пользуются субщелочные и щелочные разновидности диабазов и ультрабазитов, которые наряду с щелочно-ультраосновными породами проскуровского комплекса свидетельствуют о развитии в районе нескольких этапов щелочно-ультраосновного магматизма, среди продуктов которого могут быть и кимберлиты. Химический состав ультраосновных и основных пород субщелочного и щелочного ряда Побужского района приведен в таблице 12.

Характеристики магнитного и гравитационного полей района те же, что и Подольского блока (рис. 4, 5).

В магнитном и гравитационном полях фиксируется Литинская кольцевая структура II ранга, расположенная на севере района, в пределах Бердичевского поднятия УЩ (рис. 6, 26). Эта структура круглой формы диаметром 30 км представляет собой эндербитовый купол, по периферии которого размещаются небольшие тела ультраосновных пород, содержащие хромшпинелиды глубинных ассоциаций, а также массивы щелочных сиенитов и столбообразные тела железистых пород. В центре структуры находится Лукашевский массив форстерит-флогопит-диопсидовых карбонатных и нефелинсодержащих пород неясного (метасоматического?) генезиса площадью 2 км^2, а на юго-западе развиты дайки Хмельникской зоны. Эндербиты и пироксеновые кристаллосланцы фиксируются в виде дугообразных и вытянутых аномалий магнитного поля интенсивностью до 1500–2000 нТл.

В поле аномалий силы тяжести Литинская структура, в целом, проявляется областью относительно высокой напряженности, хотя прямая связь между локальными аномалиями магнитного и гравитационного полей отсутствует. По-видимому, это обстоятельство объясняется глубинной природой этой структуры. Тела глубинных магматических пород, обнаруженные по периферии структуры (Кармелюковское, Ждановское и др.), проявляются в виде локальных магнитных аномалий овальной и вытянутой формы с интенсивностью, не превышающей первые сотни нТл. В поле силы тяжести они выделяются лишь при детальных съемках и приурочиваются к зонам повышенных значений горизонтального градиента силы тяжести или же к локальным минимумам.

Следует отметить, что в юго-западной части района расположена Подольская зона мантийных разломов, которая контрастно выражена зоной высоких градиентов поля силы тяжести северо-западного простирания, совпадающей с линией перестройки структурного плана-узора магнитного поля с характерного для этой части УЩ изометричного, куполовидного и овалоподобного на преимущественно вытянутый в северо-западном направлении.

Юго-западные склоны УЩ в пределах района перекрываются терригенными отложениями верхнего венда (могилев-подольская и каниловская серии), мощность которых достигает 250 м, нижнего кембрия и ордовика (до 75 м), на которых со стратиграфическим несогласием залегают преимущественно карбонатные отложения нижнего и верхнего силура (до 300 м). Они согласно перекрываются морскими терригенно-карбонатными породами нижнего девона и красноцветными терригенными отложениями среднего девона (до 500 м). Мезозойские отложения представлены морскими терригенно-карбонатными породами

нижнего-верхнего мела (преимущественно сеноманского яруса) мощностью 20–200 м. Из кайнозойских отложений в палеодепрессиях сохранились отложения бучакской свиты среднего палеогена, а на западе и юге района широко распространены морские терригенно-карбонатно-глинистые породы миоцена неогеновой системы (до 100 м). Почти повсеместно на территории района развиты пестрые глины миоцена и красно-бурые глины плиоцена, а также различные отложения четвертичной системы суммарной мощностью до 50 м.

В северной части района, в области Бердичевского поднятия (рис. 26), кристаллический фундамент перекрыт маломощными отложениями четвертичной системы и лишь в пределах локальных понижений и палеодолин – палеоген-неогеновыми отложениями. Общая мощность осадочного чехла здесь колеблется от нескольких до 60 м. Он представлен песками бучакской свиты эоцена, песками, глинами и мергелями сарматского яруса миоцена, толщей пестрых глин миоцена и широко развитыми, особенно к югу от г. Винница, песками и глинами балтской свиты миоцен-плиоцена.

На восточных склонах Бердичевского поднятия широко распространены мелкозернистые каолинистые пески новопетровской свиты миоцена.

Начиная с 1952 г, в районе проводятся работы по оценке россыпной алмазоносности различных типов терригенных отложений неогенового и четвертичного возраста. В качестве перспективных были выделены прибрежно-морские и дельтовые отложения неогенового возраста Среднего Приднестровья и область развития балтских отложений на междуречье Днестр – Южный Буг. Попутно изучались и более древние терригенные толщи. Так, в отложениях могилев-подольской серии венда, опробованных в естественных обнажениях р. Днестр и его притоков, пиропы встречены в единичных пробах и в единичных знаках. Они представлены обломками красного, лилового и розового цвета размером до 0,5 мм, редко до 1 мм. В отложениях нижнего кембрия пиропы установлены также в единичных шлихах в количестве до 5–10 знаков в виде остроугольных обломков размером до 0,25 мм лилового цвета разной интенсивности. В песчанистых известняках силура, вскрытых отдельными скважинами, встречены единичные зерна пиропа лилового цвета в виде осколков размером до 0,15 мм.

В отложениях мела и среднего сармата пиропы обнаружены в ряде проб в количестве от 1 до 28 знаков размером до 0,5 мм, приблизительно в равном количестве присутствуют красные, оранжевые и светло-лиловые разновидности. В отдельных пробах (бассейны рек Збруч, Серет, Днестр) содержание пиропов достигает 100–170 зерен на пробу 20 л, большинство их имеет размер 0,25–0,5 мм, но встречаются отдельные зерна класса 0,5–1 мм. Здесь широко представлены пиропы парагенезисов лерцолитов, вебстеритов, ильменитовых ультрабазитов, магнезиально-железистых эклогитов (рис. 27).

Наиболее древним коллектором пиропов северной части района на территории Бердичевского поднятия являются бучакские отложения, которые отмечаются в виде останцов в погребенных долинах раннесреднепалеогенового возраста. В этих отложениях гранаты пиропового ряда встречаются в количестве до 200–500 зерен на пробу 20 л; представлены они неокатанными или слабоокатанными зернами сиреневого, красно-оранжевого и светло-оранжевого цветов.

Отложения новопетровской свиты заражены гранатами пиропового ряда, содержание которых колеблется от единичных знаков до 500 зерен на пробу 20 л. Большая часть зерен имеет размеры менее 0,5 мм и только отдельные из них достигают 0,5–1 мм. Пиропы окрашены в сиреневый, красный, розовый, оранжевый и желтый цвета и принадлежат к лерцолитовому, вебстеритовому и эклогитовому парагенезисам. Гранаты пиропового ряда оранжевого и густо-оранжевого цвета близки к гранатам из магнезиально-железистых эклогитов, в том числе алмазоносных.

Гранаты пиропового ряда широко распространены в отложениях балтской свиты. Пиропы установлены во всех отобранных пробах, причем в подавляющей части из них в количестве более 100 знаков на 20 л породы. Размеры их зерен в этих отложениях превышают таковые пиропов как из более древних осадочных пород, так и из современных аллювиальных отложений. Зерна крупностью 0,5–1 мм здесь составляют 14%, более 1 мм – 2%, при этом они более чем на 0,3 мм превышают размеры зерен остальных минералов тяжелой части шлиха. Характерна незначительная степень окатанности индивидов: полуокатанные – составляют 10%, слабоокатанные – 28% и неокатанные – 62%. На поверхности большинства зерен отмечаются бугорчатые и ступенчатые скульптуры, а иногда – тонкая изъеденность (коррозия), в связи с чем они матированы. Окраска пиропов фиолетовая (80,4% всех зерен), лиловая (4,8%), малино-

вая (2,6%), розовая (2,4%) и оранжевая (9,8%). Участки значительной концентрации пиропов (до 500 и больше знаков на 20 л) приурочены к северной части развития балтских отложений. В южном направлении наблюдается уменьшение содержания и размеров зерен, одновременно возрастает количество окатанных пиропов. Самые высокие содержания пиропов выявлены в отложениях балтской свиты восточнее г. Винница. Здесь в 20-литровых пробах установлено от 100–150 до 1000–1300 зерен. По составу (рис. 27) пиропы умеренно-кальциевые (CaO – 2,79–5,16%), мало- и среднехромистые (Cr_2O_3 – 1,36–4,61%). Преобладают пиропы лерцолитового парагенезиса, достаточно часто встречаются альмандин-пиропы эклогитового типа. Кроме того, установлены гранаты вебстеритового и гарцбургитового парагенезисов, а также из ильменитовых перидотитов. В валовых пробах объемом от 1,7 до 50 м^3, отобранных в песчаных карьерах, обнаружены алмазы в количестве от одного до семи кристаллов величиной до 0,2–0,3 мм. Из 29 изученных кристаллов алмаза 14 являются осколками более крупных индивидов, первоначальный размер которых достигал 2–3 мм. Предполагается (Л.Н. Дружинин, А.П. Мельник и др.), что в балтское время основная часть обломочного материала поступала из района г.г. Винница и Жмеринка, часть – из района Среднего Приднестровья (судя по кремнистой гальке, за счет размыва верхнемеловых отложений), а часть – из Северо-западного района (галька кремней из меловых пород, обломки песчаников палеогена, галька гранитов).

В отложениях р. Днестр сравнительно высокие концентрации пиропов (от 15 до 65 зерен на 20 л пробы) встречены в аллювии VIII террасы, в отложениях более низких террас пиропов заметно меньше (от единичных знаков до 8–14). Наиболее обогащены этим минералом аллювиальные отложения VII и III надпойменных террас. Пиропы из отложений II террасы иногда обладают более крупными (0,5–1 мм) размерами и меньшей степенью окатанности. Они имеют обычно лиловый и малиново-красный цвета. В целом, зерна из отложений высоких (IX, VIII) террас неокатанные или слабоокатанные, а из низких (VI–III) – преимущественно полуокатанные. Большая часть зерен имеет размеры до 0,5 мм, редко до 1 мм, и, в единичных случаях – до 2,8 мм. Крупные пиропы характеризуются хорошо выраженной округлой формой.

В современном аллювии р. Днестр, в депрессиях продольного профиля реки, в большей части шлиховых проб пиропы встречены в количестве до 20 знаков. Зерна, в основном, мелкие (до 0,5 мм), лишь в редких случаях достигают 1,0 мм, преимущественно слабоокатанные, розовато-лиловой и розовато-оранжевой, реже фиолетовой и светло-лиловой окраски (рис. 27). При валовом опробовании современного аллювия р. Днестр и его левых притоков, а также р. Южный Буг и его правых притоков было выявлено десять кристаллов алмаза зеленовато-желтого и светло-серого цвета октаэдрического габитуса величиной до 0,3–0,4 мм, люминесцирующих в УФЛ преимущественно зеленовато-желтым цветом. В палеоген-неогеновых и четвертичных отложениях совместно с пиропами в большинстве изученных проб в значительных количествах встречаются хромшпинелиды (рис. 28).

Областью питания ореолов минералов-спутников алмаза в отложениях чехла, как показали палеогеографические реконструкции территории Побужского района, являлось Бердичевское поднятие, в основном, его юго-западная часть.

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 Северо-западного района преобладают алмазы перидотитового типа (бесцветные кристаллы октаэдрического габитуса), а в ореолах Побужского района – алмазы эклогитового типа (разноцветные кристаллы кубического габитуса) и, кроме того, появляются алмазы «днестровского» типа и импактные алмазы.

Пиропы перидотитового парагенезиса, образующие ореолы в аллювиальных отложениях бучакской свиты, прибрежно-морских отложениях сарматского яруса, дельтовых отложениях балтской свиты и современном аллювии Побужского района, идентичны или близки по составу и свойствам. Это указывает на поступление их из одного или нескольких однотипных источников кимберлитового типа**.**

По результатам LAM ICP MS анализа пиропов лерцолитового парагенезиса с помощью Ni-термометра определена температура их равновесия, которая составила 750–1150°С, то есть, аналогична таковой пиропов из ореолов Северо-западного района. Большая часть пиропов с температурами равновесия 750–900°С по содержанию Y, Zr и Ti относится к деплетированным разновидностям, а пиропы с температурами равновесия 900–1150 °С – к слабо метасоматизированным.

Мощность литосферы в пределах Побужского района определена исходя из температуры равновесия пиропов и содержания в них Y и составляет не менее 150–160 км. В составе верхней мантии участвуют перидотиты и эклогиты, при преобладающей роли первых. Возраст верхней мантии протерозойский, на что указывает крайне редкая встречаемость в ореолах высокохромистых, низкокальциевых пиропов, характерных для районов с архейским возрастом мантии.

Имеющиеся данные позволяют предполагать, что состав верхней мантии в пределах Побужского и Северо-западного районов одинаков. В пределах Побужского района верхняя мантия также дифференцирована и деплетирована; в ней имеется «алмазное окно», что дает основание считать этот район перспективным для поисков кимберлитовых тел алмаз-пироповой фации глубинности.

Это подтверждается и другими региональными критериями и признаками (табл. 4), в том числе развитием разновозрастных магматических образований субщелочного, щелочного основного и ультраосновного состава, наличием кольцевых структур II ранга как возможных мантийных диапиров.

Кимберлиты здесь пока не известны, но типоморфные особенности алмаза и его минералов-спутников позволяют ожидать их обнаружение.

По комплексу критериев и признаков (табл. 2, 5), с учетом данных о распространении и возможных областях сноса индикаторных минералов кимберлитов, в т.ч. и алмазов, в пределах Побужского района выделена Бердичевско-Винницкая перспективная площадь, расположенная в области Бердичевского поднятия кристаллического фундамента. Некоторые исследователи высказывают предположение о возможности выявления среди гранулитов разновидностей пород, близких к алмазоносным эклогито-гнейсам кокчетавского типа (Казахстан).

БЕРДИЧЕВСКО-ВИННИЦКАЯ ПЛОЩАДЬ

Бердичевско-Винницкая площадь (9880 км^2), являющаяся частью Побужского алмазоперспективного района, расположена в центральной части Подольского блока. Структурно-тектонические особенности ее обусловлены, в первую очередь, наличием узла пересечения трех различно ориентированных тектонических зон корово-мантийного заложения – северо-западной Хмельникской, меридиональной Белокоровичско-Яблоновской и широтной Хмельницкой. Эти зоны сыграли важную роль при формировании блоков второго порядка – Бердичевского, Винницкого, Летичевского и Старо-Константиновского. Структурно-тектоническое положение площади, наличие в ее пределах продуктов глубинного магматизма (массивов щелочно-ультраосновных пород, даек субщелочных основных пород, малых интрузий слюдистых перидотитов) и контрастных ореолов его минералов-спутников в базальных горизонтах осадочного чехла, находки алмазов характеризуют эту площадь как перспективную для поисков алмазоносных кимберлитов (табл. 2, 5) [73].

Состояние изученности и методика поисковых работ

Предварительная оценка алмазоносности Бердичевско-Винницкой площади впервые выполнена при проведении поисковых работ партией № 50 Центральной экспедиции ВСЕГЕИ (В.Я. Прозоров и др.), на основании находок алмазов в аллювии Южного Буга и его притоков в южной части площади (1952–1954 г.г). Сделан вывод о существовании в этом районе промежуточных дочетвертичных коллекторов, среди которых наиболее перспективными для выявления россыпей алмазов считались крупнозернистые пески балтской свиты неогена.

В 1955–1962 г.г. работами Центральной экспедиции АН СССР (В.А. Ефремова и др., Н.Ф. Стрекозов и др.) в аллювии главных рек, размывающих отложения балтской свиты, были установлены зерна пиропа – важнейшего минерала-спутника алмаза.

С 1965 года изучением алмазоносности Побужья занимается Институт минеральных ресурсов (г. Симферополь). В 1966 г. в районе села Ладыжин в балтских отложениях впервые выявлены три кристалла мелких алмазов, а также повышенные содержания пиропов (Л.Н. Дружинин и др.). Эти находки,

наряду с другими благоприятными предпосылками, позволили рекомендовать проведение на площади поисковых работ.

В течение 1967–1972 г.г. значительные по объемам поисковые работы проведены Побужской экспедицией треста «Киевгеология» (Д.А. Лавров, А.И.Кручек и др.). С помощью бурения опробовались отложения балтской свиты и, частично, сарматского яруса неогена. Шлиховые пробы объемом 20 л каждая были отобраны с интервалом 1–3 км из аллювия р. Южный Буг и главных его притоков на участке от г. Хмельник до с. Ладыжин. В результате шлихового и мелко-крупнообъемного опробования установлено 10 пунктов проявлений алмаза в балтских отложениях (37 кристаллов) и 20 пунктов – в современном аллювии (30 кристаллов). В 1976 г. на основании полученных материалов в ИГФМ была выполнена обобщающая работа по шлиховым ореолам территории Побужья, в которой область распространения балтских отложений определялась как перспективная на алмазные россыпи, а Бердичевский блок УЩ – на коренные источники алмаза (С.Н. Цымбал, Д.А. Лавров и др.).

В 1980–1982 г.г. при проведении ГГК-200 на территории листа М-35-XXIX было отобрано более 3300 шлихов из скважин и обнажений всех разновозрастных горизонтов осадочного чехла (В.Д. Гейко и др., ПГО «Севукргеология»). В результате более детально были изучены балтские отложения, локализованы ореолы пиропов, но алмазы не обнаружены. С 1983 по 1988 г.г. поиски алмазов были ориентированы на восточный склон Бердичевского поднятия, считавшегося областью питания Зеленоярской алмазоносной россыпи (Э.В. Мельничук, В.Н. Павлюк и др., ПГО «Севукргеология»).

