ISSN 1608-5833

МИНИСТЕРСТВО ОБРАЗОВАНИЯ РОССИЙСКОЙ ФЕДЕРАЦИИ
ГОСУДАРСТВЕННОЕ ОБРАЗОВАТЕЛЬНОЕ УЧРЕЖДЕНИЕ
ВЫСШЕГО ПРОФЕССИОНАЛЬНОГО ОБРАЗОВАНИЯ
"ВОРОНЕЖСКИЙ ГОСУДАРСТВЕННЫЙ УНИВЕРСИТЕТ"

НАУЧНО-ИССЛЕДОВАТЕЛЬСКИЙ ИНСТИТУТ ГЕОЛОГИИ

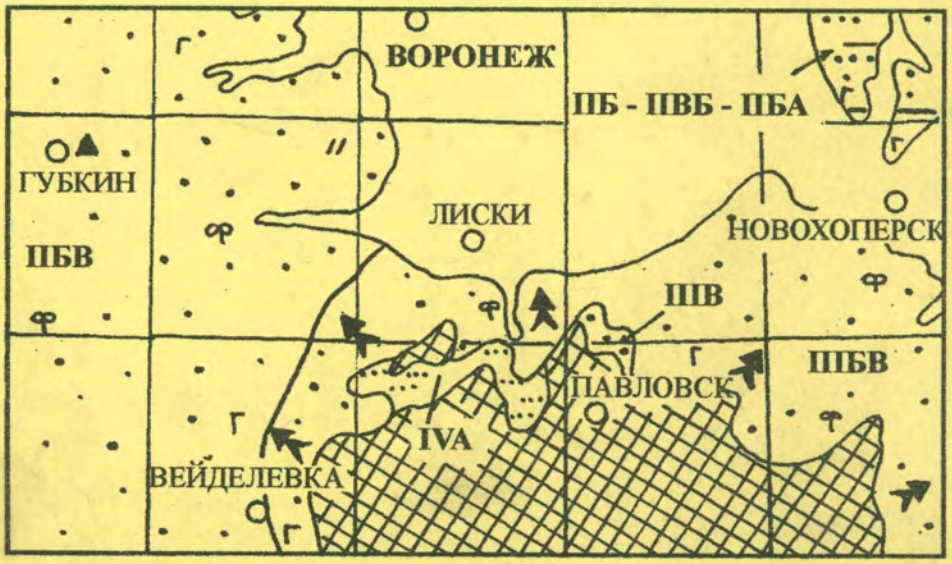
ТРУДЫ

ВЫПУСК 17

А.Д. Савко, Н.Н. Зинчук, Л.Т. Шевырев,

В.В. Ильяш, Н.С. Афанасьев

АЛМАЗОНОСНОСТЬ ВОРОНЕЖСКОЙ АНТЕКЛИЗЫ



ВОРОНЕЖ 2003

МИНИСТЕРСТВО ОБРАЗОВАНИЯ РОССИЙСКОЙ ФЕДЕРАЦИИ
ГОСУДАРСТВЕННОЕ ОБРАЗОВАТЕЛЬНОЕ УЧРЕЖДЕНИЕ
ВЫСШЕГО ПРОФЕССИОНАЛЬНОГО ОБРАЗОВАНИЯ
«ВОРОНЕЖСКИЙ ГОСУДАРСТВЕННЫЙ УНИВЕРСИТЕТ»

ТРУДЫ

Выпуск 17

**А.Д. Савко, Н.Н. Зинчук, Л.Т. Шевырев,
В.В. Ильяш, Н.С. Афанасьев**

АЛМАЗОНОСНОСТЬ ВОРОНЕЖСКОЙ АНТЕКЛИЗЫ

ВОРОНЕЖ
2003

ISSN 1608-5833

УДК 549.211:553.1;553.1;552.323.6(470.32)

Савко А.Д. , Зинчук Н.Н. , Шевырев Л.Т., Ильяш В.В., Афанасьев Н.С. Алмазоносность Воронежской антеклизы // Труды научно-исследовательского института геологии Воронежского госуниверситета. – Вып. 17. – Воронеж: изд-во Воронеж. ун-та, 2003. – 121 с.

Рассматриваются результаты изучения мелких алмазов, их минералов-спутников, обломков кимберлитов и родственных им пород из промежуточных коллекторов региона. Обсуждаются особенности глубинного строения антеклизы по геофизическим данным с выделением архейских массивов с повышенной мощностью коры, обрамляющих их нижнепротерозойских подвижных поясов. Излагается история Воронежской антеклизы в неогее, выделяются эпохи благоприятные для продуктивного кимберлитового магматизма. Приводится новая карта прогноза коренной алмазоносности региона с оценкой перспективности различных его площадей. Обосновывается выделение новых прогнозируемых районов – Олымского лампроитового и Россошанского кимберлитового.

Илл. 51. Табл. 23. Библиогр. назв. 94.

Savko A.D., Zinchuk N.N., Shevyrev L.T., Il'yash V.V., Afanas'ev N.S. Diamondiferousity of the Voronezh anteclise. – Vol. 17. – Voronezh, 2003. – 121 p.

The results of study of the small diamonds, their indicators minerals and the fragments of kimberlites and related rocks are reviewed. The problems of the deep levels structure of the anteclise are discussed on a base of the geophysical data. The Archean massives of the enhanced thickness of the Earth crust and the adjacent Lower Proterozoic mobile belts are differed. The history of the Voronezh anteclise in Neogey (Riphean + Phanerozoic) is described and the favorable Epochs for the productive Kimberlite magmatism are determined. New map of the maternal diamondiferousity of the region is attached and perspectives of the different parts are given. Differing of new prospective Olymskiy lamproitic and Rossosh kimberlitic districts is argued.

Fig. 51. Tables 23. References 94.

Научный редактор –
доктор геолого-минералогических наук А.Я. Ротман

Редакционный Совет:
А.Д. Савко (председатель), Ю.А. Антонов, В.Л. Бочаров, В.И. Жаворонкин (секретарь), К.А. Савко, Г.В. Холмовой, Н.М. Чернышов, Л.Т. Шевырев

© Воронежский государственный университет, 2003

СОДЕРЖАНИЕ

Введение 5

Глава 1. Геологическое строение Воронежской антеклизы 7
1.1. Докембрий 7
1.1.1. Стратифицированные образования 7
1.1.2. Интрузивные образования 12
1.1.3. Позднепротерозойские осадочные образования 13
2.1. Фанерозой 15
2.1.1. Девонская система 15
2.1.2. Каменноугольная система 18
2.1.3. Юрская система 19
2.1.4. Меловая система 20
2.1.5. Палеогеновая система 22
2.1.6. Неогеновая система 23
2.1.7. Четвертичная система 23

Глава 2. Состояние проблемы 25

Глава 3. Фациальный анализ как способ оценки перспектив коренной алмазоносности 29
3.1. Фациальная принадлежность находок алмаза и индикаторных минералов в отложениях аптского яруса 29
3.2. Фациальная принадлежность находок индикаторных минералов в отложениях альбского яруса 31
3.3. Фациальная принадлежность находок алмаза и индикаторных минералов в отложениях сеноманского яруса 31
3.4. Фациальная принадлежность находок алмаза и индикаторных минералов в отложениях палеогена 33
3.5. О генезисе зерен алмаза и ВБМ в четвертичных коллекторах 34
3.6. О местонахождении источников ВБМ по данным фациального анализа 35

Глава 4. Типоморфизм и коренные источники алмазов Воронежской антеклизы 37
4.1. Общие теоретические представления, положенные в основу работы. Что является причиной анизотропии, появления фигур роста и растворения? 37
4.2. Характеристика алмазов Липецких россыпных месторождений 38

Глава 5. Характеристика минералов тяжелой фракции из промежуточных коллекторов Воронежской антеклизы 48
5.1. Общие представления о промежуточных коллекторах на Воронежской антеклизе 48
5.2. Минеральный состав тяжелой фракции верхнедевонского коллектора 52
5.2.1. Электромагнитная фракция 52
5.2.2. Неэлектромагнитная фракция 52
5.3. Минералогический состав тяжелой фракции альб-сеноманского коллектора 57
5.3.1. Электромагнитная фракция 57
5.3.2. Неэлектромагнитная фракция 58
5.4. Минералогический состав тяжелой фракции четвертичного коллектора (флювиогляциальные пески) 58
5.4.1. Электромагнитная фракция 58
5.4.2. Неэлектромагнитная фракция 60

Глава 6. Кимберлиты и родственные им породы из аптского коллектора 62
6.1. Краткие сведения об аптском коллекторе 62
6.2. Общая характеристика обломков магматитов 65
6.3. Кимберлиты 66
6.4. Фоидитовые породы 69

Глава 7. Геолого-геофизические и структурно-тектонические особенности строения ВКМ 73