В 1989–1991 г.г. проведен сбор и систематизация всего фактического материала по алмазоносности Правобережной Украины (Ю.В. Попович и др., ПГО «Севукргеология»). В числе перспективных площадей было выделено Бердичевское поднятие и его склоны, особенно область питания отложений балтской свиты.

С 1993 года на восточном склоне Бердичевского поднятия были продолжены поисковые работы при помощи шнекового бурения с опробованием плотика современных водотоков (В.Н. Павлюк и др.). Эти работы показали невысокую перспективность восточного склона Бердичевского поднятия. Здесь были выявлены несколько находок алмаза и слабоконтрастные ореолы пиропов и хромшпинелидов.

В 1998–2000 г.г. при проведении ГДП-200 листа М-35-XIII (С.С. Деркач и др.) в базальных горизонтах аллювиальных отложений бучакской свиты, выполняющих Филиопольско-Бруслиновскую палеодепрессию, обнаружены высококонтрастные (до 550 знаков на пробу 20 л) ореолы пиропов и хромшпинелидов. В результате микрозондовых и колориметрических исследований, выполненных ИГМР НАНУ, в этих ореолах были идентифицированы эклогитовые гранаты алмазоносных ассоциаций. Это послужило основанием для переориентировки направления поисковых работ с восточного склона Бердичевского поднятия на юго-западный его склон.

Геофизическая изученность Бердичевско-Винницкой площади, с точки зрения поисков коренных источников алмазов, явно недостаточна. Большая часть площади покрыта наземной магнитной съемкой масштаба 1:25 000 (250х50 м), выполненной еще в 1960–70 годах аппаратурой с недостаточной для выделения слабоконтрастных аномалий точностью. В 1995 г. в северо-восточной части площади проведена аэромагнитная съемка масштаба 1:25 000 с высотой залета 50 м (С.Г. Слоницкая и др.), по результатам которой выделены локальные аномалии, заслуживающие оценки. Всего рекомендовано под заверку бурением 24 аномалии трубочного типа, из них 8 – первоочередных; 6 аномалий заверено буровыми работами при проведении ГДП-200 (С.С. Деркач и др.), положительных результатов получено не было. Гравиразведочные работы масштаба 1:50 000 (250х250 м) выполнены на большей части Бердичевско-Винницкой площади, однако на отдельных участках Бердичевского поднятия имеются данные только масштаба 1:200 000, которые можно использовать лишь для геологического картирования.

В последние годы в пределах юго-западной части Бердичевского поднятия, на нескольких небольших участках, выделенных при переинтерпретации имеющихся геофизических материалов в качестве наиболее перспективных для поисков коренных источников алмазов, выполнены магниторазведочные работы масштаба 1:5 000, которые сопровождались детализационными профильными гравиразведочными исследованиями (В.А. Ентин и др.). В результате выявлены Ждановский массив ультрабазитов и несколько тел ортопироксенитов, а также выделены пояса субщелочных даек. Упомянутый комплекс

геофизических работ показал свою эффективность для картирования малых интрузий ультрабазитового состава и в будущем рекомендуется его применение на всех этапах поисковых работ на коренные источники алмазов.

В пределах Бердичевско-Винницкой площади за весь период исследований в разновозрастных отложениях осадочного чехла в 10 пунктах было выявлено 15 кристаллов алмаза. Из них 5 – в рядовых пробах, 5 – в мелкообъемных (1 т) и 5 – в двух крупнообъемных пробах.

Для оценки качества и полноты шлихового опробования необходимо привести некоторые объективные данные. В результате поисковых и геолого-съемочных работ из базальных горизонтов осадочного чехла было отобрано около 780 шлиховых проб, из них 250 – из древнечетвертичного плотика современных водотоков, 95 – из бучакских отложений и 425 из – неогеновых. Средняя плотность опробования составляет 1 шлих на 14 км^2. Более детально изучены участки в районе г.г. Литин – Винница – Гнивань, часть бучакской депрессии и ее склонов длиной 55 км, от с. Ждановка до с. Лавровцы, и участок площадью около 70 км^2 в районе г. Казатин. Плотность шлихового опробования здесь достигает 1 пробы на 1–2 км^2. Наиболее детально (2 пробы на 1 км^2) изучен ореол в окрестностях с. Филиополь. Почти вся восточная часть площади, а это 10 листов масштаба 1:50 000, не имеет ни одной шлиховой пробы, или, в лучшем случае, 5 проб на лист площадью 350 км^2.

Минералогические исследования шлихов в течение всего периода выполняли Ровенская, Побужская и Правобережная ГРЭ, Центральная лаборатория ГРГП «Пивничгеология», ИГФМ, ИМР. Качество этих исследований различное. Так, некоторыми лабораториями не учитывались оранжевые гранаты эклогитового типа, количество пиропов занижалось из-за того, что не проводилось деление шлихов на гранулометрические классы и не всегда применялись иммерсионные жидкости. В грубозернистых отложениях класс +1 мм на содержание пиропов, как правило, не исследовался. Что касается хромшпинелидов, они начали детально изучаться только после 1985–1986 г.г. Эти обстоятельства снижают объективность имеющихся данных шлихового опробования и сделанных на их основе выводов.

Особенности геологического строения

В структурном отношении кристаллический фундамент Бердичевской площади состоит из четырех блоков II порядка, каждый из которых имеет свои геологические особенности (рис. 29). Блоки сложены, в основном, метаморфическими породами днестровско-бугской серии палеоархея, а также ультраметаморфическими образованиями литинского (неоархей) и бердичевского (палеопротерозой) комплексов. Магматические образования представлены гранитами хмельникского комплекса мезопротерозоя, диабазами мезопротерозойского дайкового комплекса, ультраосновными и щелочноультраосновными породами проскуровского комплекса палеопротерозоя.

Бердичевский блок II порядка занимает северо-восточную часть площади и, как и расположенный к югу Винницкий, по гипсометрическому уровню является одним из наиболее поднятых блоков УЩ (рис. 26, 29). Абсолютные отметки поверхности кристаллического фундамента, включая коры выветривания, составляют преимущественно 250–270 м, а в центральных и восточных частях блока – до 300–305 м (рис. 26). Бердичевский блок, в отличие от Винницкого, имеет максимально высокие значения гравитационного поля – от 20–24 мГл на периферии до 40–44 мГл в центральной части (рис. 30). Этот блок сложен преимущественно немагнитными породами, тогда как Винницкий – высокомагнитными (рис. 31).

Для Бердичевского блока характерно наличие кольцевых структур центрального типа диаметром от 3 до 55 км (рис. 29). В геофизических полях они фиксируются субизометричными областями пониженных значений силы тяжести, которые обрамляют локальные слабоамплитудные (до 500 нТл) магнитные аномалии центрального типа (рис. 30, 31), предположительно обусловленные продуктами основного и ультраосновного магматизма. Большинство этих структур сосредоточено в юго-западной части блока.

Днестровско-бугская серия представлена кристаллосланцами и гнейсами, среди которых, в зависимости от минерального состава, выделены формации: гиперстеновых кристаллосланцев и гнейсов, кальцифир-кристаллосланцевая, кинцигитовая и др. К древнейшим и наиболее распространенным образованиям этой серии относятся гиперстеновые кристаллосланцы тывровской толщи. В зависимости от количества фемических минералов, а также магнетита, ильменита и сульфидов, магнитная вос-

приимчивость кристаллосланцев меняется от 20–50 (наиболее распространенные значения) до 10000-15000x10^{-5} ед. СИ, а плотность – от 2,8 до 3,1 г/см^3. Кристаллосланцы, как правило, достаточно четко выделяются в магнитном поле аномалиями разной интенсивности и формы размером от сотен метров до нескольких километров в поперечнике.

Особенности химического состава гиперстеновых кристаллосланцев позволяют рассматривать их как метаморфизованные в гранулитовой фации палеовулканиты основного состава, в том числе базальтовые коматииты. Это обстоятельство, а также наличие специфических по физическим свойствам алмазов в неоген-четвертичных отложениях Бердичевско-Винницкой площади, требует детального изучения этих образований.

Литинский ультраметаморфический комплекс, представленный эндербитами, эндербит-мигматитами и чарнокитами, образовался в результате высокотемпературной гранитизации кристаллосланцев днестровско-бугской серии. Наибольшее распространение имеют эндербит-мигматиты – преимущественно немагнитные гнейсовидные породы, с плотностью 2,82 г/см^3. Они часто калишпатизированы, биотитизированы и графитизированы. В пределах региональных магнитных аномалий и купольных структур развиты лейкократовые антипертитовые эндербиты. В результате более интенсивного раскисления эндербитов образовались чарнокиты или двуполевошпатовые гиперстеновые гранитоиды гранулитовой фации, широко развитые в южной части Бердичевского блока.

Бердичевский ультраметаморфический комплекс представлен гранитоидами, содержащими в качестве породообразующего минерала гранат; они наиболее широко распространены в пределах Бердичевско-Винницкой площади. Основными фациальными типами этих пород являются: гранодиориты (ранее рассматривались как чарнокиты) – гранат-пироксеновые породы; винниците или гранатовые чарнокиты – породы промежуточного состава между чарнокитоидами и гранат-биотитовыми гранитами бердичевского типа; плагиомигматиты и плагиограниты гранат-биотитовые; граниты гранат-биотитовые; лейкократовые граниты и гранит-пегматиты.

Магматические образования в пределах Бердичевского блока представлены дайками основных пород мезопротерозойского комплекса и интрузивными телами основных и ультраосновных пород проскуровского комплекса.

Проскуровский (?) комплекс палеопротерозоя. В этот комплекс условно отнесены малые интрузии ультраосновных пород, выявленные в пределах Бердичевского блока вблизи сел Малый Острожок, Малые Кутыща, Ждановка и др. (В.А. Ентин и др., 2000). Они прорывают граниты бердичевского типа и, таким образом, являются более молодыми, чем последние.

Лучше других изучен массив Малый Острожок, имеющий размер 350x140 м и образующий локальную магнитную аномалию с амплитудой 500 нТл. Массив сложен слюдистыми перидотитами дунитового и лерцолитового состава. Для них характерна высокая магнезиальность породообразующих – оливина, ортопироксена и клинопироксена. Петрографические данные указывают на первично магматический характер флогопита и амфибола. В пользу этого свидетельствует наличие их включений в хромшпинелидах. Результаты многочисленных микрозондовых анализов хромшпинелидов показали колебания их состава в таких пределах (%): Cr_2O_3 – 44,5–58,5; $A1_2O_3$ – 12–23; MgO – 6–9; FeO+Fe_2O_3 – 22–28; TiO_2 – 0,05–0,3; MnO <0,4. От ксенокристаллов хромшпинелидов из кимберлитов и ксенолитов мантийных пород они отличаются значительно более низкой магнезиальностью. В перидотитах диагностирован ильменит, обогащенный MgO (4–6%) и MnO (1–1,7%).

Массив ультраосновных пород Малые Кутища размером 450x250 м обуславливает магнитную аномалию с амплитудой до 500–600 нТл, совпадающую с минимумом силы тяжести. Он изучен мелкими картировочными скважинами. Одна из них встретила двупироксеновый пироксенит и слюдистый перидотит, обогащенный хромитом. В перидотитах присутствуют иногда уплощенные кристаллы ильменита с содержанием MgO до 5%. Результаты микрозондовых анализов хромшпинелидов указывают, что массив Малые Кутища принадлежит к наиболее глубинной на этой площади фации перидотитов. Среди хромшпинелидов преобладают высокохромистые низкомагнезиальные разновидности (Cr_2O_3 – 48–60%, MgO – 7–8%). Одно зерно по содержанию Cr_2O_3 (62,54%), $A1_2O_3$ (8,0%), TiO_2 (1,08%), FeO (24,34%) приближается к хромшпинелидам алмазоносной ассоциации, но отличается от последних значительно меньшей магнезиальностью (MgO – 3,23%). Эти данные позволяют предположить, что вблизи массивов Малые

Кутища и Малый Острожок возможны проявления и более глубинных магматических пород, в том числе и кимберлитов. Для их обнаружения необходимо провести магнитометрическую съемку м-ба 1:5 000.

В юго-восточной части блока, вблизи Хмельникской зоны разломов, картировочной скважиной вскрыто тело перидотит-гарцбургита мощностью до 5 м. Кроме того, в пределах Бердичевского блока в виде останцов встречаются мелкие тела флогопитизированных амфибол-гиперстеновых, иногда с диопсидом, пород. Детально они не изучены.

В области сочленения Бердичевского и Староконстантиновского блоков, в Белокоровичско-Яблоновской тектонической зоне, к северу от узла пересечения ее с Хмельникской, установлен Ждановский ультрабазитовый массив (В.А. Ентин и др., 2000). Форма массива, по данным магниторазведки, в плане эллипсовидная, размеры на досарматском срезе 400х250 м; на глубине это интрузивное тело имеет, предположительно, диаметр более 100 м. Массив вскрыт до глубины 90 м девятью картировочными скважинами с проходкой до 25 м по невыветрелым породам. Мощность коры выветривания достигает 50 м. Центральная и западная части массива сложены перидотитами дунит-гарцбургитового типа, а восточная и северо-восточная – флогопит-амфиболовыми ортопироксенитами и горнблендитами. Флогопит является позднемагматическим минералом (выполняет интерстиции между оливином и ортопироксеном), а амфибол – поздне- или постмагматическим (развивается по пироксену, оливину и флогопиту). Амфиболизация перидотитов происходила в сравнительно высокотемпературных условиях и ей предшествовала кристаллизация флогопита. К амфиболизированным разновидностям ультрабазитов приурочена сульфидная минерализация, представленная, в основном, пирротином, в меньшей мере халькозином, пентландитом, кубанитом и полидимитом. Вкрапленность сульфидов наиболее часто отмечается в интерстициях между зернами ортопироксена и амфибола или в виде включений в этих минералах. В коре выветривания этих пород диагностированы сперилит и самородная медь.

Для ультрабазитов Ждановской интрузии характерны умереннохромистые (Cr_2O_3 – 28–40%), низкомагнезиальные (MgO – 3–7, редко 9%) хромшпинелиды, обогащенные железом ($FeO_{общ}$ – 27–38%), глиноземом ($A1_2O_3$ – 14–35%), цинком (ZnO до 2%), марганцем (MnO – до 1%) и титаном (TiO_2 – до 0,8%). В ультрабазитах изредка встречается ильменит с повышенным содержанием MgO (2–5%) и MnO (0,3–0,5%).

Химический состав основных типов пород Ждановской интрузии приведен в таблице 13.

Таблица 13

Химический состав ультабазитов Ждановской интрузии

Компоненты	1	2	3	4	5
SiO_2	36,21	37,86	37,74	49,94	51,52
TiO_2	0,18	0,33	0,46	0,33	0,37
Al_2O_3	2,37	3,81	4,86	5,03	4,95
Fe_2O_3	5,4	4,85	5,59	0,28	0,58
FeO	8,64	8,35	6,91	13,15	8,44
MnO	0,21	0,21	0,21	0,25	0,15
MgO	33,87	29,91	29,01	23,82	18,51
CaO	1,06	1,65	2,36	3,25	10,98
Na_2O	1,0	1,4	1,3	0,8	1,05
K_2O	0,3	0,7	0,9	0,85	0,35
S	0,02	0,05	0,14	0,26	0,56
P_2O_5	0,2	0,26	0,24	0,13	0,1
Cr_2O_3	0,03	0,28	0,14	0,73	0,44
H_2O	0,42	0,33	0,62	0,3	0,42
Ппп	9,72	9,82	9,66	0,21	0,29
Сумма	99,63	99,81	100,14	99,13	98,71
CO_2	не опр.	не опр.	не опр.	0,97	0,97

Примечание: 1 – скв.1554, гл.71,7 м, слюдистый гарцбургит; 2 – скв.1554, гл. 77,5 м, гарцбургит флогопит–амфиболовый; 3 – скв.1554, гл. 81,5 м, слюдистый перидотит амфиболизированный; 4 – скв.1555, гл. 75,0 м, пироксенит флогопит–амфиболовый; 5 – скв.1555, гл. 84,0 м, горнблендит. Анализы выполнены в ИГМР НАНУ, аналитики О.П. Красюк, А.В. Ренкас.

Отличительными петро– и геохимическими особенностями ультрабазитов этой интрузии является обогащенность K, Na, Ti, Cr, Ni, P, а также такими элементами–примесями как Cu, Co, Ag, Au, Pt, Pd. Вместе с тем, они бедны Nb, Zr, Y и другими некогерентными элементами (Р.Н. Довгань и др., 2004; С.Н. Цымбал и др., 2004).

Ультрабазиты Ждановской интрузии принадлежат к абиссальной фации. Их образование связано с плавлением деплетированного субстрата и дифференциацией расплава в магматической камере, расположенной на значительной глубине. Возраст Ждановской интрузии (К-Аг-метод) по флогопиту 1890 ± 35 млн. лет, по амфиболу 1945 ± 20 млн. лет (С.Н. Цымбал и др., 2004).

Мезопротерозойский дайковый комплекс представлен метаморфизованными диабазами, слагающими своеобразные «пачки», состоящие из 10–30 тел мощностью от 0,3 до 20–40 м. Они развиты в северо-западной части блока, прослежены по простиранию до 2 км и приурочены к пологим надвиговым структурам, падающим под углами 10–30°. Метадиабазы интенсивно катаклазированы, калишпатизированы и сульфидизированы. Породы немагнитные, редко слабомагнитные. Химический состав их приведен в таблице 12.

Винницкий блок II порядка расположен в юго-восточной части площади (рис. 29.) Граница его с Бердичевским блоком проходит по Хмельникской зоне глубинных разломов северо-западного простирания (около 300°). В районе г. Хмельник эта зона смещена субмеридиональной Белокоровичско-Яблоновской зоной разломов почти на 17 км к северу, меняя простирание на 325°. Ширина Хмельникской зоны разломов от 2,5 до 12–18 км (в местах пересечения с разломами северо-восточного простирания). Она четко выражена в гравитационном поле; ей соответствуют локальные минимумы силы тяжести амплитудой до 4–50 мГл. В её пределах интенсивно проявлены процессы диафтореза и метасоматоза. По данным геотраверса VI Хмельникская зона разломов падает на север – северо-восток под крутыми углами.

Поверхность кристаллического фундамента Винницкого блока (включая кору выветривания) имеет мозаичный характер. Абсолютные отметки ее обычно не превышают 260–270 м и только в юго-восточной части блока, примыкающей к Хмельникской зоне разломов, выделяется гряда северо-западного простирания шириной до 10 км с отметками поверхности 260–300 м. Эта гряда в районе г. Винница эродирована современным водотоком Южного Буга до отметки 210–220 м.

Примечательная особенность блока – наличие в его юго-западной части крупной (120х70 км в диаметре) Литинской кольцевой структуры I ранга (региональной магнитной аномалии). Она представляет собой купол, сложенный породами литинского комплекса – эндербитами, эндербит-мигматитами и чарнокитами с ксенолитами пироксеновых и амфибол-пироксеновых кристаллосланцев. В пределах Литинской региональной магнитной аномалии выделяются кольцевые и овалоподобные аномалии более высоких порядков. Такой план-рисунок магнитного поля отражает, видимо, реликтовую складчатость. В обрамлении Литинского купола известны малые интрузии ультраосновных пород, а в южной и юго-восточной ее частях – тела сиенитов, гранодиоритов и карбонатных метасоматитов (?). В пределах этой структуры и ее обрамления фиксируются многочисленные, небольшие по размерам (до 100 м в поперечнике) магнитные аномалии, связанные, возможно, с проявлениями основного и ультраосновного магматизма.

Кроме того, в пределах Винницкого блока есть ряд куполовидных структур более высоких порядков (5–9 км в диаметре), обусловленных эндербитами и чарнокитами. Блок разбит многочисленными разломами на блоки более высоких порядков. Наиболее крупным является Винницкий разлом субширотного простирания.

На площади Винницкого блока среди эндербитов литинского комплекса развиты небольшие (до 20 м) тела базит-ультрабазитов, а также кристаллослацев основного состава днестровско-бугской серии. В геофизических полях они, как правило, не выделяются. Базиты (габбро-амфиболиты) и ультрабазиты (пироксениты) В.Д. Гейко и другие исследователи относили к сабаровскому комплексу палеоархея. Они требуют доизучения с целью установления их фациальной принадлежности и возраста.

В северной части Винницкого блока, в пределах кольцевых структур высоких порядков, выявлены дайкообразные тела пироксенитов, перидотитов, габбро, габбро-сиенитов и сиенитов субщелочного-щелочного ряда, среди которых иногда встречаются нефелин-пироксеновые, флогопит-нефелин-кальцитовые, оливин-гумит-кальцитовые породы неясного генезиса (Лукашевский массив и др.). Они состоят из клинопироксена (70–80%), нефелина (10–15%), флогопита (5–10%) и небольшого количества альбита и

карбоната. Абсолютный возраст, определенный K-Ar методом по нефелину, составляет 1225 млн. лет, а по флогопиту – 1420–1500 млн. лет. Эти породы одни исследователи считают магматическими, другие – метасоматическими образованиями [61,124].

В западной части Винницкого блока, в Белокоровичско-Яблоновской зоне разломов, выявлены Кармелюковский и Багриновский массивы ультраосновных пород, по составу подобных Ждановскому (В.А. Ентин и др., 2000).

Кармелюковский массив по геофизическим данным имеет длину около 1 км и ширину до 0,3 км, ориентирован меридионально, вдоль зоны разломов. Он сложен интенсивно серпентинизированными породами типа флогопитового перидотита или аподунитового серпентинита. Детальные петрографические и минералогические исследования их позволили установить следующий парагенезис минералов: оливин–энстатит-диопсид-хромшпинель-ильменит-флогопит. Отсюда сделано заключение, что породы, в большинстве своем, представлены хромшпинелевыми лерцолитами и дунитами. Включения в хромшпинелидах флогопита и амфибола указывают на повышенную щелочность этих пород. Кармелюковский массив, судя по составу хромшпинелидов, близок к Ждановскому, но имеет более глубинные (верхнемантийные) корни. В пользу последнего свидетельствуют находки высокохромистых высокомагнезиальных хромитов (Cr_2O_3 – 55%, MgO – 11%).

В 2,4 км от Кармелюковского массива находятся еще два массива меньших размеров. Предполагается, что в данном районе возможно выявление кимберлитов.

Багриновский массив изучен только в зоне коры выветривания. Его ориентировочные размеры 2х0,5 км. Петрографические исследования позволяют предположить, что первичная порода была дунитом. В хромшпинелидах установлены включения существенно магнезиального оливина (Fa=6,8%). Среди хромшпинелидов высокомагнезиальные (MgO – 11–13%) алюмохромиты (Cr_2O_3 – 43–53%) мантийного типа составляют около 20%. Багриновский массив во многом подобен Кутищенскому и, как и последний, заслуживает дальнейшего изучения.

Летичевский блок II порядка расположен в юго-западной части площади и отделяется от Бердичевского и Винницкого блоков субмеридиональной Белокоровичско-Яблоновской зоной глубинных разломов (рис. 29). Эта зона разломов разделяет Бердичевско-Винницкую площадь на две части: приподнятую, восточную (Бердичевский и Винницкий блоки) и опущенную по отношению к ней, западную (Летичевский и Староконстантиновский блоки). Как и Хмельникская, Белокоровичско-Яблоновская зона разломов ярко проявлена в гравитационном поле областью высоких значений градиента силы тяжести. В пределах зоны зафиксированы интенсивный катаклаз и милонитизация пород.

Гипсометрия поверхности кристаллического фундамента Летичевского блока характеризуется неоднородностью (рис. 26). Резко приподнятая северо-западная часть этого блока вместе с юго-западной частью Староконстантиновского блока образует крупное (75 х75 км) палеоподнятие с абсолютными отметками 260–280 м, редко 290–300 м (г. Летичев). Южная и юго-западная часть блока имеет абсолютные отметки до 260–230 м; здесь развиты субмеридиональные палеодолины.

Летичевский блок характеризуется пониженными значениями гравимагнитных полей (рис. 30, 31). В его пределах фиксируются два небольших по размеру (5х5 и 4х7 км) эндербитовых купола и ряд мелких структур центрального типа, выделенных по результатам структурно-геоморфологического анализа (В.М. Тимофеев и др.) и геофизическим данным (области пониженных значений силы тяжести). В юго-восточной части блока развиты многочисленные локальные малоамплитудные магнитные аномалии, природа которых еще не выяснена.

В геологическом строении блока основную роль играют гранитоиды бердичевского комплекса, в меньшей мере – эндербиты и чарнокиты литинского комплекса, а также пироксеновые и амфиболовые кристаллосланцы днестровско-бугской серии. Эндербиты и чарнокиты встречаются либо в виде куполов, либо слагают отдельные изолированные поля. В пределах блока установлены тела основных и ультраосновных пород проскуровского комплекса.

Блок разбит тектоническими нарушениями, главными из которых являются субширотный – Винницкий и северо-западный – Руднянский коровые разломы.

Практический интерес в отношении алмазоносности имеют образования проскуровского интрузивного комплекса, представленного незначительными по размерам массивами щелочно-ультраосновных

пород, из которых наиболее изучен Антоновский. Он расположен в северной части блока, в пределах Хмельницкой зоны разломов, имеет размеры 3х1,3 км (вытянут в юго-западном направлении) и проявлен в геофизических полях положительной гравитационной аномалией. Массив сложен пироксенитами, нефелиновыми сиенитами, щелочными габброидами, якупирангитами, ийолит-мельтейгитами. Плотность пород 2,9–3,2 г/см^3. Интенсивность магнитного поля над массивом, в целом, невысокая и лишь несколько повышается в его южной части.

От типичных образований щелочно-ультраосновной формации, развитых в других регионах (Кольский п-ов, Якутия), породы Антоновского массива отличаются пониженными содержаниями хрома, ниобия, циркония, стронция, редких земель, а также набором акцессорных минералов.

В 4 км к юго-западу от Антоновского массива выявлены еще 3 небольшие (0,5 км в поперечнике) щелочные массивы неправильной формы, сложенные пироксенитами, шонкинитами и сиенитами. Массивы расположены на расстоянии около 1 км один от другого. Они фиксируются магнитными аномалиями слабой интенсивности.

Староконстантиновский блок II порядка занимает северо-западную часть площади. От Летичевского блока он отделен субширотной Хмельницкой, а от Бердичевского и Винницкого – Белокоровичско-Яблоновской зонами глубинных разломов (рис. 29). Гипсометрия поверхности кристаллического фундамента, включая кору выветривания, неоднородна (рис. 26). Центральная и юго-западная части блока являются наиболее поднятыми (абсолютные отметки 250–275 м) и входят в крупное Бердичевское палеоподнятие. Северная и северо-восточная части блока образуют пониженную равнину с абсолютными отметками 250–200 м (район г. Любар). Блок характеризуется пониженными значениями интенсивности гравимагнитных полей. В геологическом строении его принимают участие преимущественно гранитоиды бердичевского комплекса (гранат-биотитовые граниты и мигматиты), в значительно меньшей мере – чарнокиты и эндербиты литинского комплекса и связанные с ними винницити, а также малочисленные тела пироксеновых кристаллосланцев. В юго-восточной части блока развиты приразломные граниты хмельникского комплекса, а в северной – биотитовые и гранат-биотитовые гнейсы, тесно связанные с тектоническими зонами. В этой же части блока установлены среднепротерозойские дайки метадиабазов и, кроме того, массив граносиенитов размером 5х3 км.

Хмельникский интрузивный комплекс (1,9 мрд. лет) представлен массивом (8х14 км) гранитов, расположенным в узле пересечения субмеридиональной (Белокоровичско-Яблоновской), северо-западной (Хмельникской) и субширотной (Хмельницкой) зон глубинных разломов (рис. 29). Граниты немагнитные, с плотностью 2,58–2,60 г/см^3.

В гравитационном поле массив фиксируется изометричным минимумом силы тяжести амплитудой более 30 мГл и размером до 10 км в поперечнике (рис. 30). Этот минимум силы тяжести является уникальным для УЩ по своей природе и контрастности проявления. Он, вероятно, обусловлен массивом гранитоидов, нижняя кромка которого находится на глубине не менее 10 км.

К узлу пересечения названных выше трех зон глубинных разломов приурочены также многочисленные дайки субщелочных габбро-диабазов неопротерозойского возраста, представленных оливин-титан-авгитовыми разновидностями (рис. 29). Дайки секут граниты Хмельникского массива, а за его пределами прорывают ультраметаморфические образования бердичевского комплекса. Они четко выделяются в магнитном поле в виде узких, часто прерывистых, магнитных аномалий интенсивностью до 500 нТл. Их направление соответствует северо-западному простиранию основных тектонических зон. По составу и геохимическим особенностям эти дайки существенно отличаются от развитых в пределах Бердичевского блока метадиабазов своим кайнотипным обликом. Мощность их достигает 50 м. Породы имеют офитовую структуру, осложненную келифитовой и венцовой. Они состоят из лабрадор-андезина (45–60%), титан-авгита (10–30%), оливина фаялитового состава (15–20%) с коронарными структурами около зерен.

Абсолютный возраст метадиабазов Бердичевского блока (метод «общего свинца») составляет 2,0–2,1 млрд. лет, а габбро-диабазов Староконстантиновского блока (K-Ar метод) – 1,2–1,4 млрд. лет.

Ореолы индикаторных минералов кимберлитов в терригенных отложениях осадочного чехла

Осадочный чехол в пределах Бердичевско-Винницкой площади представлен преимущественно терригенными континентальными и мелководно-морскими отложениями палеогеновой, неогеновой и четвертичной систем. Мощность его колеблется от нескольких до 80 м и составляет в среднем 30–40 м.

Нижний мел. Низвинская свита. Отложения этого возраста сохранились от размыва только в крайней юго-западной части площади в виде останца длиной до 16 км и шириной около 2 км. Они приурочены к палеодепрессии юго-западного направления и представлены разнозернистыми каолинистыми полимиктовыми песками, содержащими редкие зерна глауконита. Мощность их 2–4 м. Алмазоносность нижнемеловых отложений не изучалась.

Палеогеновая система. Бучакская свита. Отложения этой свиты сохранились на отдельных участках Филиопольско-Бруслиновской палеодолины, которая берет начало вблизи г. Любар и простирается сначала субмеридионально, вдоль Белокоровичско-Яблоновской зоны разломов, а в районе г. Хмельник меняет направление на юго-восточное, унаследуя Хмельникскую зону разломов. Средняя ширина палеодолины составляет 4–6 км, боковые притоки почти не сохранились, за исключением четырех наиболее крупных. Мощность бучакских отложений достигает 30 м. Они перекрыты неогеновыми или четвертичными отложениями мощностью 10–40 м.

Бучакская свита представляет собой сложно построенную толщу аллювиальных и озерно-болотных отложений преимущественно русловой и пойменной фаций. Среди них преобладают разнозернистые пески, углистые каолинитовые глины и алевриты, а на Филиопольском и Бруслиновском участках вскрыты также пласты бурого угля.

В тяжелой фракции из этих отложений широко развиты гранат (альмандин), ильменит, циркон и монацит – характерные акцессорные минералы чудново-бердичевских гранитов и кристаллических сланцев днестровско-бугской серии.

Верхний эоцен-олигоцен. Обуховско-межиречанская свита. Эти отложения развиты в пределах пологой палеодепрессии мелового возраста, расположенной в крайней юго-западной части площади. Они представлены преимущественно мелкозернистыми полимиктовыми песками и алевритами с небольшой примесью глауконита и обломков кремней. Наличие последних указывает на участие в их формировании нижележащих меловых отложений. Мощность свиты составляет первые метры.

Неогеновая система. Отложения этого возраста сплошным чехлом перекрывают кристаллический фундамент площади, за исключением участков, в пределах которых их размыли современные водотоки. Они представлены новопетровской свитой нижнего-среднего миоцена, среднесарматским подъярусом и толщей пестрых глин верхнего миоцена, а также толщей красно-бурых глин плиоцена.

Нижний-средний миоцен. Новопетровская свита. Отложения свиты распространены в северной части площади. Среди них преобладают белые и светло-серые мелко-среднезернистые каолинистые пески с маломощными прослоями каолинитовых глин. Мощность их составляет в среднем 10–15 м.

Верхний миоцен. Сарматский ярус. Среднесарматский подъярус. Эти отложения развиты только в юго-западной части площади, где сплошным покровом залегают на коре выветривания пород кристаллического фундамента. В их составе выделяются две литологически разные толщи: нижняя – известняковая, и верхняя – песчано-глинистая. Общая мощность отложений увеличивается в юго-западном направлении от 5–10 до 60–70 м. Нижняя толща представлена оолитовыми и детритусовыми известняками с прослоями детритусовых песков и галечников. Мощность известняков достигает 8–15 м. Верхняя песчано-глинистая толща сложена отложениями мелководной морской фации (пески кварцевые мелко-тонкозернистые с примесью зерен глауконита и детритуса, глины монтмориллонит-каолинитовые голубовато- и зеленовато-серые тонкослоистые) и прибрежно-морской фации (глины зеленовато-серые монтмориллонитовые, пески зеленовато-серые мелкозернистые, изредка алевриты).

Соотношение песчаного и глинистого материала на различных участках неодинаковое, причины этого и пространственные закономерности пока не установлены. Проведение детальных литолого-фациальных исследований сарматских отложений имеет важное значение для реконструкции путей транспор-

тировки алмаза и его минералов-спутников и установления местонахождения их коренных источников питания в пределах юго-западных склонов Бердичевского поднятия.

Толща пестрых глин распространена на всей площади за исключением речных долин, где они размыты, а также областей неотектонических поднятий. В ее составе преобладают глины каолинит-монтмориллонитовые светло-серые, зеленовато-серые, темно-серые с характерными желтыми, красными и бурыми пятнами ожелезнения. Глины отлагались, в основном, в изолированных бассейнах типа лагун.

Пестрые глины лежат большей частью непосредственно на поверхности коры выветривания кристаллических пород фундамента в пределах центральной и северо-восточной частей Бердичевского поднятия и, несмотря на низкое содержание минералов тяжелой фракции, требуют дальнейшего изучения и опробования.