Глава 8. История развития Воронежской антеклизы и возможные эпохи алмазоносного магматизма 82
8.1. Архейский этап 82
8.2. Раннепротерозойский этап 83
8.3. Позднепротерозойский этап 84
8.4. Фанерозойский этап 86
8.4.1. Раннепалеозойский (каледонский) этап 86
8.4.2. Позднепалеозойский (герцинский) этап 88
8.4.3. Мезозойский (киммерийский) этап 92
8.4.4. Кайнозойский (альпийский) этап 95
8.5. Возможные эпохи алмазоносного магматизма 96

Глава 9. Прогноз коренной алмазоносности Воронежской антеклизы. Карта прогноза коренной алмазоносности 97
9.1. Обзор прогнозных исследований на алмазы 97
9.2. Магматиты фанерозоя и их прогнозное значение 99
9.2.1. Вулканиты ястребовского времени (D_3js) 99
9.2.2. Базальты петинского и евланово-ливенского времени (D_3pt, ev-lv) 100
9.2.3. Косвенные признаки магматических проявления последевонских эпох 100
9.3. Методические решения, принятые при изучении алмазоносности 101
9.3.1. Глубинная геолого-геофизическая основа прогнозных построений 101
9.3.2. Отказ от использования в прогнозных построениях четвертичного коллектора 102
9.3.3. Принципы пробоотбора, экстракции алмаза и индикаторных минералов 102
9.4. Перспективность отдельных площадей Воронежской антеклизы на карте прогноза коренной алмазоносности 104
9.4.1. Геолого-геофизические критерии оценки 104
9.4.2. Минералогические критерии оценки площадей – результаты изучения алмазоносности промежуточных коллекторов 106
9.4.3. Вероятные ареалы проявления алмазоносного магматизма разных эпох (по сохранности соответствующих мощных кор выветривания) 107
9.4.4. Особенности геологического строения региона, влиявшие на локализацию алмазоносных магматитов 107
9.4.5. Сравнительная, по комплексу признаков, перспективность отдельных площадей Воронежской антеклизы на коренные месторождения алмаза 108
9.5. Выводы 111

Заключение 114

Литература 116

ВВЕДЕНИЕ

Работы по алмазоносности территории Воронежской антеклизы и прилегающих структур проводятся с начала 60-х годов прошлого столетия. За это время на юго-востоке региона сотрудниками ГГП "Воронежгеология" обнаружены три россыпных алмаза класса -4+2 мм (один кристалл) и -2+1 мм (два кристалла) в пробе из отложений основания палеогена. Мелкие алмазы встречены в аптских алевритах Липецкой области, сеноманских тонкозернистых песках Тамбовской области. Нет сомнений, что инвестициям в поисковые работы в этом закрытом регионе должен предшествовать этап весьма наукоемких мероприятий (детальный фациальный анализ алмазоперспективных отложений, прецезионные исследования алмазов и их минералов-спутников, кимберлитов из промежуточных коллекторов, качественные дистанционные исследования).

Главная цель настоящей работы – обобщение полученных в процессе исследований алмазоносности региона результатов и ее прогноз для постановки поисковых работ.

Основными задачами являются:

1 – оценка состояния проблемы алмазоносности региона;
2 – изучение фациальных особенностей формирования промежуточных коллекторов, проведение их опробования;
3 – исследование типоморфных особенностей алмазов из промежуточных коллекторов;
4 – изучение индикаторных минералов алмазоносных пород в разновозрастных осадочных коллекторах;
5 – исследование обломков кимберлитов и родственных им пород из промежуточных коллекторов;
6 – обобщение материалов по структурно-тектоническому и глубинному строению региона;
7 – изучение этапности формирования Воронежской антеклизы для выделения эпох, благоприятных для алмазоносного магматизма;
8 – районирование площадей по степени перспективности и условиям поисков алмазов.

На рассматриваемую территорию уже существуют мелкомасштабные прогнозные карты (мельче 1:1 000 000), построенные с разными концептуальными подходами авторских коллективов-составителей с использованием неравноценных поисковых и геофизических критериев. Число последних варьировало от 10 до 30. В разные годы подразделениями МПР проводилась ревизия геофизических материалов с целью обнаружения аномалий трубочного типа. Количество последних на территории Воронежской антеклизы определено в несколько сотен, но разбурены из них только единицы. Не было в регионе и планомерного качественного шлихового обследования водотоков на присутствие в осадочных толщах алмазов и их минералов-индикаторов, хотя здесь, судя по одному лишь критерию сохранности мощных кор выветривания [59] возможно обнаружение потенциально алмазоносных диатрем нескольких эпох мантийного диапиризма (рифей, ранний, средне-поздний палеозой, поздний триас-ранняя юра, ранний мел, поздний мел-эоцен). О немалых перспективах Центрального района свидетельствует случайное, по существу, обнаружение при разведочных работах на титан-циркониевые россыпи 241 зерна мелких алмазов.

Обобщение материалов по структурному и глубинному строению региона позволит выявить жесткие архейский массивы и разделяющие их протерозойские подвижные пояса. Площади первых являются благоприятными для продуктивного кимберлитового магматизма и должны обследоваться в первую очередь.

Наибольший интерес для прогноза алмазоносности представляют проявления среднепалеозойского щелочно-базальтового эксплозивного магматизма, широко развитого на юго-востоке Воронежской антеклизы, где найдены кимберлитовые породы. Ближайшие к Воронежской антеклизе девонские кимберлиты развиты в зоне сочленения Приазовского массива и Донбасса (две кимберлитовые трубки). На территории Белоруссии в Северо-Припятском районе бурением вскрыты туфобрекчии, сложенные обломками ультраосновных и вмещающих осадочных пород.

Девонских магматизм проявился в разных районах Днепровско-Донецкого авлакогена и представлен толеит-базальтовой (трапповой), щелочно-базальтовой и щелочно-ультраосновной формациями. Толеитовые базальты отмечены на северо-западе авлакогена (Черниговский выступ) и по его северо-восточному борту. Наиболее интенсивные и разнообразные по вещественному со-

ставу проявления девонского магматизма выявлены в зоне сочленения Донбасса с Приазовьем. Здесь установлены системы крупных субширотных и субмеридиональных глубинных разломов. Крупнейшие из субмеридиональных разломов сквозные – пересекают Приазовский массив, Донбасс, прослеживается на Воронежской антеклизе.

Возрастной ряд среднепалеозойских платформенных вулканических формаций региона представлен щелочно-ультраосновной (эксплозивные брекчии), щелочно-базальтоидной и траппповой формациями. Судя по составу отложений ястребовского горизонта вулканические трубки слабо эродированы, т.е. сохранились кратерная и диатремовая зоны. Помимо девонской возможно установление более молодых эпох магматизма. Так, имеются публикации о присутствии меловых субщелочных вулканитов на юге Воронежской антеклизы в Луганской области (Украина).

Для выявления возможных полей распространения алмазоносных кимберлитов необходимо проведение крупнообъемного опробования из пород-коллекторов. Таковыми для региона являются ястребовские отложения (D_3f),мамонская толща (D_3fm), батские (J_2), аптские (K_1a), раннепалеогеновые (P_1) образования, сложенные алевритово-песчаными толщами. Особый интерес представляют палеозойские толщи, в которых крупность материала большая, чем в мезокайнозойских образованиях. В ястребовском горизонте участками развиты грубообломочные эффузивно-осадочные отложения.

После обогащения проб исследуются ассоциаций индикаторных минералов для различных эпох. Это позволит оконтурить возможные площади распространения коренных источников алмазов, их кимберлитовый или лампроитовый составы.

Для выявления направлений сноса из коренных источников алмазов, установления областей развития кимберлитового и лампроитового магматизма, необходимо построение фациальных и палеогеоморфологических карт на основании собранных фондовых материалов, полевых исследований, данных по изучению вещественного состава проб различными методами, в т.ч. шлиховым, иммерсионным, микрозондовым, электронномикроскопическим. Наиболее перспективными для выявления коренной алмазоносности являются средне-верхнедевонская, среднеюрская, раннемеловая, раннепалеогеновая эпохи, когда осуществлялись кардинальные структурно-тектонические перестройки, менялись направления трансгрессий и регрессий, площади размывов. В эти эпохи разные части Воронежской антеклизы служили источниками сноса, а в разрезах соответствующих отложений значительные части составляют гравийно-песчаные породы.

Все эти карты, а также данные по тектонике, глубинному строению региона, вулканизму должны лечь в основу составления прогнозной карты, на которой будет показано районирование площадей – территории Воронежской антеклизы и прилегающих структур по степени перспективности и условиям поисков.