Балтская свита. Представлена толщей терригенных отложений, залегающих между горизонтами пестрых и красно-бурых глин. Характерной особенностью толщи является чередование песков различной зернистости с гравийным материалом и глинами. Прослои песков не выдержаны по мощности и простиранию, материал в них плохо отсортирован. Отложения представлены континентальными (аллювиальными, дельтовыми, аллювиально-озерными) и прибрежно-морскими фациями.

Считается, что формирование балтских отложений происходило во время общей регрессии сарматского моря на юго-запад. При этом существовала речная система, образовавшая дельту южнее г. Винница. Некоторые исследователи (Л.Н. Дружинин и др.) картируют одну из палеодолин по линии Литин – Гнивань – Муховцы, другую – к северу от г. Немиров, третью – в направлении Жмеринка – Летичев. Поскольку в балтских отложениях содержатся значительные количества пиропов (до 1000 и более зерен на пробу 20 л), а также известны многочисленные находки мелких алмазов, большое значение имеет установление источника питания этих отложений и его местоположение. Задача усложняется тем, что в балтское время поверхность фундамента была почти повсеместно перекрыта сарматскими отложениями и пестрыми глинами и, главным образом, за счет продуктов их размыва формировались континетальные отложения балтской свиты в пределах первой палеодолины. На сегодня терригенная толща балтской свиты остается слабо изученной с точки зрения генезиса и алмазоносности.

Плиоцен. Толща красно-бурых глин. Глины красно-бурые, желто-бурые, коричнево-бурые, часто песчанистые, нередко с карбонатными включениями развиты, в основном, в центральной и восточной части площади на водоразделах, где они сохранились от четвертичного размыва. В пределах поднятий кристаллического фундамента среди глин наблюдаются прослои вторичного каолина. В генетическом отношении толща представляет собой элювиально-делювиальные и эолово-делювиальные отложения.

Четвертичная система. Четвертичные отложения мощностью до 35 м почти повсеместно распространены на площади и представлены субаквальными (аллювиальными) и субаэральными (ископаемые почвы) фациями. Нижние (базальные) горизонты отложений различных фаций содержат значительную примесь песчаной фракции и часто обогащены тяжелыми минералами, что позволяет использовать их при шлиховых поисках, особенно на участках, где эти отложения залегают непосредственно на породах кристаллического фундамента или коре выветривания.

Литология базального горизонта, залегающего на поверхности коры выветривания кристаллического фундамента Бердичевско-Винницкой площади, имеет особенности, обусловленные вещественным составом и рельефом поверхности фундамента, а также палеогеографическими условиями накопления осадочных образований.

Рельеф домезозойской поверхности в пределах площади определяет Бердичевское поднятие, ориентированное в северо-западном направлении. Максимальные абсолютные отметки его составляют 290–300 м, что на 80–90 м превышает отметки днища Филиопольско-Бруслиновской палеодолины, расположенной в 15 км к юго-западу от осевой линии Бердичевского поднятия. Средний уклон палеоповерхности коры выветривания равен 3 м на расстоянии в 100 м. В таких геоморфологических условиях, а также при наличии мощной сильно переработанной коры выветривания, практически полностью перекрытой глинистыми породами (на 70% площади) и тонкозернистыми песками (15%), грубозернистые отложения – коллекторы минералов-спутников алмазов и самих алмазов сохранились, в основном, в бучакских палеодолинах и глубоко врезанных долинах современных рек, размывающих коры выветривания и кристаллический фундамент.

Из приведенных и других геологических данных по Бердичевско-Винницкой площади следует, что поиски коренных источников алмазов наиболее целесообразно проводить по базальным горизонтам отложений, залегающих непосредственно на коре выветривания. Максимальное количество индикаторных минералов кимберлитов ожидается на участках размыва коры выветривания вплоть до дресвяной зоны в аллювии древних и современных речных долин. Участки с мощной не размытой корой выветривания остаются для шлиховых поисков во многом «немыми».

Как уже отмечалось, в пределах Бердичевско-Винницкой площади за весь период исследований было выявлено 15 алмазов в 10 пунктах. Характеристика их приведена в таблице 14. Все находки алмазов, за исключением одной вблизи г. Бердичева (проба 199/2, с. Гардышевка), приурочены к юго-западному склону Бердичевского поднятия и, в целом, пространственно совпадают с ореолами его минералов-спутников.

Таблица 14

Характеристика алмазов Бердичевско-Винницкой площади

№№ п/п	№ пробы	Место отбора проб	Объем пробы	Возраст	Размер алмаза, мм	Краткая характеристика
1	2	3	4	5	6	7
1	199/2	с. Гардышевка	68 кг	Qa_{I-III}	0,15	Бесцветный обломок октаэдра
2	Б-3	с. Ждановка	1,2 т	N_2(?)	0,35х0,3 0,28х0,25	Обломок темнозеленый. Обломок октаэдра (?) бесцветный
3	Б-2	с. Малый Мытник	1,2 т	Qa_{II}	0,12х0,15 0,15х0,13	Округлый яйцевидный кристалл, Октаэдр бесцветный с включениями
4	1127	г. Хмельник	0,02 м^3	Qa_{IV}	0,5х0,4	Обломок без формы и цвета
5	Б-16	с. Александровка	1 т	Qa_{III}	0,2х0,17	Бесцветный обломок с включениями, импактный
6	1701	с. Рожок-Микулинецкий	7 кг	N_1s (?)	0,22х0,2	Обломок зеленый
7	91/2	с. Бохоники	35 м^3	$N_{1-2}bl$	0.25х0.20 0,20х0,20 0,22х0,20 0,22х0,20	Октаэдр бесцветный Куб желтый Обломок бесцветный Обломок бесцветный
8	89	г. Сутиски	26 м^3	Qa_{I-III}	0,4х0,3	Обломок – часть октаэдра, бесцветный
9	1446[a]	с. Пилява	5,2 кг	$N_{1-2}bl$	0,1 8х0,1	Обломок октаэдра с включениями Обломок октаэдра
10	3005	с. Дубовец	5,4 кг	N_1s (?)	0,15	Бесцветный обломок

Все алмазы имеют размер меньше 0,5 мм. Как показывает опыт работ в Приднестровье, алмазы крупнее 1 мм найдены только в гравийно-галечных отложениях, которые в пределах Бердичевско-Винницкой площади отсутствуют.

Алмаз в большинстве своем представлен неизношенными обломками кристаллов, что свидетельствует, во-первых, о незначительной дальности их переноса, во-вторых, о том, что в коренных источниках они имеют более крупные размеры.

К юго-западу от Бердичевско-Винницкой площади, на юго-западных склонах Бердичевского поднятия (между г. Хмельник и г. Тульчин) выявлено 56 алмазов. Из них 48 обнаружено в отложениях балтской свиты и в современном аллювии размывающих их рек. Приуроченность большинства находок алмаза к отложениям балтской свиты предопределена несколькими причинами. Во-первых, почти все поисковые работы на алмазы были сосредоточены на площади распространения балтских отложений. Во-вторых, 37 алмазов из 56 выявлены в крупнообъемных пробах (1,5–120 м^3). В третьих, балтские грубозернистые отложения русловой фации – это природный концентратор минералов тяжелой фракции, в том числе алмазов.

Поскольку коренные источники большинства алмазов прогнозируются на участках, расположенных северо-западнее области распространения балтских отложений, важно сопоставить все алмазы, выявленные на юго-западном склоне Бердичевского поднятия. Характеристика алмазов из отложений балтской свиты и современного аллювия, выявленных за пределами площади, приводится по данным Л.Н. Дружинина и др. (ИМР) в таблице 15.

Таблица 15

Характеристика алмазов из балтских и четвертичных отложений юго-западного склона Бердичевского поднятия

№№ п/п	Характеристика алмазов		Распределение, %	№№ п/п	Характеристика алмазов		Распределение, %
1	2	3	4	5	6	7	8
1	Размер зерен, мм	-1+0,5 -0,5	2,1 97,9	4	Цвет	Бесцветные Зеленые Желтые Прочие	35,4 22,9 20,8 20,9
2	Степень сохранности	Целые Обломки Изношенные	35,4 56,3 8,3	5	Цвет фотолюминесценции	Сине-голубой Зеленый Желтый Оранжевый Неопределенный Не люминесцируют	3,4 17,2 3,4 20,7 10,3 45
3	Основные габитусные формы	Куб, кубоид Бесформенные Октаэдр Додекаэдр Комбинированные	29,2 31,2 14,6 12,5 12,5				

Как видим, по размеру кристаллы алмаза соответствуют, в основном, классу –0,5+0,2 мм, более крупные из них встречаются редко.

Алмазы в большинстве своем окрашены, иногда достаточно интенсивно, в желтый, зеленый, светло-коричневый цвета, а среди бесцветных алмазов камни «чистой воды» очень редки.

В отложениях балтской свиты, в пределах Винницкого блока, выявлено 9 алмазов специфической формы (тетрагексаэдроиды) интенсивного зеленого цвета. Такие алмазы Ю.А. Полканов выделил в «днестровский» тип. В.М. Квасница включает в этот тип также алмазы переходной формы от октаэдра до ромбододекаэдра, додекаэдроиды и некоторые комбинационные формы. Почти 25% всех алмазов представляет собой обломки кристаллов, как правило, без признаков механического износа. Исследование нескольких десятков алмазов, выявленных в днестровском аллювии в районе г. Ямполь, показало их идентичность алмазам из балтских отложений, размываемых левыми притоками р. Днестр.

Наличие характерных для Бердичевско-Винницкой площади зеленых алмазов «днестровского» типа и большого количества гранатов эклогитового парагенезиса, в т.ч. алмазной ассоциации, свидетельствует о своеобразии их коренных источников. Такими были, скорее всего, кимберлиты, обогащенные ксенолитами мантийных эклогитов и продуктов их дезинтеграции. Особенности морфологии и физических свойств кристаллов алмаза и его минералов-спутников из ореолов Бердичевско-Винницкой площади позволяют прогнозировать наличие здесь их местных коренных источников.

Пиропы достаточно широко распространены в терригенных отложениях Бердичевско-Винницкой площади (рис. 32). Они в различных количествах установлены в шлихах из новопетровских (5%), среднесарматских (28%) и четвертичных (64%) отложений. В бучакских отложениях пиропы встречены на отдельных участках Филиопольско-Бруслиновской палеодолины. Наибольшее развитие пиропов отмечено в отложениях балтской свиты.

Такое различие в частоте встречаемости пиропов в разновозрастных отложениях можно объяснить следующим образом. Существенно кварцевый состав отложений новопетровской свиты указывает на то,

что они формировались за счет продуктов размыва мощных каолиновых кор выветривания, в которых гранаты, в т.ч. пиропы, практически не сохраняются. Отложения среднего сармата образовались в результате размыва более нижних горизонтов кор выветривания, в которых пиропы и другие гранаты претерпели значительное растворение, но все же сохранились. Химический состав пиропов, их цветовая гамма, а также общегеологические и палеогеографические данные свидетельствуют о расположении их коренных источников в пределах юго-западного склона Бердичевского поднятия – основной области сноса терригенного материала в сарматский морской бассейн. Четвертичные отложения являются продуктами размыва и переотложения, в основном, неогеновых терригенных отложений и пиропы в них концентрировались в благоприятных участках вместе с другими тяжелыми минералами, особенно ставролитом, гранатом, турмалином. Исключение составляют современный и древний аллювий водотоков, размывающих кристаллические породы фундамента и их коры выветривания.

Количество зерен пиропов в указанных выше отложениях колеблется от нескольких до 1000 и более знаков в пересчете на пробу объемом 20 л. На восточном, северном и южном склонах Бердичевского поднятия максимальное количество пиропов не превышает 180 знаков и составляет, в среднем, 25–65 знаков. В пределах собственно палеоподнятия содержания пиропов примерно такие же. Исключением является участок вблизи с. Нападовка, где количество пиропов достигает 170 знаков. На юго-западном склоне Бердичевского поднятия содержания пиропов в терригенных отложениях всех стратиграфических горизонтов в 2–3 раза выше – в среднем 250–650 знаков, а в отдельных пробах – более 1000 знаков. Именно здесь чаще всего наблюдаются значительные вариации содержаний пиропов, особенно в базальных горизонтах палеогеновых и неогеновых отложений. Размер пиропов, в целом, соответствует размеру основных гранулометрических фракций вмещающих пород. Наиболее крупные (0,7–1,2 мм) зерна пиропов обнаружены в грубозернистых отложениях балтской свиты и приплотика современных водотоков. В отдельных пробах из разнозернистых отложений бучакской свиты около 50% пиропов (в основном, обломки зерен) также имеют размер 0,7–1,2 мм. В сарматских отложениях пиропы крупностью более 0,7 мм практически не встречаются, а пиропы размером 0,5–0,7 мм составляют 10–15%. Все они представляют собой обломки более крупных зерен. Почти полное отсутствие целых зерен пиропа в отложениях Бердичевско-Винницкой площади, особенно ее юго-западной части, можно объяснить глубокими изменениями коренных источников в гипергенных условиях, благодаря которым все гранаты, в том числе из бердичевских гранитоидов, приобрели интенсивную корродированность и трещиноватость, а в дальнейшем были в значительной степени дезинтегрированы.

Цветовая гамма пиропов на различных участках Бердичевско-Винницкой площади неодинакова. Для восточных склонов Бердичевского поднятия характерны светло-фиолетовые пиропы, для северных склонов – розовые, для южных – бассейн р. Десна – красные пиропы. В юго-западной части площади, особенно в пределах бучакской палеодепрессии и ее склонов, значительно развиты оранжевые и желтые гранаты эклогитового парагенезиса и розовые пиропы вебстеритового типа. Эти особенности распределения различных по цвету пиропов могут быть обусловлены двумя причинами. Первая – уменьшение количества оранжевых и увеличение фиолетовых пиропов по мере удаления от коренных источников. Вторая – существование нескольких коренных источников с различным набором глубинных ксенолитов и ксенокристов. По Винницкому блоку, в области развития балтских отложений, цветовая гамма пиропов перидотитового парагенезиса и гранатов эклогитового парагенезиса примерно такая же, как и в сарматских отложениях.

Химический состав пиропов изучался в ИГМР НАНУ и УкрГИМРе при проведении геолого-съмочных и поисковых работ [138]. Всего выполнено около 1000 микрозондовых анализов пиропов, из них более 300 – из бучакских отложений, выполняющих палеодепрессии, 120 – из различных отложений, развитых на восточном склоне Бердичевского поднятия, и около 600 – из сарматских и балтских отложений.

Полученные данные о химическом составе гранатов глубинных парагенезисов свидетельствует о распространении в пределах Бердичевско-Винницкой площади пиропов ультраосновного и альмандин-пиропов эклогитового типов. Количественные соотношения между ними на различных участках можно ориентировочно установить, исходя из цветовой гаммы.

Подавляющая часть пиропов ультраосновного типа по химическому составу относится к лерцолитовому парагенезису (рис. 33). Привлекает внимание близость состава большинства их и наличие лишь

незначительного количества зерен, существенно отличающихся от остальных. При этом в ореолах на восточных склонах Бердичевского поднятия часто встречаются зерна с высокими содержаниями хрома. Среди пиропов здесь идентифицированы разновидности, характерные для гарцбургитов, равномернозернистых лерцолитов (с низким, умеренным и высоким содержанием клинопироксена), порфировидных лерцолитов и вебстеритов. Наибольшее развитие в ореолах в пределах Бердичевского и Винницкого блоков имеют пиропы из равномернозернистых лерцолитов с высоким содержанием клинопироксена. В них часто наблюдаются включения пикроильменита (MgO – 11–18%), рутила и сульфидов, иногда – ловерингита в ассоциации с пикроильменитом. Пиропы представлены преимущественно низкохромистыми (Cr_2O_3 – 1–2,5%) разновидностями (рис. 34). Среднехромистые (Cr_2O_3 – 2,5–5,0%) пиропы отмечаются редко, а высокохромистые (Cr_2O_3 > 5%) – очень редко. Содержание кнорингитового компонента в них, как правило, не превышает 10% мол., т.е. основная масса их образовалась при давлениях меньше 30 кбар.

В пиропах лерцолитового парагенезиса установлено (Цымбал С.Н., Цымбал Ю.С., 2003) наличие следующих элементов-примесей (г/т): Ni – 18–61; Co – 35–45; V – 115–287; Sc – 69–214; Zr – 56–73; Y – 4,8–54,0; Ga – 2–11; Hf<1,5; Nb<0,5; Sr<0,5. Температура равновесия пиропов определена по Ni-термометру и составила 750–1150°С, то есть, аналогична температуре образования пиропов из ореолов Новоград-Волынской площади. Большая часть пиропов с температурами равновесия 750–900°С по содержаниям Y, Zr и Ti относится к деплетированным пиропам, а среди пиропов с температурами равновесия 900–1150 °С имеются также слабо метасоматизированные разновидности.