ГЛАВА 1
ГЕОЛОГИЧЕСКОЕ СТРОЕНИЕ ВОРОНЕЖСКОЙ АНТЕКЛИЗЫ

В строении Воронежской антеклизы выделяется два структурных этажа – нижний, сложенный кристаллическими породами и верхний, состоящий из осадочных образований (рис. 1.1). Нижний представлен метаморфизованными в различной степени архейскими и нижнепротерозойскими структурно-вещественными комплексами (СВК) Воронежского кристаллического массива (рис. 1.2). В изучение стратиграфии, магматизма, метаморфизма, металлогении большой вклад внесли М.Н. Доброхотов, Н.И. Голивкин, Н.А. Плаксенко, В.П. Полищук, Е.Н. Крестин, О.И. Египко, Н.М. Чернышов, С.П. Молотков, В.Л. Бочаров, Н.С. Афанасьев, И.Н. Щеголев, А.П.Тарков, К.А.Савко, М.Д. Бердников, Ю.М. Богданов и многие другие. Материалы этих исследований и легли в основу написания настоящей главы.

Согласно последним данным [86] в пределах массива выделяются мегаблок КМА, Лосевская шовная зона и Хоперский мегаблок, состоящий из Калачско-Эртильского и Камышенского макроблоков (рис. 1.3). Предполагается, что мегаблок КМА к началу протерозоя представлял собой протоплатформенную структуру, Калач-Эртильский макроблок – миогеосинклинальную, а разделяла их Лосевская шовная зона.

1.1. Докембрий

1.1.1. Стратифицированные образования

Архейская акротема. Архейские образования развиты на обширной территории к западу от Лосевской шовной зоны и представлены обоянской (нижний архей) и михайловской (верхний архей) сериями (табл. 1.1).

Обоянская серия сложена биотитовыми, гранат-биотитовыми, биотит-амфиболовым и амфиболовыми серыми равномерно-зернистыми интенсивно мигматизированными плагиогнейсами с прослоями силикато-магнетитовых кварцитов. На северо-западе, в пределах Брянского блока, отмечаются глиноземистые биотитовые, биотит-кордиеритовые, биотит-силлиманитовые, графитовые, кварцитовидные плагиогнейсы, оливин-пироксен-доломитовые кальцитофиры, иногда гиперстен-магнетитовые, гранат-пироксен-магнетитовые образования, а также плагиомигматиты по перечисленным породам. На юго-востоке (Россошанский блок) отмечается ритмичное чередование биотитовых амфибол-биотитовых, реже гранат-биотитовых плагиогнейсов, амфиболитов, изредка амфибол-биотитовых железистых пород, плагиомигматитов. В Лосевской шовной зоне отмечаются порфиробластичные биотит-амфиболовые грнадиорито-гнейсы, амфибол-биотитовые плагиогнейсы, амфиболиты, граносиенитогнейсы, мигматиты. Мощность СВК обоянской серии составляет тысячи метров, а возраст 2940-3130 млн. лет.

Михайловская серия в мегаблоке КМА развита на меньших площадях по сравнению с обоянской и разделяется на александровскую и лебединскую. Первая из них сложена ортоамфиболитами и ортосланцами основного состава, участками превращенными в мигматизированные кристаллические сланцы и гнейсы, вторая – часто мигматизированными метариолитами, метадацитами, метариодацитами, ортосланцами основного, реже среднего состава, кварц-биотитовыми, кварц-двуслюдяными, кварц-хлоритовыми сланцами, реже метапесчаниками и кварцитами. В Лосевской шовной зоне развиты амфиболиты, гранат-биотит-роговообманковые, изредка магнетит-амфиболовые породы. Мощности михайловской серии колеблются от 0 до 3 000 мм, возраст 3264+22 млн. лет [1].

Архей-протерозойская акротема. К породам этих подразделений относятся игнатеевская свита мегаблока КМА и лосевская серия Лосевской шовной зоны (см. табл. 1.1). *Игнатеевская свита* представлена несогласно залегающими на архейских породах метапесчаниками, метагравелитами, полимиктовыми метапесчаниками, мраморизованными доломитами и известняками, кварцитами общей мощностью до 800 м. В *лосевской серии* выделяются нижняя и верхняя толщи. Первая сложена метадиабазами и метаандезитами, метадацитами, амфиболитами, ортосланцами основного, реже среднего состава мощностью до 1500 м, верхняя – основными и средними мета-

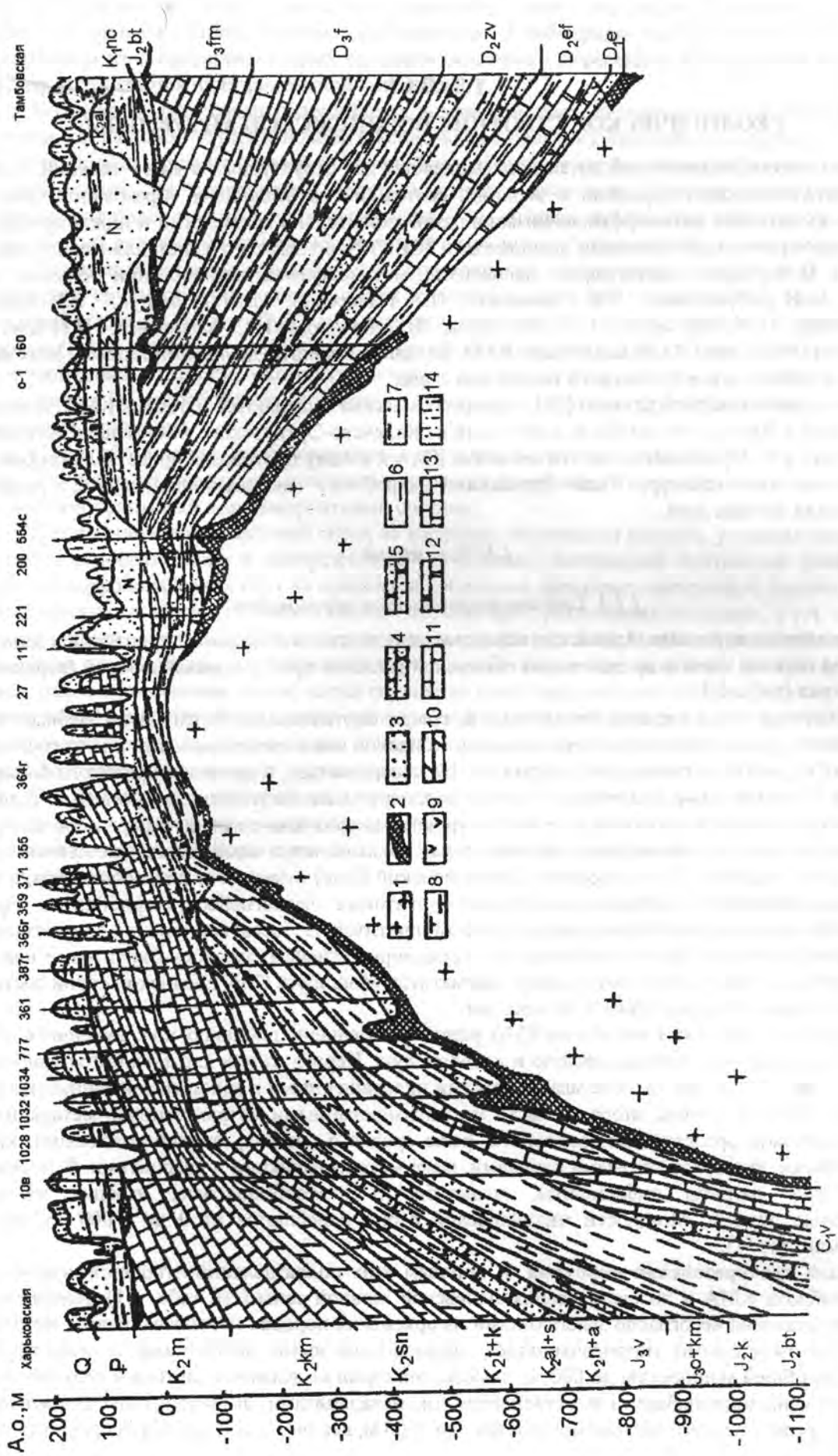


Рис.1.1. Разрез осадочных отложений по линии Харьков-Тамбов: *1 - породы кристаллического фундамента, 2 - кора выветривания, 3 - пески, 4 - песчаники, 5 - алевролиты, 6 - глины, 7 - алевритистые глины, 8 - карбонатные глины, 9 - гипсы ангидриты, 10 - мергели, 11 - известняки, 12 - доломиты, 13 - мела, 14 - суглинки*