Содержание РЗЭ в пиропах лерцолитового парагенезиса из ореолов Бердичевско-Винницкой площади колеблется обычно от 5–10 до 20–30 и лишь в единичных случаях достигает 83 г/т. В зависимости от концентрации и особенностей распределения их выделяется 7 типов пиропов. Пиропы первого типа (95% общего количества), как правило, среднехромистые (Cr_2O_3 – 3,5–6,0%), с обычными или несколько повышенными содержаниями CaO (до 6,5%) и TiO_2 (до 0,5%). Для них характерны, в целом, низкие концентрации РЗЭ (менее 20 г/т). При этом средние и особенно тяжелые РЗЭ в количественном отношении существенно преобладают над легкими. Содержание Ni варьирует от 19 до 57 г/т, что указывает на образование их в температурном интервале 800–1100°С. Судя по содержаниям Y (10–55 г/т) и Zr (5–50 г/т), они не были затронуты процессами высокотемпературного метасоматоза. Низкохромистые пиропы являются продуктами дезинтеграции хромшпинель-пироповых лерцолитов с высоким содержаним клинопироксена, а высокохромистые – пироповых лерцолитов с умеренным или низким его содержанием. Пиропы второго типа встречаются редко. По химическому составу (Cr_2O_3 – 1,5%) они близки к наименее хромистым разновидностям пиропов первого типа, но отличаются большей концентрацией РЗЭ (30,1 г/т) и несколько иным их распределением. Характерная особенность пиропов данного типа – высокие содержания тяжелых РЗЭ (г/т): Dy – 7,3; Ho – 2,1; Er – 7,0; Yb – 8,0; Lu – 1,3, что сближает их с пиропами четвертого типа Шепетовской площади Северо-западного района. Согласно Ni-термометру эти пиропы образовались при температуре около 950°С. Материнскими породами их были хромшпинель-пироповые лерцолиты с высоким содержанием клинопироксена. Пиропы третьего типа обнаружены в знаковых количествах в сарматских отложениях в западной части Бердичевского блока Бердичевско-Винницкой площади. Пиропы низкохромистые (Cr_2O_3 – 2,18%), умереннокальциевые, с низкими содержаниями Ti, V, Sc, Zr и Y. РЗЭ в них составляют около 7 г/т.

По содержанию легких и средних лантаноидов и нормированному по хондриту распределению РЗЭ пиропы третьего типа близки к пиропам первого типа и отличаются от последних лишь значительно более низкими концентрациями Er, Yb и Lu. Отношение La/Ce=0,1, что почти в четыре раза ниже, чем в хондрите. Пиропы представлены деплетированными низкотемпературными (Т=750–800°С) и низкобарическими (Р меньше 25 кбар) разновидностями парагенезиса равномернозернистых лерцолитов с высоким содержанием клинопироксена. Пиропы четвертого типа развиты ограниченно. Для них характерны повышенные содержания Cr_2O_3 (4,8%) и CaO (6,1%) и очень низкие – Ti (530 г/т), Zr (11,9 г/т), Y (5 г/т) и РЗЭ (6,7 г/т). Отношение La/Ce одно из самых низких (0,1). Температура равновесия составляет 900–950°С. Отмеченные особенности состава пиропов этого типа свидетельствует о высокой деплетированности их. Они являются продуктами дезинтеграции равномернозернистых лерцолитов с умеренным содержанием клинопироксена. Пиропы пятого типа установлены в небольшом количестве в балтских отложениях Винницкого блока Бердичевско-Винницкой площади. Они несколько обогащены Cr_2O_3 (3,5%), CaO (6,3%),

V (290 г/т) и Sc (130 г/т) и значительно обеднены Ti (860 г/т), Zr (22 г/т) и Y (12 г/т). Содержание суммы РЗЭ в них составляет 13–15 г/т. По характеру распределения РЗЭ пиропы пятого типа сходны с пиропами третьего типа. Температура равновесия их около 850°С. Материнскими породами для них были равномернозернистые лерцолиты с умеренным содержанием клинопироксена. Пиропы шестого типа встречаются очень редко в балтских отложениях Винницкого блока и в сарматских отложениях Бердичевского блока Бердичевско-Винницкой площади. Несмотря на значительную удаленность мест находок (около 160 км), пиропы близки между собой по химическому составу, набору и содержанию элементов-примесей, в т. ч. РЗЭ, что указывает на общность источников питания. Они представлены низкохромистыми разновидностями (Cr_2O_3 – 1,5–1,7%) с обычным содержанием CaO и повышенным TiO_2 (0,37–0,40%). Элементы примеси составляют (г/т): Ni – 40,9–41,3; Co – 39,3–40,1; Y – 22,5–23,5; Zr – 24,5–26,5; Sc – 75–83; V – 146–167; Ga – 7,4–7,8; Sr – 0,18–1,56; сумма РЗЭ – 20,1–20,3. По сравнению с пиропами первого типа, они значительно обогащены легкими лантаноидами. Отношение La/Ce в них ниже (0,27–0,33), чем в хондритах. Температура равновесия составляет 980–1000°С. Пиропы этого типа слабо метасоматизированы. Пиропы седьмого типа установлены в балтских отложениях Винницкого блока Бердичевско-Винницкой площади. От других пиропов они отличаются наибольшей обогащенностью РЗЭ (83 г/т) и специфическим характером их распределения: тяжелые и средние РЗЭ находятся примерно в таких же количествах, как и в пиропах первого типа и тренд их распределения близок к хондритовому, тогда как концентрация легких лантаноидов во много раз больше, чем в пиропах остальных типов. Отношения La/Ce почти такое же (около 0,38), как и в хондрите. Пиропы седьмого типа представлены низкохромистыми (Cr_2O_3 – 1,8%) разновидностями парагенезиса равномернозернистых лерцолитов с высоким содержанием клинопироксена. Температура равновесия их – около 1040°С. Они несколько обогащены Y (35 г/т), Zr (34 г/т), Sr (0,7 г/т). По характеру распределения РЗЭ пиропы этого типа близки к пиропам шестого типа.

Гранаты эклогитового парагенезиса широко развиты в осадочных породах Бердичевско-Винницкой площади. Их ореолы установлены в отложениях бучакской, полтавской и балтской свит, сарматского яруса и четвертичного возраста, где они составляют до 20–30% от общего количества пиропов. По размерам и морфологии зерен они не отличаются от пиропов перидотитового типа и имеют, видимо, общий с ними источник питания – кимберлитовые породы. По химическому составу и колориметрическим параметрам среди этих гранатов идентифицированы разновидности, характерные для магнезиальных, магнезиально-железистых и, предположительно, дистеновых эклогитов мантийного типа, а также эклогитоподобных пород корового типа. Соотношение гранатов перечисленных парагенезисов в разных ореолах значительно варьирует, но всегда преобладают гранаты из магнезиальных и магнезиально-железистых эклогитов. Гранаты парагенезиса магнезиальных эклогитов отличаются от пиропов низким содержанием хрома и магния и более высоким – железа и кальция. Пироповый компонент в них часто преобладает над альмандиновым, а гроссуляровый присутствует в незначительном количестве. Изредка в гранатах этого типа встречаются включения ильменита (MgO – 5,5%; MnO – 0,7%), рутила и сульфидов (пирротин, пентландит, халькопирит). Гранаты парагенезиса магнезиально-железистых эклогитов, по сравнению с таковыми магнезиальных эклогитов, содержат значительно больше железа и кальция, но меньше магния, состав их гроссуляр-пироп-альмандиновый. Гранаты парагенезиса дистеновых эклогитов характеризуются высоким содержанием кальция и, соответственно, гроссулярового компонента. О наличии гранатов этого типа может косвенно свидетельствовать совместное нахождение с ними в ореолах хромсодержащего дистена. Гранаты из эклогитоподобных пород по составу являются гроссуляр-пироп-альмандинами с заметной примесью андрадита. Иногда они содержат включения плагиоклаза. Поскольку плагиоклаз неустойчив при давлениях более 15 кбар, есть основания полагать, что гранаты этого парагенезиса образовались на глубине менее 40 км, т.е. выше поверхности Мохо.

Хромшпинелиды как возможные минералы-спутники алмаза начали широко изучаться при поисках алмазов на восточном склоне Бердичевского поднятия (Э.В. Мельничук и др.), когда концентраты шлиховых проб подлежали в обязательном порядке сплавлению в щелочах. При этом хромшпинелиды легко диагностировались и при необходимости извлекались для дальнейших исследований. Однако такой метод «концентрирования» хромшпинелидов приводил к тому, что морфология кристаллов и неправильных зерен претерпевала существенные изменения, не позволяющие судить, прежде всего, о степени их механической изношенности, а значит и об удаленности их коренных источников. При изучении шлиховых орео-

лов в пределах юго-западной части Бердичевского блока диагностика хромшпинелидов осуществлялась в тяжелых концентратах без их предварительного сплавления в щелочах. Благодаря этому удалось изучить морфологию кристаллов хромшпинелидов и проследить её изменения по площади и стратиграфическим горизонтам.

Хромшпинелиды выявлены в большинстве шлиховых проб. Количество их в пробах меняется от единичных зерен до 20–80 г/т. Высокое содержание хромшпинелидов в ореолах свидетельствует о наличии и близком расположении их материнских пород. Участки с повышенными содержаниями хромшпинелидов установлены в районе сел Ждановка, Филиополь, Унаков, Озадовка, Чернигородка и г. Казатин. Пространственное совпадение повышенных концентраций хромшпинелидов с ореолами пиропов позволяет рассматривать такие участки как перспективные на выявление коренных источников алмаза.

Результаты микрозондового анализа хромшпинелидов из ореолов в осадочном чехле отображены на диаграммах Cr_2O_3 – MgO и Cr_2O_3 – $A1_2O_3$ (рис. 34, 35). Для сравнения на них нанесены хромшпинелиды из ультраосновных пород массивов: Малые Кутища, Малый Острожок, Ждановка, Багриновцы и Кармелюково.

Рассмотрение этих диаграмм показывает, что встречающиеся в ореолах рассеяния хромшпинелиды представляют собой смесь мантийных и коровых разновидностей, соотношение между которыми на разных участках значительно варьирует, но доля хромшпинелидов мантийного типа всегда сравнительно высокая. В то же время в ультрабазитах изученных массивов хромшпинелиды мантийного типа, как правило, отсутствуют или отмечаются крайне редко, что говорит о малоглубинных условиях их кристаллизации. При этом хромшпинелиды из разных массивов образуют на диаграммах обособленные поля, распределение фигуративных точек в пределах которых отражает тренды изменения состава хромшпинелидов в зависимости от P-T условий и фугитивности кислорода минералообразующей среды. Таким образом, по химическому составу хромшпинелидов из ореолов рассеяния в осадочном чехле можно достаточно уверенно прогнозировать проявления ультрабазитового магматизма определенного состава и глубинности, а также кимберлитового магматизма, в т.ч. алмазоносного.

Кумановско-Мизяковский перспективный участок

В пределах Бердичевско-Винницкой площади наиболее контрастные ореолы индикаторных минералов кимберлитов выявлены в обрамлении Хмельникской зоны разломов, на склонах Филиопольско-Бруслиновской палеодепрессии и в области развития отложений балтской свиты в пределах Винницкого блока. Здесь по комплексу поисковых признаков и факторов (наличие ореолов индикаторных минералов кимберлитов, в том числе алмазов и др.) выделен Кумановско-Мизяковский перспективный участок. Он охватывает центральную и южную части площади. В его пределах установлены такие контрастные ореолы индикаторных минералов кимберлитов: Кумановский, Филиопольский, Кожуховский, Мизяковский и Винницкий (рис. 29, 32).

Кумановский ореол площадью 12,5 км^2 расположен в узле пересечения Хмельникской и Белокоровичско-Яблоновской тектонических зон, в пределах северо-западной части Хмельникского массива гранитов, прорванного многочисленными дайками субщелочных габбро-диабазов. На восточном фланге ореола расположен Ждановский ультрабазитовый массив штокоподобной формы, сложенный флогопитовыми перидотитами и флогопит-амфиболовыми пироксенитами.

Палеогеновая палеоповерхность в районе ореола представляет собой локальный выступ, ограниченный с трех сторон палеодолинами – притоками среднепалеогеновой (бучакской) Филиопольско-Бруслиновской реки. Осадочный чехол сложен глинами, реже тонкозернистыми песками среднесарматского подъяруса мощностью до 30 м. На них залегают плиоценовые (?) разнозернистые пески и красно-бурые глины мощностью до 7 м.

При заверке локальных магнитных аномалий здесь были установлены аномально высокие концентрации пиропов в базальных горизонтах осадочного чехла. Так, в двух скважинах содержание пиропов составляет до 1640 знаков на пробу 20 л. Высокие (до 1000 знаков) содержания пиропов зафиксированы также в двух других скважинах в 5–6 м выше поверхности коры выветривания. С пиропами постоянно ассоциируют хромшпинелиды и обогащенные магнием (MgO – 2–7%) ильмениты.

Среди пиропов 30–40% составляют зерна желтого и оранжевого цветов эклогитового парагенезиса. Абсолютное большинство их представлено неокатанными обломками и осколками более крупных зерен. Сколы обычно гладкие, блестящие, а на обломках зерен развиты отчетливые скульптуры гипергенного растворения – бугорчатые и пирамидально-черепитчатые. Размер пиропов редко превышает 0,5 мм. Их ореол является «базальным» в юго-западной части, и подвешенным – в восточной, где он отрывается от поверхности фундамента на 3–15 м.

Хромшпинелиды представлены правильными, редко несколько удлиненными по одной из осей кристаллами октаэдрического габитуса с гладкой блестящей или слабо корродированной (матированной) поверхностью, встречаются также сростки кристаллов и многочисленные зерна неправильной формы. Визуально и электронно-микроскопическими исследованиями среди хромшпинелидов в заметных количествах установлены кристаллы, ребра которых усложнены узкими гранями ромбододекаэдра, а также «мириоэдрические» кристаллы, близкие по морфологическим особенностям к таковым из кимберлитов.

Кристаллы и зерна неправильной формы, как правило, не несут признаков механического износа. Размер их не превышает 0,5 мм и составляет преимущественно 0,2–0,4 мм.

Более 70% хромшпинелидов по составу соответствуют разновидностям мантийного типа лерцолитового парагенезиса графит-пироповой фации глубинности. Это, в основном, мириоэдрические и октаэдрические кристаллы. Хромшпинелиды неправильной формы являются преимущественно коровыми образованиями и по составу в большинстве своем близки к хромшпинелидам из слюдистых перидотитов Ждановской интрузии.

Магнезиальные ильмениты представлены мелкими (0,2–0,3 мм, редко до 0,5 мм) уплощенными кристаллами с гладкой блестящей или слабо матированной поверхностью, без следов механического износа. В отдельных шлихах их количество составляет 500–1000 знаков. Содержание MgO в таких ильменитах колеблется от 2–3 до 6–7%. Близкие по составу и морфологии ильмениты установлены в слюдистых перидотитах Ждановской, Малокутищенской, Немировской и Малоострожской интрузий.

В формировании Кумановского ореола, несомненно, принимали участие продукты разрушения Ждановской интрузии. В отдельных шлихах, отобранных из песков среднесарматского возраста в 3 км северо-западнее Ждановской интрузии, наряду с характерными для неё хромшпинелидами в весовых количествах установлены роговая обманка и гастингсит, а в знаковых количествах – флогопит и самородная медь, близкие по составу таковым из этой интрузии. Однако основную роль в питании этого ореола играли коры выветривания гранитоидов бердичевского комплекса и ещё не выявленные кимберлиты, скорее всего, дайкового типа, развитые предположительно западнее и северо-западнее Кумановского ореола.

В центральной части Кумановского ореола в пробе массой 1,4 т, отобранной из плиоценовых песков в карьере вблизи с. Ждановка, выявлено 2 алмаза желтого цвета размером до 0,2 мм; один из них имеет яйцеобразную форму, другой – октаэдрическую. В той же пробе найдены единичные зерна хромдиопсида. Не исключено, что находки одного алмаза в районе г. Хмельник и двух алмазов у с. Малый Мытник также связаны с Кумановским ореолом.

Таким образом, наличие алмазов и контрастного ореола пиропов и хромшпинелидов ближнего сноса, находки проявлений ультраосновного магматизма и другие факторы свидетельствуют о возможности выявления коренных источников алмаза к западу от Кумановского ореола и необходимости проведения здесь детальных грави-магниторазведочных и буровых работ.

Филиопольский ореол расположен в северной части Кумановско-Мизяковского участка. Он выявлен в 1998–2000 г.г. в результате изучения бучакской палеодолины. Здесь в пяти сближенных скважинах в разнозернистых песках из базального горизонта бучакской свиты были диагностированы пиропы в количестве от 50 до 220 знаков на 20-литровую пробу.

В районе ореола кристаллический фундамент сложен бердичевскими гранитоидами, содержащими ксенолиты двупироксеновых кристаллосланцев днестровско-бугской серии. Кроме того, встречаются небольшие по размерам (200–500 м^2) тела мелкозернистых рассланцованных метагабброидов, которые обуславливают магнитные аномалии интенсивностью до 1000 нТл.

Филиопольский ореол детализирован 42 скважинами на площади 12х1 км. Базальные горизонты отложений, распространенных в пределах бучакской долины к северу, востоку и югу от ореола, пиропов почти не содержат. На площади ореола количество пиропов колеблется обычно от 100 до 260 знаков на

20-литровую пробу и лишь иногда достигает 639 знаков. Среди пиропов преобладают неизношенные обломки и осколки зерен класса 0,3–0,5 мм, на поверхности которых широко развиты каплевидные, бугорчатые, ступенчатые и другие скульптуры растворения. Встречаются также кубоиды. Такие же скульптуры характерны для альмандина и многих других минералов из коры выветривания. В отдельных пробах обнаружены обломки пиропов размером до 0,7–1 мм. Цветовая гамма пиропов такова: розовые – 41%, фиолетовые – 25%, оранжевые – 20%, красные – 14%. Филиопольский ореол отличается от Мизяковского ореола, расположенного в 30 км к юго-востоку, несколько меньшим содержанием альмандин-пиропов оранжевого цвета.

Большинство пиропов Филиопольского ореола относится к лерцолитовому типу. Оранжевые гранаты по оптико-спектроскопическим характеристикам и химическому составу соответствуют парагенезису Mg-Fe эклогитов, в т.ч. алмазоносных.

В базальных горизонтах осадочного чехла, особенно песчаных отложений сарматского возраста, часто встречаются в аномальных количествах хромшпинелиды (10–60 г/т) и обогащенные магнием ильмениты.

Среди хромшпинелидов преобладают неизношенные кристаллы октаэдрического габитуса с блестящей или слабо корродированной поверхностью. Часто отмечаются также «мириоэдрические» кристаллы с многочисленными мелкими гранями и октаэдры, ребра и вершины которых осложнены дополнительными гранями. Такие кристаллы являются типоморфными для кимберлитов. Размер их обычно не превышает 0,35 мм. Около 30% хромшпинелидов представлены зернами неправильной формы без признаков механического износа. Крупность их варьирует от 0,1 до 0,4 мм. Морфологические отличия хромшпинелидов указывают на поступление их из разных, но близко расположенных коренных источников. Для хромшпинелидов неправильной формы таковыми были, в частности, слюдистые перидотиты Ждановской интрузии, находящейся в 10–12 км северо-западнее от Филиопольского ореола. Что же касается кристаллов хромшпинелидов, то их коренные источники в пределах предполагаемой области сноса пока не известны. По особенностям состава хромшпинелиды подразделяются на мантийные и коровые. При этом хромшпинелиды мантийного типа количественно преобладают над хромшпинелидами корового типа и в целом близки или идентичны таковым из Кумановского ореола. Микрозондовый анализ хромшпинелидов показал наличие среди них высокохромистых (Cr_2O_3 >62%) хромитов, но в связи с низким содержанием MgO (менее 10%), их отнесение к алмазной ассоциации проблематично.

Обогащенный магнием (MgO до 5–7%) ильменит встречается в виде прекрасно ограненных и большей частью уплощенных кристаллов без следов механического износа. Поверхность граней гладкая, блестящая, редко матированная. По морфологии, особенностям поверхности, размерам кристаллов, а также химическому составу этот ильменит не отличается от такового Кумановского ореола.

Полученные данные позволяют заключить, что Кумановский и Филиопольский ореолы имеют общую область сноса обломочного материала и одни и те же коренные источники пиропов, хромшпинелидов и Mg-ильменита. Есть все основания прогнозировать наличие в этой области сноса кимберлитовых тел дайкового типа, обогащенных ксенолитами и продуктами дезинтеграции верхнемантийных лерцолитов, вебстеритов и эклогитов.

В 2000 г. в центральной части Филиопольского ореола была проведена наземная магнитная съемка масштаба 1:10 000 и выявленные шесть локальных магнитных аномалий интенсивностью от 15 до 500 нТл заверены бурением. Скважинами вскрыты преимущественно ксенолиты и мелкие тела слабомагнитных пироксеновых кристаллосланцев и гранитизированных пироксенитов. В результате этих работ ореол индикаторных минералов кимберлитов локализован до 0,5 км^2. Магнитная съемка показала отсутствие здесь заслуживающих внимания аномалий трубочного или дайкового типов.

Кожуховский ореол площадью около 10 км^2 расположен на восточном фланге пересечения Хмельникской и Белокоровичско-Яблоновской зон разломов, в пределах юго-западной части Хмельникского гранитного массива и северо-западного склона Литинского эндербитового купола. На примыкающей с запада территории развиты дайки субщелочных габбро-диабазов, а в 15 км западнее от ореола, в зоне Хмельницкого разлома, находятся Антоновский и другие массивы щелочно-ультраосновных пород. Породы кристаллического фундамента перекрыты глинами и тонкозернистыми песками сарматского яруса мощностью 15–20 м, в которых установлены повышенные концентрации пиропов (до 500 знаков на пробу 20 л).

Приложение II

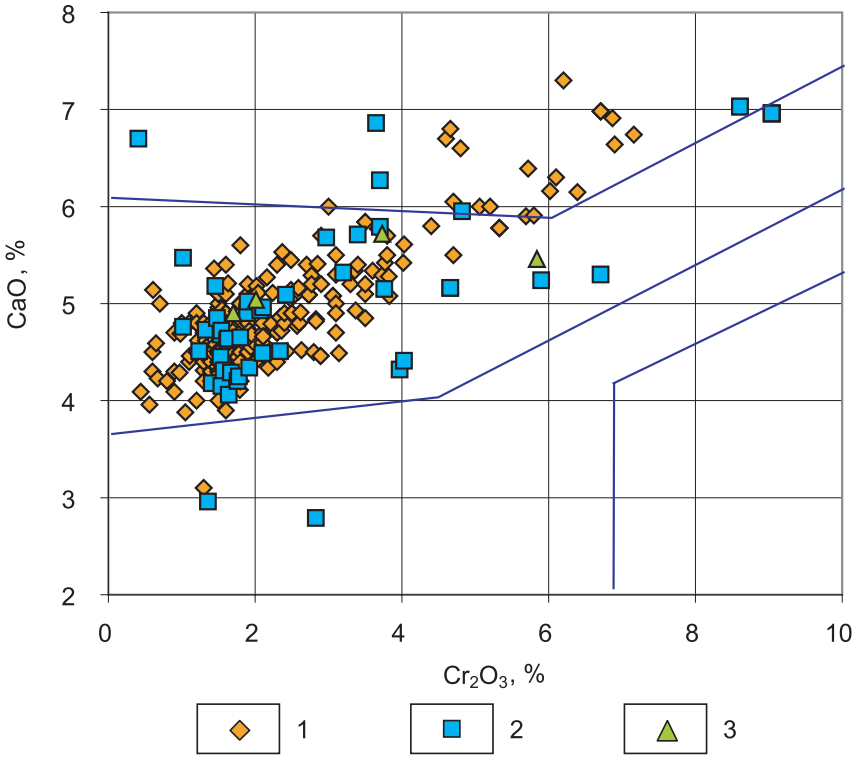


Рис. 27. Состав пиропов из базальных горизонтов осадочного чехла Побужского района.

Пиропы из отложений: 1 – четвертичных; 2 – палеоген-неогеновых; 3 – меловых.

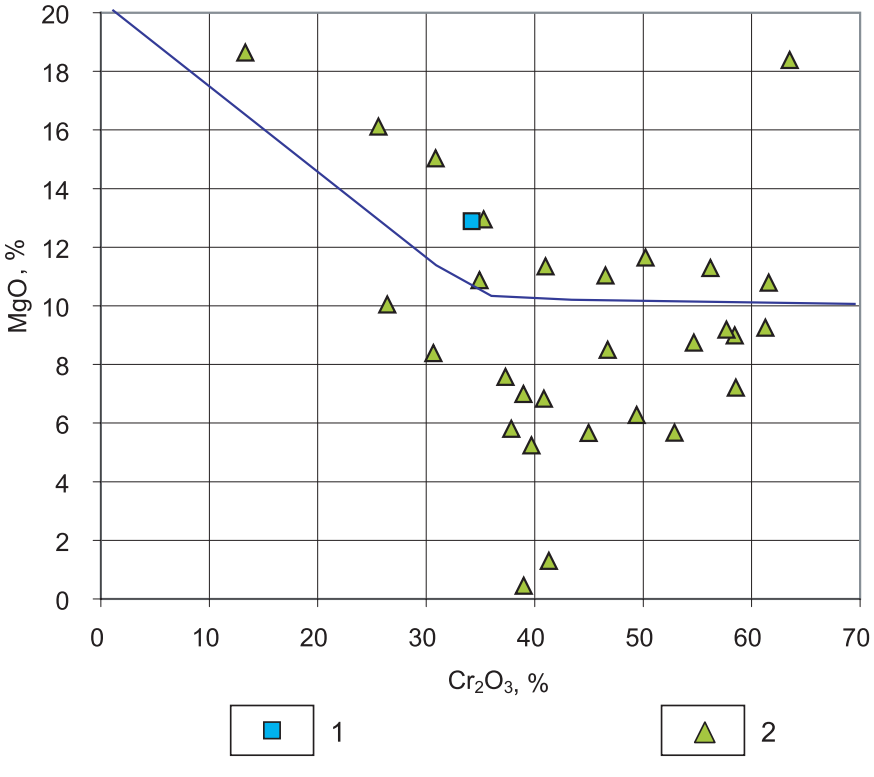


Рис. 28. Состав хромшпинелидов из базальных горизонтов осадочного чехла Побужского района.

Хромшпинелиды из отложений: 1 – четвертичных; 2 – палеоген-неогеновых.

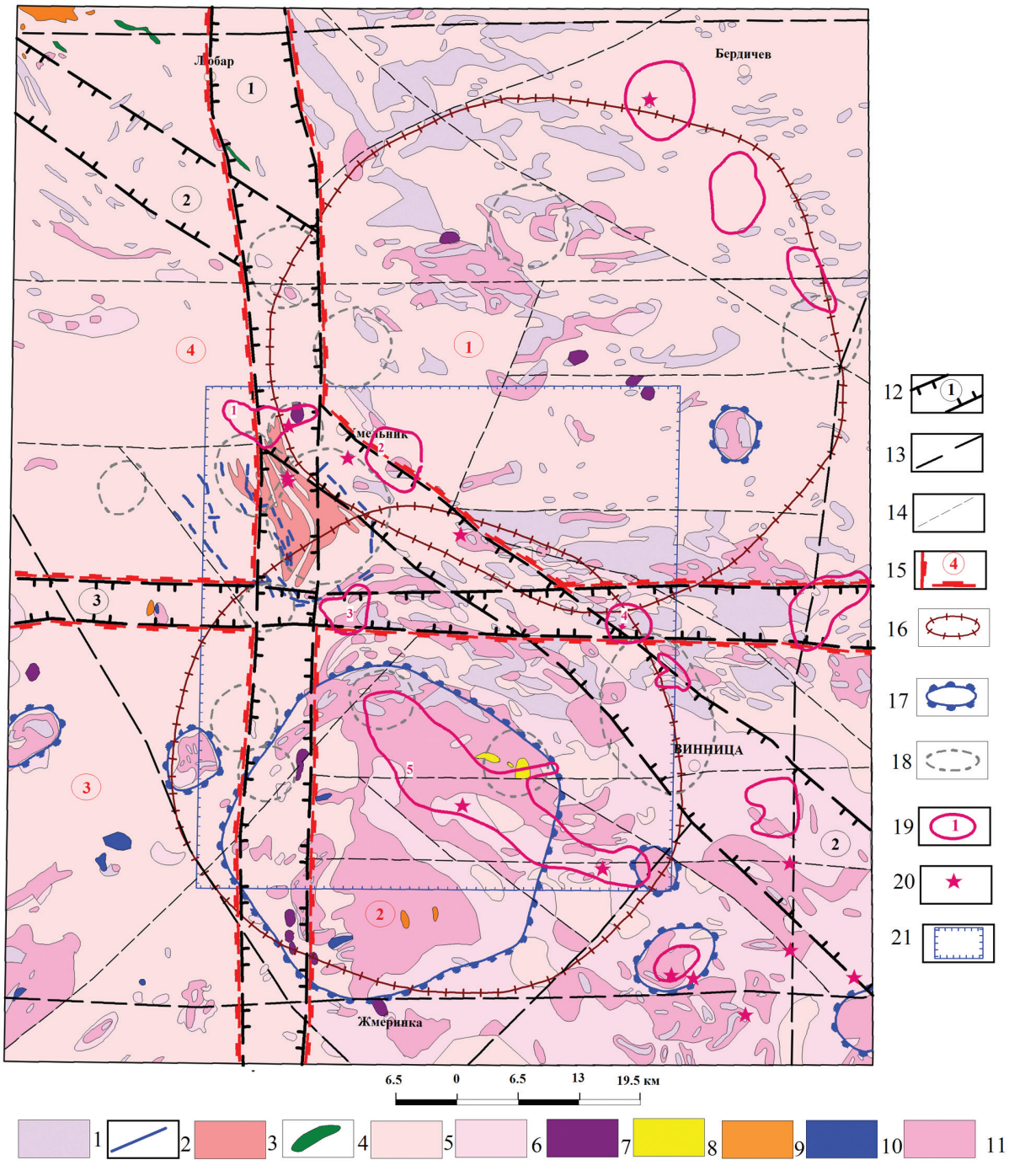


Рис. 29. Карта перспектив алмазоносности Бердичевско-Винницкой площади.

1 – палеоархей: метаморфические образования днестровско-бугской серии – кристаллосланцы пироксеновые и амфиболовые (метаморфизованные вулканиты); 2–11 – интрузивные и ультраметаморфические образования: 2 – неопротерозой: дайковый комплекс субщелочных габбро-диабазов, 3–4 – мезопротерозой: 3 – хмельникский интрузивный комплекс гранитов лейкократовых, 4 – дайковый комплекс метадиабазов; 5–11 – палеопротерозой: 5–6 – бердичевский ультраметаморфический комплекс – граниты и мигматиты биотитовые, гранат-биотитовые с кордиеритом (5), винниците (6); 7–10 – проскуровский интрузивный комплекс – перидотиты оливин-флогопитовые, пироксениты (7), карбонатиты (8), сиениты, габбросиениты (9), габбро, габбро-амфиболиты (10), 11 – неоархей: литинский ультраметаморфический комплекс – чарнокиты, эндербиты, эндербит-мигматиты; 12–14 – разрывные нарушения: 12 – зоны разломов мантийно-корового заложения: 1 – Белокоровичско-Яблоновская, 2 – Хмельникская, 3 – Хмельницкая, 13 – разломы мантийно-корового заложения, 14 – прочие разломы; 15 – блоки кристаллического фундамента: 1 – Бердичевский, 2 – Винницкий, 3 – Летичевский, 4 – Староконстантиновский; 16–18 – кольцевые структуры: 16 – выделенные по данным структурно-геоморфологического анализа, 17–18 – выделенные по гравимагнитным данным: купола эндербитов (17), неустановленной природы (18); 19 – ореолы повышенной концентрации пиропов в осадочных отложениях, в том числе наиболее перспективные: 1 – Кумановский, 2 – Филиопольский, 3 – Кожуховский, 4 – Мизяковский, 5 – Винницкий; 20 – находки алмазов; 21 – перспективный участок.

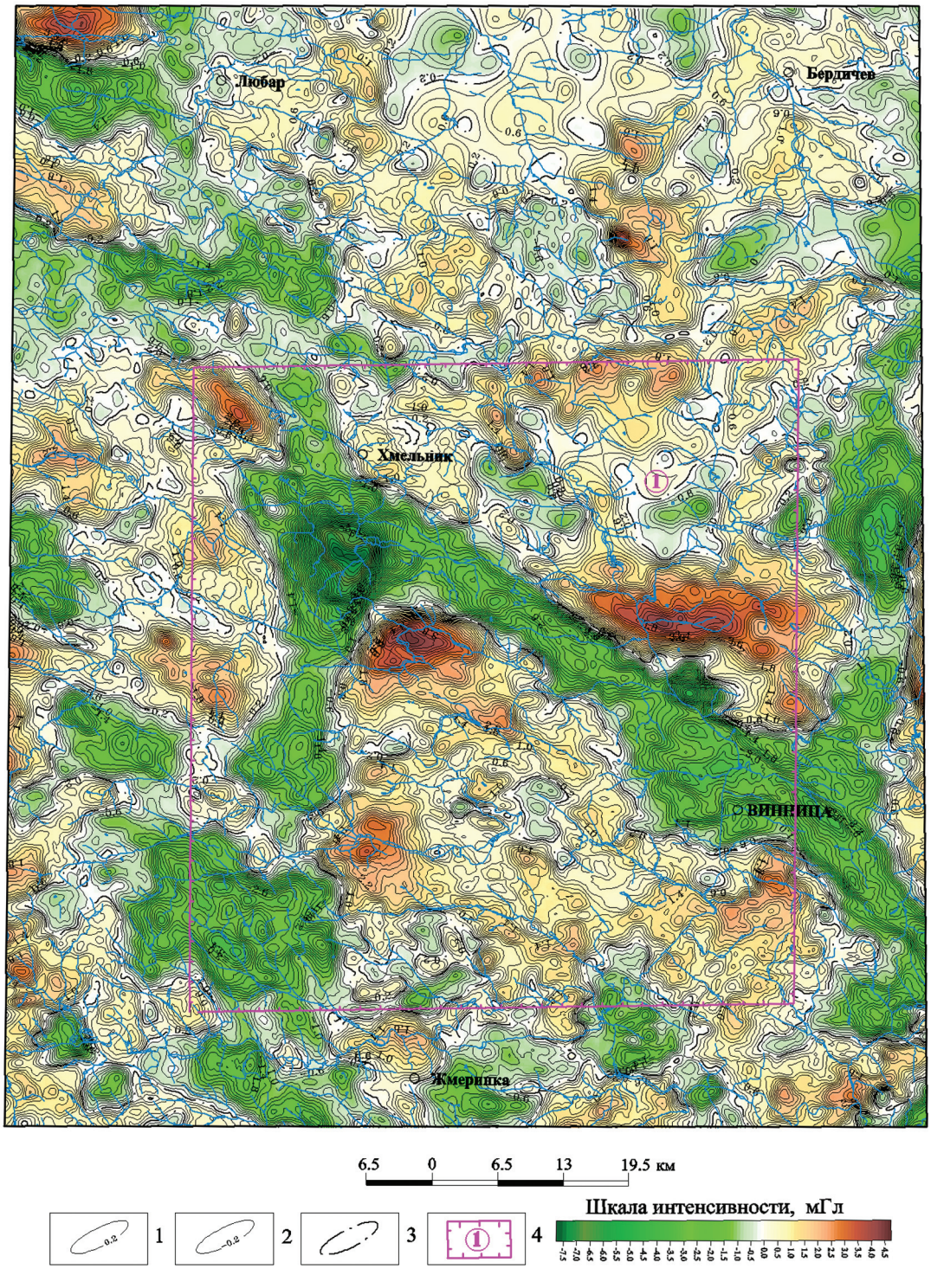


Рис. 30. Карта остаточных аномалий гравитационного поля $\delta\Delta g_{Буге}$ ($R_{0.5км} - R_{8км}$) Бердичевско-Винницкой площади.