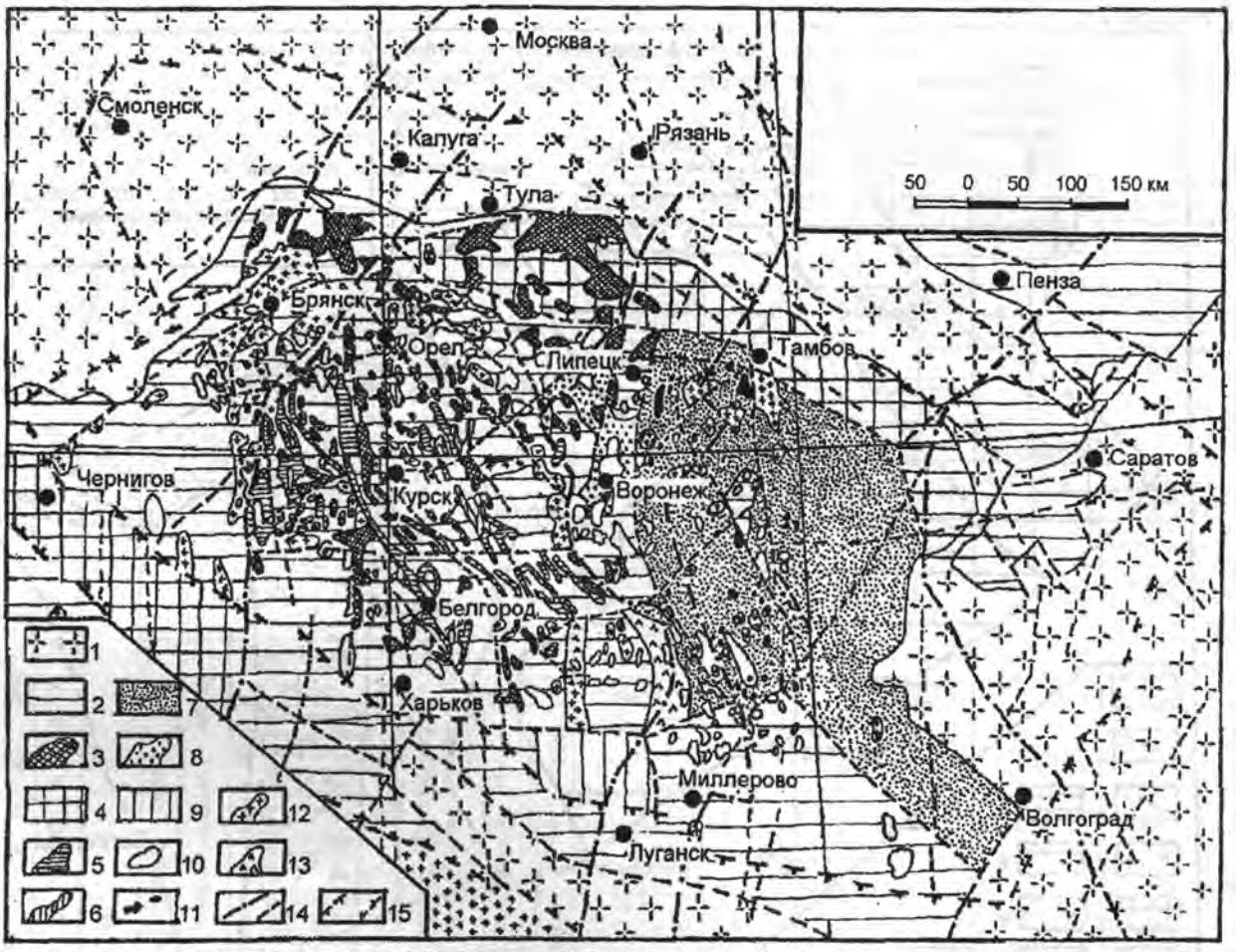


Рис. 1.2. Геологическая карта докебрийских образований по [9]: *1 - архейские и нижнепротерозойские образования, перекрытые отложениями рифея – венда; 2 - нижнеархейские образования; 3 - верхнеархейские образования (михайловская серия); 4 - архейские и нижнепротерозойские образования нерасчпененные. Нижнепротерозойские образования: 5 - курская серия, 6 - оскольская серия, 7 - воронцовская серия, 8 - воронежская свита, 9 - нерасчлененные нижнепротерозойские образования. Интрузивные породы: 10 - архейские граниты; 11 - нижнепротерозойские габбро, перидотиты; 12 - нижнепротерозойские граниты, гранодиориты; 13 - нижнепротерозойские щелочные породы, щелочные граниты; 14 - разломы (а - на границах макроблоков фундамента); 15 - границы ВКМ*

эффузивами, в том числе метатуфами, метатуффитами, а также кварц-биотитовыми метапесчаниками, кварц-двуслюдяными альбит-хлоритовыми метаалевритами и метапесчаниками общей мощностью до 2000 м.

Протерозойская акротема ВКМ представлена нижнепротерозойской эотемой. Последняя состоит из нижне- и верхне-карельских эратем. Первая представлена курской и оскольской сериями, вторая – только панинской толщей. Курская серия развита в синклинорных зонах, включает стойленскую и коробковскую свиты. Стойлинская свита внизу (нижнестойленская подсвита) сложена кварцитами, олигомиктовыми метапесчаниками, метагравелитами, метаконгломератами с маломощными прослоями сланцев, вверху (верхнестойленская подсвита) – кварц-биотитовыми, кварц-серицитовыми, кварц-слюдяными, часто углеродистыми сланцами, иногда с гранатом и ставролитом, содержащими прослои метаалевритов, метапесчаников и кварцитов. Мощность пород свиты достигает 1400 м.

Коробковская свита состоит из четырех подсвит. Первая и третья сложены магнетитовыми, магнетит-гематитовыми, силикатно-магнетитовыми, карбонатно-магнетитовыми, магнетит-куммингтонитовыми кварцитами с прослоями безрудных кварцитов, вторая и четвертая – филлитовидными кварц-биотитовыми, кварц-серицитовыми, кварц-амфиболитовыми сланцами. В третьей подсвите широко развиты железослюдково-магнетитовые кварциты. Мощности первой и третьей подсвит до 500 м, второй – до 240 м, третьей до 300 м.

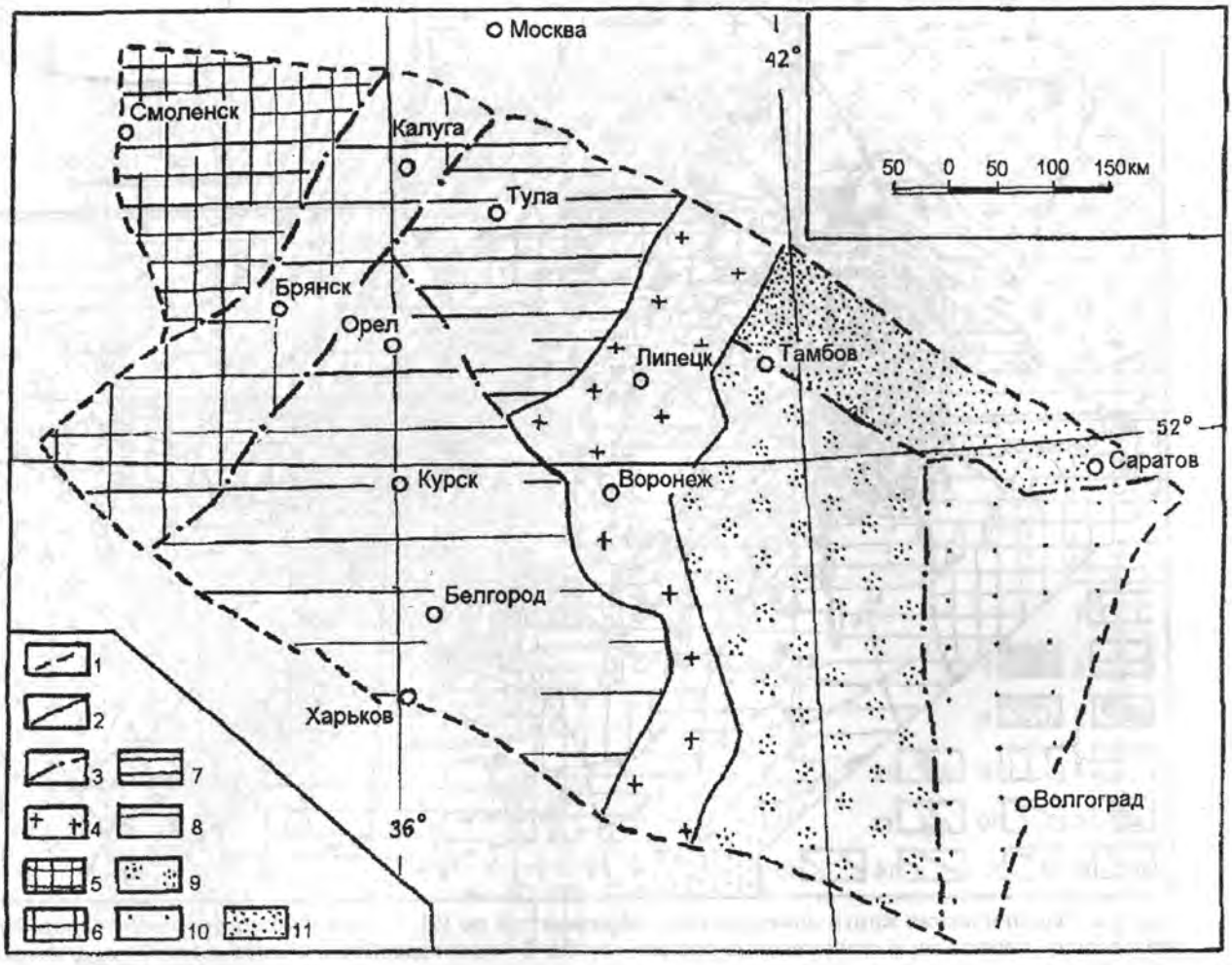


Рис. 1.3. Схема основных тектонических блоков ВКМ (по И.И. Кривцову, Н.С. Афанасьеву, 1996): *1 - границы ВКМ, 2- границы мегаблоков, 3 - границы макроблоков, 4 - Лосевская (Ливенско-Богучарская) шовная зона. Макроблоки в пределах мегаблока КМА: 5 - Рославльский, 6 - Брянский, 7 - Ливенско-Ефремовский, 8 - Орловско-Курский (Курско-Белгородский). Макроблоки в пределах Хоперского мегаблока: 9 - Калачско-Эртильский, 10 - Камышинский, 11 – Варваринский*