1–3 – изолинии δΔg, мГл: 1 – положительные, 2 – отрицательные, 3 – нулевые; 4 – Кумановско-Мизяковский перспективный участок.

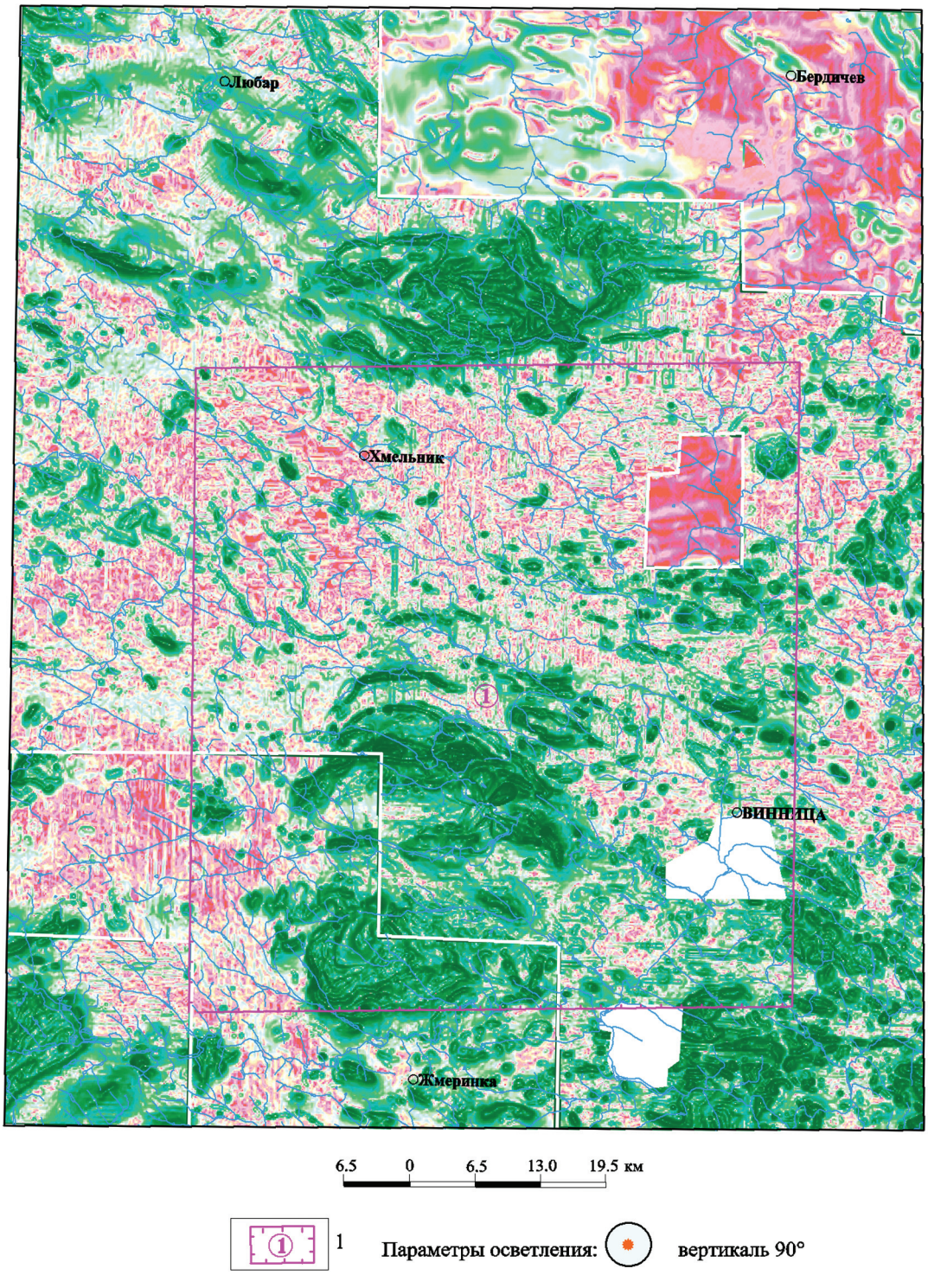


Рис. 31. Карта аномального магнитного поля ΔZa, ΔTa Бердичевско-Винницкой площади.

1 – Кумановско-Мизяковский перспективный участок.

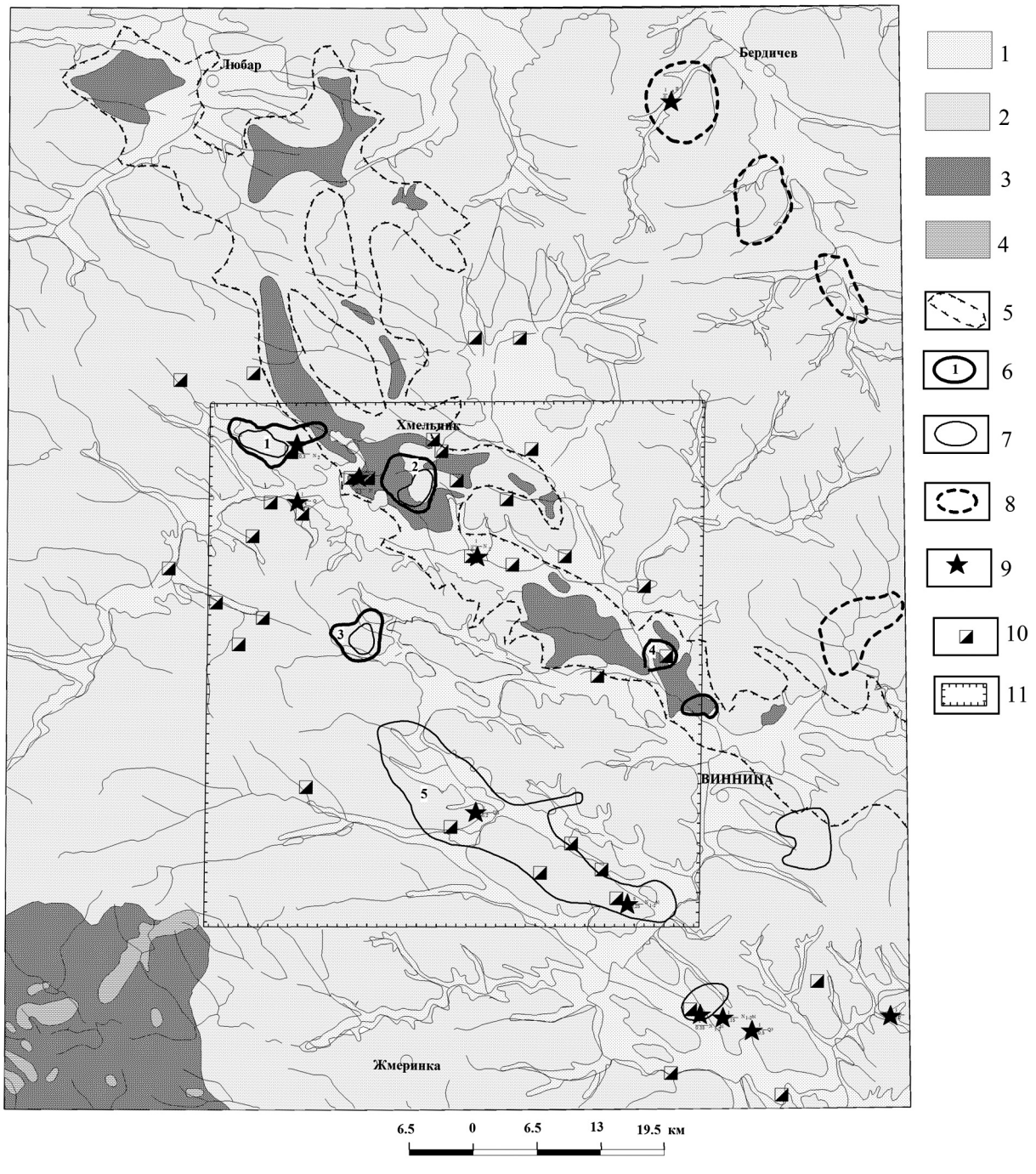


Рис. 32. Ореолы пиропов в базальных отложениях осадочного чехла Бердичевско-Винницкой площади.
1–4 – отложения осадочного чехла: четвертичная система – отложения современных речных долин (1); неогеновая система – прибрежно-морские и морские песчано-глинистые отложения с прослоями известняков (2); палеогеновая система – аллювиальные и озерно-болотные глинисто-песчаные отложения (3); меловая система – морские песчаные отложения (4); 5 – граница бучакской палеодепрессии; 6–8 – ореолы повышенной концентрации пиропов в отложениях: 6 – палеогеновой, 7 – неогеновой, 8 – четвертичной систем: 1 – Кумановский, 2 – Филиопольский, 3 – Кожуховский, 4 – Мизяковский, 5 – Винницкий; 9 – находки алмазов в осадочных отложениях; 10 – места отбора крупнообъемных проб в осадочных неоген-четвертичных отложениях; 11 – перспективный участок.

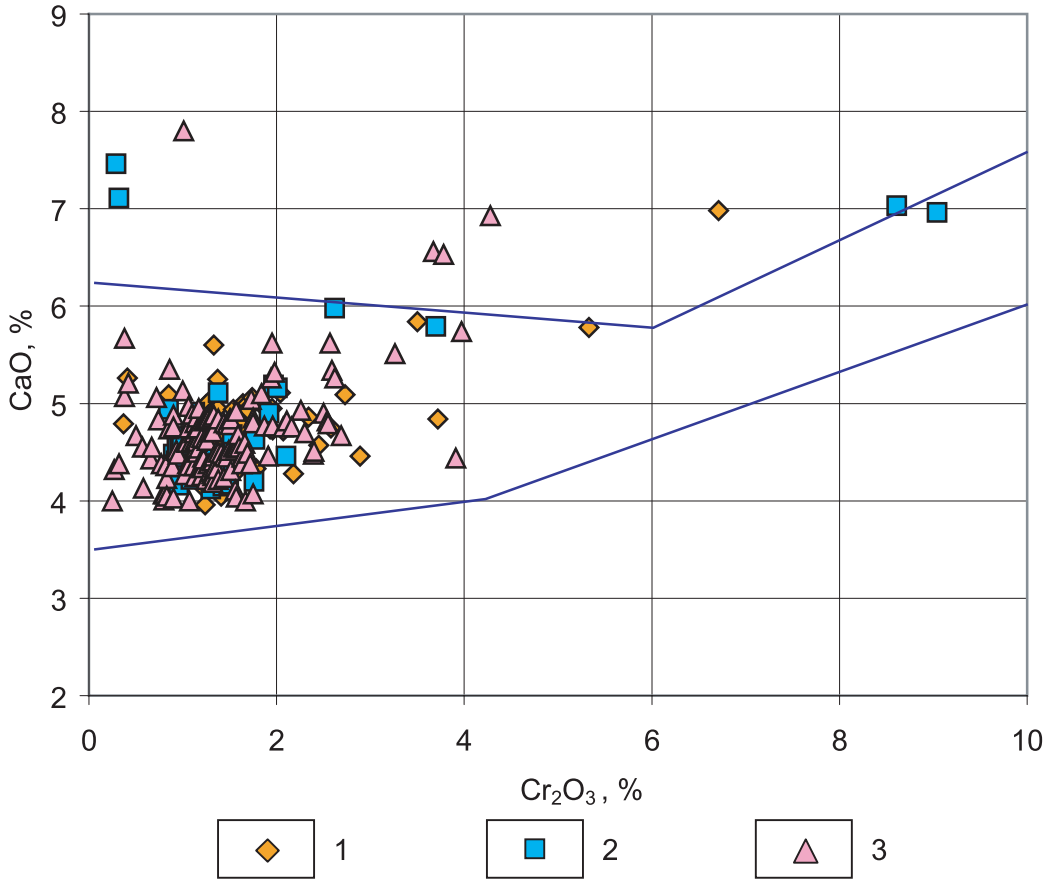


Рис. 33. Состав пиропов из базальных горизонтов осадочного чехла Бердичевско-Винницкой площади.

Пиропы из отложений: 1 – четвертичной системы, 2 – сарматского яруса неогеновой системы, 3 – бучакской свиты палеогеновой системы.

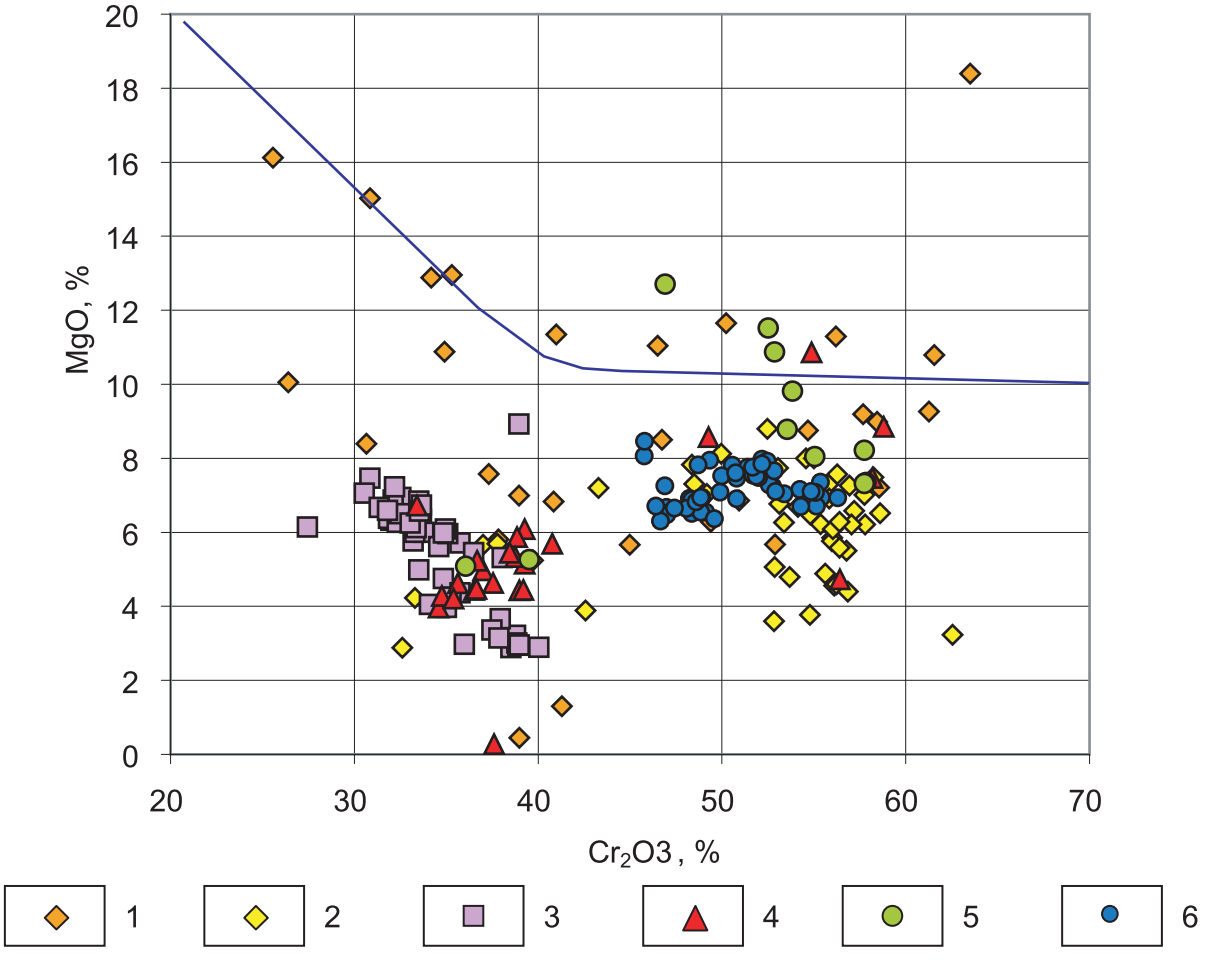


Рис. 34. Состав хромшпинелидов из отложений осадочного чехла и ультрабазитов Бердичевско-Винницкой площади.