Породы *оскольской серии* с размывом залегают на курских и имеют меньшее распространение. Серия делится на нижнюю и верхнюю подсерии. Нижняя включает яковлевскую и висловскую свиты в Белгородской области, а на остальной территории им соответствует роговская свита с нижне- и верхнероговской подсвитами, коррелирующиеся соответственно со свитами Белгородщины. Эта подсерия сложена метапесчаниками, сланцами различного состава, слаборудными силикатно-карбонатно-магнетитовыми и железо-слюдково-магнетитовыми кварцитами, известняками и доломитами, содержащими прослои метаконгломератов с галькой курских пород. Мощность пород подсерии от 0 до 1170 м.

Верхняя подсерия в нижней своей части представлена белгородской свитой в Белгородской, курбакинской – в Михайловской и Тимской – в Тим-Ястребовской структурах. В первой преобладают слабо рудные и безрудные силикато-магнетитовые и железослюдково-магнетитовые кварциты, переслаивающиеся со сланцами, во второй – метаэффузивы основного и кислого состава, ортосланцы, в третьей – углеродистые сланцы, метаэффузивы и их туфы. Мощность пород подсерии до 1260 м. Верхняя часть подсерии выделена в Белгородской структуре в щелоковскую толщу мощностью почти до 2,5 км, сложенную в нижней части метапесчаниками, метаконгломератами и метагравелитами с галькой железистых кварцитов, сланцев и метапесчаников, а в верхней части – кварц-слюдистыми, кварц-хлорит-серицитовыми, карбонат-кварц-слюдистыми сланцами, кварцевыми метапесчаниками и доломитами.

Таблица 1.1

Схема стратиграфии и магматизма раннего докембрия ВКМ. По [28]

Общая геохронологическая шкала: Акрон	Эон	Эра	Местные стратиграфические и интрузивно-метасоматические образования: Мегаблок КМА													Лосевская шовная зона			Хоперский мегаблок, Калачско-Эртильский макроблок	
			Суперкрустальные образования												Интрузивные и ультраметаморфические комплексы	Суперкрустальные образования	Интрузивные и ультраметаморфические комплексы	Суперкрустальные образования	Интрузивные и ультраметаморфические комплексы
ПРОТЕРОЗОЙ (КАРЕЛИЙ) - PR	ПРОТЕРОЗОЙ - PR₁	Верхний карелий - PR_1^2													Дубравинский PR_1^2d			Панинская толща PR_1^2pn	Артюшковский PR_1^2ar
															Шебекинский PR_1^2s				
															Малиновский PR_1^2ml		Малиновский PR_1^2ml		Малиновский PR_1^2ml
		Нижний карелий - PR_1^1	Глазуновская свита PR_1^1gl												Смородинский PR_1^1sm				Новогольский PR_1^1n
																	Ольховский PR_1^1ol*		
																Воронежская свита PR_1^1vr	Шукавский PR_1^1sk	Воронежская свита PR_1^1vr	
																	Лискинский PR_1^1l		Бобровский PR_1^1b*
															Павловский PR_1^1p*		Павловский PR_1^1p*		
															Стойло-николаевский PR_1^1sn*				Еланский PR_1^1e*
			Оскольская серия PR_1^1os	Верхняя подсерия $PR_1^1os_2$	Шелоковская толща (2 пачки) PR_1^1sc										Золотухинский PR_1^1z*		Мамонский PR_1^1m		Мамонский PR_1^1m*
					Белгородская свита PR_1^1bl	? Четвертая (верхняя сланцевая) подсвита $PR_1^1bl_4$	Курбакинская свита PR_1^1kb	Верхняя подсвита $PR_1^1kb_2$	Тимская свита PR_1^1tm	Верхняя подсвита (2 пачки) $PR_1^1tm_2$									
						Третья (верхняя железорудная) подсвита $PR_1^1bl_3$		Нижняя подсвита (3 пачки) $PR_1^1kb_1$							Остаповский PR_1^1ot	?			
						Вторая (нижняя сланцевая) подсвита $PR_1^1bl_2$													
						Первая (нижняя железорудная) подсвита $PR_1^1bl_1$				Нижняя $PR_1^1tm_1$									
				Нижняя подсерия $PR_1^1os_1$	Висловская толща (2 пачки) PR_1^1vs		Роговская свита PR_1^1rg	Верхняя подсвита (2 пачки) $PR_1^1rg_2$										Воронцовская серия PR_1^1vc	
					? Яковлевская свита (3 пачки) PR_1^1ja			Нижняя подсвита $PR_1^1rg_1$											
			Курская серия PR_1^1ks	Коробковская свита PR_1^1kr	Четвертая подсвита (верхняя сланцевая) $PR_1^1kr_4$										Осколецкий PR_1^1o*		Усманский PR_1^1u	?	
					Третья подсвита (верхняя железорудная) $PR_1^1kr_3$														
					Вторая подсвита (нижняя сланцевая) $PR_1^1kr_2$														
					Первая подсвита (нижняя железорудная) $PR_1^1kr_1$														
				Стойленская свита PR_1^1st	Верхняя подсвита $PR_1^1st_2$														
					Нижняя подсвита $PR_1^1st_1$												Рождественский PR_1^1r		
АРХЕЙ - AR	ВЕРХНИЙ - AR_2		Игнатеевская свита AR_2-PR_1^1ig													Лосевская серия AR_2-PR_1^1ls (Верхняя часть AR_2-PR_1^1ls; Нижняя часть AR_2-PR_1^1ls)			
															Атаманский AR_2a	?			
			Михайловская серия AR_2mh		Лебединская свита AR_2lb										Салтыковский AR_2sl	Михайловская серия AR_2mh		?	
					?										Сергиевский AR_2sr*		Белогорьевский AR_2bg		
					Александровская свита AR_2al														
	НИЖНИЙ - AR_1		?												Бесединский AR_1bs	?			
			Обоянский СВК (в т.ч. ассоциации пород - брянская и россошанская) AR_1ob^b AR_1ob^r													Обоянский СВК (донская ассоциация пород) AR_1ob^d		Обоянский СВК AR_1ob	

* - выделяются две фазы

В Калач-Эртильском макроблоке нижней подсерии оскольской серии соответствует флишоидная воронцовская серия мощностью в тысячи метров. Она сложена переслаивающимися двуслюдяными, биотитовыми, углеродистыми сланцами, метапесчаниками, изредка метаэффузивами основного, среднего и кислого составов. В участках глубокого метаморфизма эти породы превращены в гнейсы различного состава.

Верхняя часть нижнего карелия (2100+10 млн. лет) в мегаблоке КМА представлена афировыми и плагиофировыми диабазовыми и андезитовыми порфиритами, их туфами, туфобрекчиями, кластолавами, с прослоями туффитов, туфоконгломератов, туфопесчаников глазуновской свиты общей мощностью до 1000 м и более. В Лосевской шовной зоне и Калач-Эртильском макроблоке развиты метаэффузивы основного и среднего составов воронежской свиты, представленные метабазальтами, метаандезито-базальтами, метаандезитами, метариодацитами, их пирокластическими аналогами – туфобрекчиями, метатуфоконгломератами с галькой пород воронцовской серии, метатуффитами, метатуфопесчаниками, метаалевритами, филлитовидными углеродистыми сланцами. Общая мощность пород свыше 1000 м.

К верхнему карелию относится только одна стратифицированная панинская толща в Калач-Эртильском макроблоке, представленная трахибазальтами и трахиандезитами с неустановленной мощностью.

1.1.2. Интрузивные образования

Наиболее древними интрузивными образованиями являются раннеархейские (3178+39 млн. лет) перидотиты, серпентиниты, оливиновые габбро-амфиболиты, роговообманковые габбро бесединского комплекса, изученные вблизи г.Курска. К позднеархейским в мегаблоке КМА относятся дуниты, серпентинизированные гарцбургиты, серпентиниты, габбро, габбро-амфиболиты, пироксениты и горблендиты сергеевского, плагиограниты, гранодиориты салтыковского (2760-2955 млн. лет), умереннощелочные плагиоклаз-микроклиновые биотитовые и биотит-амфиболовые, часто порфировидные граниты атаманского комплексов (2322-2615 млн. лет). В Лосевской шовной зоне сергеевскому комплексу соответствует белогорьевский, представленный габбро-амфиболитами и горнблендитами. Архей-раннепротерозойскую лосевскую серию прорывают габброиды, габбро-амфиболиты, габбро-нориты, оливиновые пироксениты, вебстериты рождественского комплекса, относимого к самому началу протерозоя.

Породы курской серии интрудированы микроклинизированными плагиогранитами, биотитовыми кварц-содержащими анортозитами, дайками и малыми интрузиями плагиогранитов и пегматитов, гранит-порфиров, субвулканическими телами метариолитов осколецкого комплекса. В Лосевской шовной зоне последнему соответствует усманский (2056-2112 млн. лет), сложенный биотитовыми, роговообманково-биотитовыми гранитами и мигматитами. Среди пород верхнеоскольской подсерии встречаются субвулканические тела существенно метариолитов осташковского комплекса.

В мегаблоке КМА во второй половине нижнего карелия внедрились перидотиты, серпентениты, пироксениты, габбро-нориты, габбро и габбро-диориты золотухинского, гранодиориты, диориты, кварцевые диориты, дайки диоритовых порфиритов, гранодиорит-порфиров стойло-николаевского, порфиробластические граниты и граносиениты, лейкократовые биотитовые граниты, гранит-аплиты и пегматиты павловского комплексов. В Лосевской шовной зоне выделяется павловский комплекс гранитов и граносиенитов (2078+4 млн. лет) и лискинский (2039+158 млн. лет), представленный лейкократовыми, часто порфировидными плагиоклаз-микроплитовыми гранитами с дайками гранит-аплитов и пегматитов.

В Калачско-Эртильском макроблоке золотухинскому и стойло-николаевскому комплексам соответствуют мамонский и еланский. Первая фаза мамонского комплекса представлена перидотитами, реже дунитами, пироксенитами, троктолитами, серпентинитами по этим породам, сульфидно- или медно-никелевыми рудами. Во второй фазе внедрились габбро-диориты, габбро, габбро-нориты, нориты. В еланском комплексе для первой фазы характерны нориты с ксенолитами ультрамафитов, габбро-нориты, ортопироксениты, сульфидные кобальт-никелевые руды, для второй – диориты и кварцевые диориты, иногда с ксенолитами норитов, дайками диоритовых порфиритов.

Лискинскому комплексу Лосевской шовной зоны сооответствует бобровский, представленный микроклин-плагиоклазовыми гранитами, плагиогранитами, магматитами первой фазы и пег-

матитами, гранит-аплитами второй. В Лосевской шовной зоне воронежская свита прорывается перидотитами, пироксенитами, серпентинитами, габбро шукавского комплекса, габбро, габбро-норитами, монцо-диоритами, кварцевыми монцонитами, биотит-амфиболовыми гранитами ольховского комплекса. К самым верхам нижнего карелия относится внедрение габбро-долеритов смородинского комплекса в мегаблоке КМА и новогольского комплекса Калачско-Эртильского макроблока.

Интрузивные породы верхнего карелия в мегаблоке КМА представлены существенно калиевыевыми субщелочными порфировидными пегматоидными гранитами, пегматитами и гранит-аплитами малиновского комплекса (2040-1874 млн. лет.), устанавливаемого также в Лосевской шовной зоне и Калачско-Эртильском мегаблоке сиенитами, кварцевыми сиенитами, граносиенитами, щелочными габбро-пироксенитами щебекинского (2060-2080 млн. лет) и щелочными пироксенитами, микроклинизированными карбонатитами по ним, апатит-содержащими щелочно-амфиболовыми метасоматитами дубровинского комлекса (1950-50 млн. лет). Последнему в Калачско-Эртильском макроблоке соответствует артюшковский комплекс (1800-2000 млн. лет), представленный пироксен-рибекитовыми сиенитами, сиенит-порфирами с ксенолитами субщелочных пироксенитов.

Окончательное становление ВКМ происходило в течение 2100-1990 млн. лет, когда в результате раннекарельский складчатости образовалось горное сооружение, которое в течение второй половины раннего протерозоя и начала рифея денудировалось.

1.1.3. Позднепротерозойские осадочные образования

В позднем протерозое начался авлакогенный этап развития Русской платформы. Воронежский кристаллический массив, представлявший с Украинским щитом единый Сарматский щит, начал оформляться в самостоятельную структуру в результате заложения Днепровско-Донецкого, Оршанского, Подмосковного, Пачелмского авлакогенов, заполнявшихся обломочными отложениями.

Согласно последней стратиграфической схеме ЦРГЦ (табл. 1.2) в составе протерозойской акротемы выделяется верхнепротерозойская и приравненная к ней рифейская эонотемы, которая сменяется вендской системой. Рифейская эонотема делится на три эратемы – нижнее – (бурязаний), средне- (юрматий) и верхне- (каратавий) рифейские. В различных структурно-фациальных зонах выделены местные стратиграфические подразделения (см. табл. 1.2).

Нижний рифей на исследуемой территории не встречен. Юрматий в унечской и южной части Оршанской впадин представлен руднянской свитой. В первой вверху она (до 76 м) сложена вишнево-красными аргиллитоподобными глинами с прослоями песчаников и алевритов, а внизу – красно-бурыми, прослоями светло-серыми, массивными песчаниками, содержащими гальки осадочных и метаморфических пород. Во второй свита (до 54 м) представлена кирпично-красными алевролитами, разнозернистыми песчаниками и песками с гальками гранитов и кварцитов; в нижней части развиты буровато-серые гравелиты на каолиновом цементе, содержащие угловатый гравий кварца, гранитов и кварцитов.

Каратавий в Унечской впадине представлен оршанской (до 185 м) и лапичской (до 73 м) свитами, в Оршанской – одной (до 34 м) одноименного названия, в Пачелмском прогибе – каверинско-сомовской (400 м), пересыпкинской (700 м) и пачелмской (до 207 м) сериями. Оршанская свита сложена мелко- и среднезернистыми неравномерно алевритистыми кварцевыми и полевошпат-кварцевыми песчаниками розового, розовато-бурого, сиреневого, темно-бурого цветов с белыми пестринками, содержат прослои песков. Песчаники неравномерно-плитчатые, массивные, неяснослоистые, с параллельной и разнонаправленной слоистостью, кремнисто- и железисто-глинистым цементом, с трещинками, заполоненными кальцитом. В песчаниках встречаются обломки кварца, кварцито-песчаников, кремней и изверженных пород, а также прослои мелкогалечных когломератов и гравелитов.

Породы оршанской свиты образовались в континентальных условиях за счет размыва и переотложения монтмориллонит-гидрослюдисто-каолинитовых продуктов выветривания пород кристаллического фундамента [21]. Одновременно происходило срезание слабо выветрелых гранитоидных пород, что обусловило полевошпат-кварцевый состав песчаников. Нередко полевые шпаты частично или полностью каолинизированы в результате катагенических процессов с сохранением формы зерен.

Таблица 1.2

Стратиграфические схемы верхнего докембрия Воронежской антеклизы по [30]

Общая стратиграфическая шкала: Акротема	Эонотема	Эратема	Система	Отдел	Региональные стратиграфические подразделения (горизонты)	Местные стратиграфические подразделения. Структурно-фациальные зоны: Унечская впадина и Клинцовский грабен	Юго-восточная часть Оршанской впадины		Пачелмский прогиб
ПРОТЕРОЗОЙ	ВЕРХНИЙ		Венд	Верхний	Редкинский		V gja Гаврилов-ямская свита	Редкинская серия V rd	
							V pl Плетневская свита		
				Нижний	Лапландский		V jar Ярцевская свита	Древлянская серия V dr	
						V tr Торопецкая свита	V tr Торопецкая свита		
		РИФЕЙ	Верхний рифей (каратавий)						R pč Пачелмская серия
						R lp Лапичская свита			R pr Пересыпкинская серия
									R kv-sm Кавернинская-сомовская серии
						R or Оршанская свита	R or Оршанская свита	Белорусская серия R bl	
		Средний рифей (юрматиний)				R rdn Руднянская свита	R rdn Руднянская свита		
		Нижний рифей (бурзянский)							

Каверинско-сомовская серия сложена породами, во многом аналогичными вышеописанным, однако в целом слагающие ее песчаники более грубозернисты и плохо сортированы, гораздо чаще содержат прослои гравелитов и конгломератов, гравий и галька которых имеют кварцевый, гранитный и гранито-гнейсовый состав.