Хромшпинелиды из: 1 – осадочного чехла; 2–5 слюдистых ультрабазитов интрузий: 2 – Малокутыщенской, 3 – Ждановской, 4 – Кармелюковской, 5 – Багриновской, 6 – Малый Острожок.

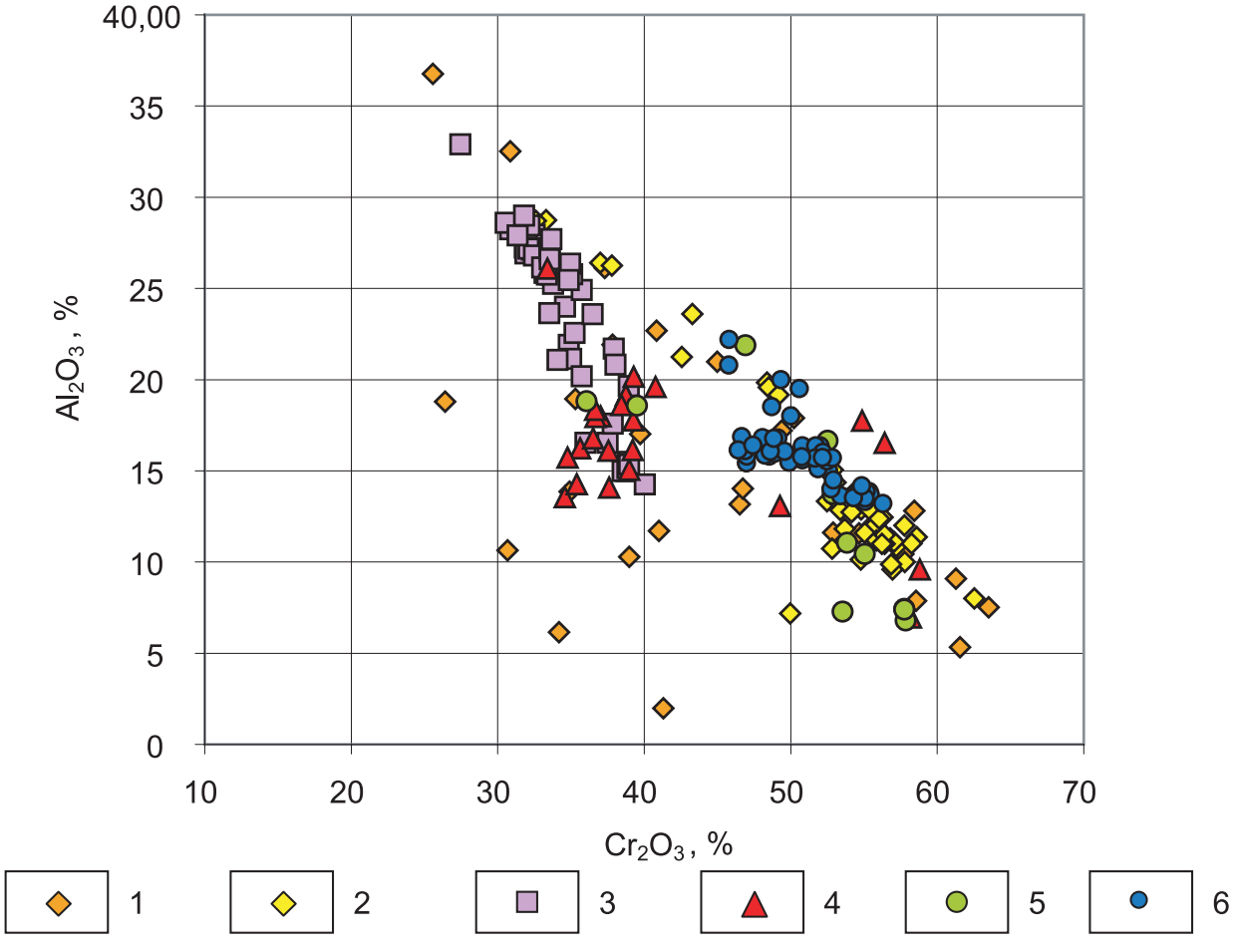


Рис. 35. Состав хромшпинелидов из отложений осадочного чехла и ультрабазитов Бердичевско-Винницкой площади.

Хромшпинелиды из: 1 – осадочного чехла; 2–5 – слюдистых ультрабазитов интрузий: 2 – Малокутыщенской, 3 – Ждановской, 4 – Кармелюковской, 5 – Багриновской, 6 – Малый Острожок.

В центральной части ореола разбурена одна из 12 обнаруженных здесь локальных магнитных аномалий амплитудой 200 нТл. Скважина вскрыла «слепое» тело ортопироксенитов мощностью более 6 м. В базальном горизонте песчанистых глин среднего сармата, вблизи пироксенитов, содержатся пиропы в количестве 360–410 знаков на пробу 20 л. Это преимущественно обломки размером 0,2–0,6 мм, среди которых, в отличие от Кумановского ореола, преобладают фиолетовые разновидности. В значительных количествах присутствуют также хромшпинелиды. Восточная часть ореола характеризуется низким содержанием пиропов – от 8 до 64 знаков на пробу 20 л. Но прогнозировать наличие кимберлитов в центральной части ореола нет веских оснований в связи с отсутствием у минералов мантийного происхождения признаков, свидетельствующих о поступлении их в результате непосредственного размыва этих кимберлитов. Морфологические особенности глубинных минералов из Кожуховского ореола указывают на то, что их коренные источники значительно удалены от ореола и расположены на северо-запад от него.

Мизяковский ореол выявлен в восточной части Кумановско-Мизяковского участка, в пределах южной части Филиопольско-Бруслиновской палеодолины. Он изучен только одним профилем скважин. Другие профили скважин, расположенные на расстоянии 4–5 км севернее и южнее, вскрыли осадочные породы, в которых пиропов мало или они вовсе отсутствуют. Ореол не оконтурен. Отложения бучакской свиты, залегающие на коре выветривания пород фундамента, представлены разнозернистыми, преимущественно грубозернистыми песками с примесью углистых частиц, а также углистыми глинами с прослоями бурого угля. Мощность их достигает 18 м. В тяжелой фракции преобладают альмандин (70–75%) и ильменит. В повышенных количествах (до 2%) присутствуют монацит и циркон, сравнительно часто отмечаются ортопироксен и амфибол (роговая обманка, тремолит), что свидетельствует об образовании бучакских отложений за счет продуктов размыва преимущественно местных гранитоидов бердичевского комплекса. На отложениях бучакской свиты несогласно залегают тонкозернистые пески и глины среднесарматского подъяруса мощностью 2–10 м. Они повсеместно перекрыты отложениями четвертичного возраста.

Содержание пиропов в бучакских отложениях на площади Мизяковского ореола колеблется от 100 до 550 знаков на пробу объемом 20 л, а в перекрывающих их сарматских и четвертичных отложениях составляет 30–170 знаков.

Общая характеристика их из мелкообъемной пробы массой 1 т, отобранной из бучакских песков и исследованной в Укр ГИМР (А.И. Чашка и др.), приведена в таблице 16.

Таблица 16

Характеристика пиропов из бучакских отложений Мизяковского ореола

Цвет распределение,%	Оранжевый с оттенками	Розовый		Фиолетово-розовый	Фиолетовый	
	52	28		15	5	
Размер, ± мм распределение, %	0,2	0,3	0,4	0,5	0,6	0,7
	24	32	14	14	4	5
Характер поверхности распределение, %	Тонкоматированная	Гладкая	Ямчатая	Бороздчатая	Черепитчатая	
	61	16	7	7	3	
Степень окатанности распределение, %	Неокатанные		Слабоокатанные		Окатанные	
	25		75		-	

Среди пиропов преобладают неокатанные и слабоокатанные обломки размером 0,2–0,5 мм преимущественно оранжевого и розового цветов.

По данным микрозондового и оптико-спектроскопического анализов розовые и фиолетовые пиропы принадлежат к лерцолитовому и вебстеритовому парагенезисам, а оранжевые – к эклогитовому. Для большинства пиропов характерно низкое содержание Cr_2O_3 (1–3%). Они относятся к графит-пироповой фации глубинности (рис. 34). Среди гранатов эклогитового парагенезиса есть разновидности алмазной ассоциации. Обращает на себя внимание близость или идентичность состава пиропов из бучакских, сарматских и четвертичных отложений, что говорит о едином коренном источнике их питания.

Содержание хромшпинелидов в осадочных отложениях Мизяковского ореола обычно низкое и лишь иногда достигает нескольких г/т. Они представлены преимущественно сильно уплощенными кристаллами октаэдрического габитуса размером 0,2–0,4 мм, редко 0,5–0,8 мм. Состав их варьирует в широких пределах – от низкохромистых (Cr_2O_3<20%) до высокохромистых (Cr_2O_3 – 62%). Среди них выделяются разновидности мантийного и корового типов, соотношение между которыми составляет примерно 1,5:1. Разновидности алмазной ассоциации не установлены. В ореоле почти отсутствуют хромшпинелиды, характерные для слюдистых перидотитов Ждановской интрузии, расположенной в 45 км северо-западнее, в пределах Филиопольско-Бруслиновской погребенной бучакской долины. В то же время в этом ореоле идентифицированы высохромистые (Cr_2O_3 – 50–62%) низкомагнезиальные (MgO – 4–9%) хромиты, развитые в слюдистых перидотитах интрузий Малые Кутища и Малый Острожок, находящихся в 30 км севернее Мизяковского ореола.

Имеющиеся минералогические данные не позволяют рассматривать непосредственно прилегающие к ореолу возвышенности фундамента в качестве основных областей сноса пиропов, хромшпинелидов и других глубинных минералов, коренные источники их удалены от ореола на 30–50 км.

Винницкий ореол расположен в южной части Кумановско-Мизяковского участка. Он имеет ленточидную форму (длина около 30 км, ширина 3–8 км) и локализован вдоль юго-западного склона валоподобного поднятия фундамента, вытянутого в северо-западном направлении. Длина поднятия более 80 км, ширина 5–10 км. Отметки поверхности докембрийского фундамента в его пределах достигают 280–300 м. Это поднятие почти повсеместно перекрыто морскими отложениями среднего сармата, в базальных горизонтах которых установлены в небольшом количестве пиропы и хромшпинелиды.

Винницкий ореол приурочен в основном к континентальным отложениям балтской свиты. В 80% шлиховых проб из них обнаружены пиропы и хромшпинелиды, а в отдельных пробах также мелкие алмазы (с. Бохоники). Концентрируются эти минералы на нескольких гипсометрических уровнях: 247 м (± 1 м), 251 м (± 1 м), 273 м (± 2 м), но наиболее высокое содержание их отмечено в гравийно-галечных и грубозернистых отложениях русловой и дельтовой фаций из верхней части разреза балтской свиты (от 200 до 1000 знаков на пробу 20 л). Здесь же они имеют и наибольшую крупность: зерна пиропа размером 0,4–0,6 мм составляют 78%, 0,6–1 мм – 18%, больше 1 мм – около 1%. В отдельных пробах содержание пиропов класса +1 мм достигает 10%, а в окрестностях с. Строинцы найден пироп размером 4,5х5,5 мм (Д.А. Лавров, А.И. Кручек и др., 1970). Пиропы в большинстве своем неокатанные и очень слабо окатанные. Есть также окатанные зерна, но их количество, как правило, невелико. В северо-западной части ореола неокатанные зерна преобладают над слабоокатанными.

Среди пиропов выделены разновидности светло-фиолетового, светло-лилового, лилово-розового, красного, оранжевого и розовато-оранжевого цвета, но основная масса их имеет розовую и оранжевую окраску. Пиропы, в основном, низко- и среднехромистые (Cr_2O_3 меньше 5%) умереннокальциевые (CaO – 4–5%). Они относятся к вебстеритовому и лерцолитовому парагенезисам графит-пироповой фации глубинности. Оранжевые гранаты альмандин-пиропового состава принадлежат к эклогитовому типу, в т.ч. алмазной ассоциации.

Хромшпинелиды постоянно встречаются в шлихах из балтских отложений. Наиболее высокая концентрация их отмечена на участках повышенного содержания пиропов. Хромшпинелиды представлены мелкими (< 0,5 мм) кристаллами октаэдрического габитуса, их обломками и зернами неправильной формы, часто с заметными признаками механической изношенности. Изредка отмечаются также мирио-эдрические кристаллы. По особенностям состава среди них выделены разновидности мантийного и корового типов, при этом первые количественно значительно преобладают. Состав их варьирует в широких пределах (Cr_2O_3 – 15–63%, MgO – 4–19%), но хромиты алмазного парагенезиса не обнаружены.

Для Винницкого ореола характерно наличие обогащенного MgO (до 6–7%) ильменита, образующего хорошо сохранившиеся уплощенные кристаллы размером 0,1–0,4 мм. Поверхность их гладкая, блестящая, без признаков интенсивного механического износа. По морфологии и составу эти пикроильмениты не отличаются от таковых Кумановского ореола.

Винницкий ореол и вмещающие его аллювиальные и дельтовые отложения балтской свиты сформировались, в основном, за счет продуктов размыва мелководных морских отложений среднесарматского возраста, развитых северо-западнее ореола или непосредственно в его пределах. Минералы-спутники алмаза из этого ореола близки или идентичны по составу таковым из Кумановского и Кожуховского ореолов, но имеют более высокую степень изношенности и, в целом, большую крупность. Вместе с тем в балтских отложениях присутствуют прослои и линзы крупнозернистых песков, гравелитов и галечников, поступление которых в результате перемыва среднесарматских отложений вряд ли возможно. По данным А.П. Мельника (1960, 1962), Л.Н. Дружинина (1973) и других исследователей, в направлении с севера на юг наблюдается уменьшение содержания и размеров галечно-гравелистого материала в балтских отложениях и улучшение степени окатанности его в том же направлении. На этом основании сделано предположение, что такой материал мог поступать с северо-запада и с севера в результате размыва кор выветривания докембрийских пород фундамента и более древних осадочных пород. В составе галечного материала установлены глауконит-кварцевые песчаники, кремни, известняки, кварцитовидные породы, жильный кварц, гранитоиды и некоторые другие породы. Области сноса этого материала располагались большей частью в пределах Бердичевского поднятия, о чем свидетельствует наличие в гравийно-галечном материале таких характерных для гранитоидов бердичевского комплекса минералов как монацит и альмандин.

В Винницком ореоле прямые минералогические признаки близости кимберлитов или лампроитов отсутствуют. Ореол заслуживает детализации, прослеживания в северо-западном и юго-восточном направлении и мелкообъемного опробования грубозернистых разновидностей балтских отложений.

Алмазоносность балтских и подстилающих их среднесарматских отложений в пределах Винницкого ореола изучалась в процессе геологических съемок и специализированных поисковых работ. При этом опробовались только верхние слои осадочной толщи и диагностировался, главным образом, алмаз и пироп. Изучению гранатов эклогитового типа, а также хромшпинелидов и пикроильменитов почти не уделялось внимание, вплоть до последнего времени.

Следует иметь в виду, что в северо-западной части Кумановско-Мизяковского участка, в узле пересечения Хмельникской и Белокоровичско-Яблоновской зон глубинных разломов, расположен пояс даек субщелочных габбро-диабазов неопротерозойского комплекса. Их можно рассматривать как корневые магмоподводящие зоны вулканических извержений трещинного типа, с которыми, вероятнее всего, связаны также кимберлиты дайкового типа. К югу от дайкового пояса известны четыре массива щелочно-ультраосновных пород, а в южной части Кумановско-Мизяковского участка расположен Литинский эндербитовый купол, в пределах которого выявлены локальные субизометричные магнитные аномалии небольших размеров. Основными критериями отнесения этих аномалий к разряду перспективных являются небольшие их размеры (до 100 м в диаметре), интенсивность (не выше 500–600 нТл), совпадение эпицентральной части магнитного максимума с областью локализованного минимума силы тяжести. Эти факторы в сочетании с максимальными концентрациями пиропов и находками алмазов в осадочном чехле могут быть основанием для продолжения поисковых работ на алмазы на данном участке.

Приведенные данные позволяют считать Кумановско-Мизяковский участок высокоперспективным для поисков коренных источников алмазов.

Выводы

Бердичевско-Винницкая площадь характеризуется наличием основных критериев и признаков коренной алмазоносности: пересечения зон мантийно-коровых разломов, одна из которых (Хмельникская) может быть кимберлитоконтролирующей; проявлений ультраосновного и щелочно-ультраосновного магматизма, в т. ч. дайковой фации; контрастных ореолов индикаторных минералов кимберлитов, в том числе и алмазов, в базальных отложениях чехла.

Факторы и признаки алмазоносности в большей части присущи центральной и юго-западной частям площади, где выделен Кумановско-Мизяковский участок, а в его пределах – Кумановский, Филиопольский, Кожуховский, Мизяковский и Винницкий ореолы минералов-спутников алмаза, в области питания которых следует сосредоточить дальнейшие поисковые работы. Они должны заключаться в проведении магнитной съемки масштаба 1:5 000, детализации локальных магнитных аномалий в комплексе с профильной гравиразведкой, заверке аномалий бурением и изучении алмазоносности базальных горизонтов осадочного чехла.

В пределах площади ожидается открытие коренных источников алмаза – кимберлитов дайкового типа, обогащенных ксенолитами биминеральных алмазоносных эклогитов и лерцолитов.