Лапинская свита представлена вишнево-красными алевролитами, песчаниками и песками с прослоями трещиноватых доломитов (10-15 см) и пачками плотных аргиллитов. В основании залегают розовато-серые песчаники (0,5-1,5 м) с валунами осадочных пород и галькой кварцитов.

Пересыпкинская серия сложена типичными морскими отложениями. В нижней части это зеленовато-серые и буровато-красные полевошпат-кварцевые песчаники с глауконитом и прослоями аргиллитовидных глин, а в верхней – плотные крепкие скрытокристаллические, прослоями оолитовые волнисто-полосчатые, брекчеевидные доломиты с включением кремней. Все это свидетельствует о формировании рифейских отложений в различных условиях.

Венчает разрез верхнего рифея пачелмская серия, где развита толща переслаивающихся темно- и зеленовато-серых аргиллитов, алевролитов и песчаников. Песчаники крепкие сливные, мелко-среднезернистые, полевошпат-кварцевые, глауконитовые с глинисто-доломитовым цементом и редкими включениями обломков кремней и кварцитов.

Вендская система включает нижний и верхний отделы. Нижнему соответствует лапландский (волынская серия), верхнему – редкинский (валдайская серия) горизонты. В Унечской впадине вендский возраст имеет торопецкая свита, относящаяся к нижней части лапландского горизонта. Она представлена красноцветными мелко-среднезернистыми кварц-поливошпатовыми песчаниками и алевропесчаниками общей мощностью до 200 м. Цемент железисто-глинистый поровый, в верхней части базальный. В разрезе отмечаются пачки (3-4 м), сложенные обломками (5-10 см) красноцветных песчаников кварцитов, гранита кварца. В оршанском прогибе и на юге Московской синеклизы торопецкая свита представлена тиллитоподобными пестроцветными гравелитами и песчаниками.

В Оршанской впадине в состав древлянской серии, относящейся к нижнему венду, кроме торопецкой, входит ярцевская свита. Она (до 18 м) представлена буровато-коричневыми слюдистыми, плотными алевролитами и коричневато-серыми, зеленовато-серыми мелко- и разнозернистыми песками с прослоями песчаников и алевролитов. Породы ярцевской (свислочской) свиты (25-85 м.) содержащие акритархи, на южном склоне Московской синеклизы залегают на сильно эродированной поверхности кристаллического фундамента и представлены туффитами, мелко- и среднезернистыми песчаниками, туфопесчаниками, алевролитами и аргиллитами. Последние две разновидности преобладают. Туффиты сильно изменены, пирокласты в них замещены хлоритом и карбонатами. Терригенная примесь состоит из кварца и полевых шпатов. Формирование отложений свиты происходили в мелководно-морских условиях.

Редкинский горизонт верхнего венда состоит из плетневской и гаврилов-ямской свит. В первой (до 13 м) преобладают зеленовато-серые разнозернистые кварцевые песчаники с прослоями песков и гравелитами в основании, во второй (до 40 м) – красновато-коричневые и зеленовато-серые аргиллиты, в нижней части переходящие в зеленовато-серые алевролиты с разнозернистым кварцевым песчаником в основании. В породах гаврилов-ямской свиты найдены микрофоссилии. Формирование отложений плетневской свиты происходило в прибрежно-морских, а гаврилово-ямской – в мелководно-морских условиях.

1.2. Фанерозой

В настоящее время Воронежская антеклиза представляет приподнятый блок кристаллического фундамента, перекрытый разнозернистыми образованиями осадочного чехла. На приведенном рисунке 1.2 показан один из типичных поперечных разрезов через антеклизу по профилю Айдар-Павловск-Новохоперск. Хорошо видны ее ассиметричный облик (более крутое по поверхности фундамента юго-западное крыло) и различное строение осадочной толщи, поскольку на юго-западе развиты каменноугольные отложения, а на северо-востоке – девонские.

1.2.1. Девонская система

Девонские образования развиты к северо-востоку от линии Севск-Обоянь-Новый Оскол-Кантемировка и слагают присводовую часть юго-западного крыла, свод и полностью северо-восточное крыло Воронежской антеклизы. Мощность отложений колеблется от 0 у границ выкли-

нивания до 600 м в краевых частях антеклизы. Они залегают на породах кристаллического фундамента и корах выветривания по ним, а в полях развития верхнепротерозойских отложений – на последних. Перекрыты девонские образования преимущественно мезокайнозойскими отложениями различного возраста, и только в присводовой части юго-западного крыла, на юго-востоке и крайнем востоке – каменноугольными.

Девонские отложения представлены чрезвычайно разнообразным спектром пород – терригенными, органогенными, хемогенными (эвапоритами) и их промежуточными разностями, эффузивно-осадочными и эффузивными. Многие авторы по преобладающему развитию пород выделяют нижнюю терригенную и верхнюю карбонатную толщи, граница между которыми проводится в средней части франского яруса.

Выделяются все три отдела девонской системы: нижний, средний и верхний (табл. 1.3).

Нижний отдел. Представлен отложениями эмского яруса, залегающими в основании девонского разреза, представлены ряжским горизонтом (до 60 м), развитым в крайней северной части антеклизы и сложенным двумя толщами – нижней гравийно-песчаной и верхней песчано-глинисто-алевритовой. Песчаные и гравийные породы по составу кварцевые, полевые шпаты составляют менее 10 %. Зерна обломочных минералов слабо окатаны. Окраска пород серая, зеленовато-серая, пестроцветная. Последняя особенно характерна для глин, окрашенных в ярко-зеленые, красновато- и коричневато-бурые, мелово-вишневые тона. В составе глинистых пород преобладает каолинит, в меньшей степени развиты гидрослюда, хлорит и монтмориллонит [33].

Средний отдел. Включает образования эйфельского и живесткого ярусов. Первый внизу сложен морсовским горизонтом, породы которого формировались в различных фациальных условиях – континентальных, лагунных, морских и отличаются пестротой состава. Особенностью терригенной части разреза является формирование ее за счет эродированной коры выветривания на докембрийских породах. Эрозия была глубокой, поскольку в составе отложений нередко отмечаются невыветрелые полевые шпаты. Верхняя половина разреза представлена органогенно-детритовым известняками и только в его в кровле появляются черноярские глины, образовавшиеся в регрессивную фазу эйфельского осадконакопления. Максимум трансгрессии – в мосоловское время (анундуционная стадия).

Живетский ярус (воробьевский, ардатовский и муллинский горизонты) сложен терригенными породами – песками и глинами мощностью до 100 м. Максимум трансгрессии приходится на ардатовское время, когда девонское море занимало наибольшую площадь, перекрывая, возможно, всю территорию антеклизу и соединяясь с бассейном Днепровско-Донецкой впадины. Ардатовские отложения этой структуры по составу и мощности мало отличаются от таковых юго-востока ВКМ. Особенностью разреза живетского времени является наличие маломощных эпизодических прослоев биоморфных известняков. Отложения регрессивной фазы (муллинское время) сохранились не везде.

Верхний отдел. Сложен широко распространенными породами франского и фаменского возраста. Разрез начинается с ястребовского горизонта, в составе которого на юге-востока антеклизы значительную роль играют ильменитоносные вулканогенные и вулканогенно-осадочные породы [14]. Материал поставлялся из вулканов, жерловые фации которых устанавливаются в разрезах. Максимум трансгрессии приходится на чаплыгинское (раннещигровское, кыновское, швентойское) время. По площади пестроцветные песчано-алеврито-глинистые образования несколько уступают живетским, но среди верхнедевонских наиболее распространены по площади. Саргаевские и семилукские образования, преимущественно карбонатные, отражают стадию сокращения морского бассейна и выровненность территории, откуда почти не поступал терригенный материал. Позднефранские образования (петинский горизонт) с размывом залегают на семилукских и представлены в самом низу кварцевыми песчаниками, сменяющимися каолиновыми глинами, которые вверх переходят в чередования известняков, глин и песчаников, в том силе и оолитовых. В пределах развития воронежского горизонта выделяются две крупных зоны – южная прибрежно-морская и северная мелководно-морская. Первая фиксируется по преобладанию песчано-глинистых пород с растительными остатками, вторая – карбонатно-глинистых и карбонатных. На юго-востоке антеклизы к петинскому времени приурочены поля щелочных базальтов, содержащих ксенолиты семилукских известняков. Верхняя часть разреза представлена известняками евлано-ливенского возраста, распространенными северней широты Воронежа. Среди органогенно-детритовых известняков нередки прослои автохтонных конгломератов, что свидетельствует о мелководности

Таблица 1.3

Стратиграфическая колонка фанерозойских отложений Воронежской антеклизы

Система	Отдел	Ярус, надъярус	Подъярус	Горизонт	Индекс	Колонка	Мощность, м	Петрографический состав пород	Эпохи корообразования
1	2	3	4	5	6	7	8	9	10
Четвертичная					Q		5-80	Пески, алевриты, глины, суглинки, в том числе моренные с валунами и щебнем, лессовидные, редко мергели, доломиты, торф, погребенные почвы, вулканический пепел	
Неогеновая	Плиоцен				N_2		40-50	Пески, алевриты, глины	
	Миоцен			Полтавский P_3 - N_1pt	N_1		15-60	Пески, глины пестроцветные	
Палеогеновая	Олигоцен			Харьковский P_{2-3}hr	P_3		10-50	Пески кварцевые, глауконит-кварцевые	
	Эоцен			Киевский P_2kv Бучакский P_2bc Каневский P_2kn	P_2		5-40	Пески глауконит-кварцевые, пески кварцевые, глауконит-кварцевые, глины, пески кварцевые, глауконит-кварцевые	
	Палеоцен			Сумской P_1sm	P_1		5-20	Глины окоповидные, алевритистые, бентонитовые, пески	
Меловая	Верхний	Маастрихтский			K_2m		до 180	Мел, мергели	
		Кампанский			K_2kn		5-30	Мел, мергели мелоподобные, пески, алевриты, силициты	
		Сантонский			K_2sn		5-140	Мергели мелоподобные и кремнеземистые, мела, силициты, пески и алевриты	
		Коньякский			K_2k		5-60	Мела, мергели, силициты, пески, алевриты, глины	
		Туронский			K_2t		5-50	Мела, мергели, в основании пески и фосфориты	
		Сеноманский			K_2s		15-20	Пески глауконит-кварцевые с фосфоритами	
	Нижний	Альбский			K_1al		5-15	Пески, алевриты глауконит-кварцевые	
		Аптский			K_1a		3-30	Пески кварцевые, каолиновые глины	
		Неокомский			K_1nc		10	Глины алевритистые темно-серые, внизу зеленовато-серые, пески	
Юрский	Верхний	Титонский			J_3t		до 40	Глины известковистые и алевритистые с прослоями известняков и песчаников	
		Кимериджский			J_3k		до 40	Глины в разной степени алевритистые с прослоями известняков и песчаников	
		Оксфордский			J_3o		до 30	Глины известковые, песчанистые и алевритистые с маломощными прослоями известняков	
	Средний	Келловейский			J_2k		до 30	Глины, в Белгородском районе с прослоями песков	
		Батский		Нежинский J_2ng	J_2bt_{2-3}		5-40	Пески, глины, алевриты	
				Подлужный J_2pd	J_2bt_1		5-60	Чередование глин с алевритами, пески	
		Байосский			J_2b		15	Пески, глины	
Каменноугольная	Нижний	Московский			C_2m		до 100	Чередование глин, мергелей, известняков, алевролитов, песчаников	
		Башкирский			C_2b		до 40	Внизу глины, выше известняки	
		Серпуховский		Протвинский	C_1pr		10-25	Известняки органогенные	
				Стешевский	C_1st		до 35	Известняки белые, доломиты	
				Тарусский	C_1tr		10-40	Известняки, доломиты	
		Визейский	Верхний	Веневский	C_1vn		10-40	Известняки с прослоями глин и кремнями	
				Михайловский	C_1mh		до 50	Внизу глины, вверху известняки	
			Нижний	Алексинский	C_1al		до 60	Известняки, глины, песчаники	
				Тульский	C_1tl		до 70	Чередование песков, глин, известняков, углей	
		Турнейский	Верхний	Бобриковский	C_1bb		до 40	Пески, глины, угли	
				Радаевский	C_1rd		до 10	Глины с прослоями песков и алевритов	
			Нижний		C_1t_2		до 20	Известняки органогенные, окремненные с прослоями глин	
				Упинский	C_1up		10	Переслаивание узловатых и органогенно-обломочных известняков	
				Малевский	C_1ml		10	Переслаивание известняков и глин	
				Гумеровский	C_1gm		8	Биоморфно-полидетритовые известняки	
Девонская	Верхний	Фаменский	Верхний	Хованский	D_3hv		до 25	Глины, мергели, известняки, доломиты	
				Озерский	D_3os		до 23	Доломиты, гипсы, ангидриты, на юге-глины, известняки	
			Средний	Плавский	D_3pl		15	Доломиты, гипсы, ангидриты, доломитизированные известняки	
				Оптуховский	D_3op		20	Доломиты	
				Лебедянский	D_3lb		25	Доломиты и известняки	
			Нижний	Елецкий	D_3el		до 30	Известняки органогенно-обломочные	
				Задонский	D_3zd		до 20	Внизу пески и глины, вверху известняки	
		Франский	Верхний	Ливенский	D_3lv		30	Известняки органогенно-обломочные	
				Евлановский	D_3ev		30	Известняки органогенно-обломочные	
				Воронежский	D_3vz		до 55	Известняки и мергели с прослоями глин	
			Средний	Петинский	D_3pt		10	Пески, глины, мергели	
				Семилукский	D_3sm		до 30	Переслаивание известняков и глин	
				Саргаевский	D_3sr		до 20	Зеленовато-серые известняки	
			Нижний	Чаплыгинский	D_3cp		до 130	Глины, алевриты, пески	
				Ястребовский	D_3js		до 40	Глины, пески, на ЮВ-вулканогенные породы	
	Средний	Живетский		Муллинский	D_2ml		до 10	Глины, алевриты, пески	
				Ардатовский	D_2ar		до 80	Алеврито-песчано-глинистые породы	
				Воробьевский	D_2vb		до 20	Глины с прослоями песков	
		Эйфельский		Черноярский	D_2cr		до 10	Глины с прослоями песков, мергелей	
				Мосоловский	D_2ms		до 30	Известняки (85 %), песчаники, глины	
				Морсовский	D_2mr		до 65	Разнозернистые пески, глины, алевриты, известняки	
	Нижний	Эмсский		Ряжский	D_1rg		до 60	Гравийно-песчаные и песчано-глинисто-алевритовые породы	
Докембрий					AR + PR			Породы кристаллического фундамента архея и раннего протерозоя, в краевых частях региона - неметаморфизованные осадочные образования позднего протерозоя	

морского бассейна. На востоке в евлановско-ливенское время произошло излияние покровных базальтов. В целом это время отвечает регрессивной стадии развития раннефранского осадконакопления.

Площадь развития фаменских образований наименьшая в девоне. Они представлены преимущественно карбонатными и эвапоритовыми породами, образовавшимися в регрессивную фазу общего девонского осадконакопления. Начинается разрез с задонского горизонта. Его характерной особенностью является большое количество типов слагающих пород, частая их смена в разрезе и по площади. В большинстве случаев нижняя его часть терригенная, а верхняя – карбонатная. У границ выклинивания горизонта наблюдается сильное огрубление материала.

Для елецкого горизонта (см. табл. 1.3.) отмечается выдержанность и однородность состава на значительных площадях, а также преобладание (до 80 % от мощности разреза) известняковых и доломитово-известняковых пород. Терригенные образования имеются на северо-западе вблизи границы выклинивания горизонта. На елецкое время приходится максимальная трансгрессия на общем регрессивном фоне развития фаменского бассейна.

В верхней части разреза развиты преимущественно доломиты, в меньшей степени известняки, часто доломитизированные, мергели, гипсы и ангидриты. Значительное место в это время занимала лагуна, расположенная в северной и особенно в северо-восточной частях антеклизы.

В позднефранское и фаменское время на юге региона в эрозионной депрессии, протягивающийся от Нового Оскола до восточных границ региона, накапливалась песчано-каолиновая мамонская толща. Большая часть ее разреза мощностью до 200 м сложена каолин-кварцевой породой с прослоями каолиновых глин мощностью до 10 м и песков до 20 м. Толща с размывом залегает на породах кристаллического фундамента, отложениях среднего и верхнего девона – от мосоловских до семилукских, а перекрывается различными по возрасту образованиями – от озерских до современных. Формирование мамонских отложений происходило за счет размыва и переотложения элювиальных образований на кристаллических породах докембрия, осадочных девона и базальтах. За счет коры выветривания последних образовалась нижняя пестроцветная часть толщи, верхняя – преимущественно при размыве элювия на гранитоидах. На крайнем юго-востоке в разрезах мамонской толщи появляются известняки, свидетельствующие о смене континентального осадконакопления морским.

1.2.2. Каменноугольная система

Каменноугольные отложения развиты на юго-западном склоне Воронежской антеклизы и ее юго-восточном замыкании. Северная (денудационная) граница их распространения проходит по линии Рыльск-Обоянь-Россошь-Богучар и далее Калач-Борисоглебск. Ранее эти отложения покрывали всю антеклизу, но были размыты в предмезозойское (возможно в триас-раннеюрское) время. Об этом свидетельствует наличие каменноугольных образований в погруженном грабене под Курском. Карбоновые образования на большей части площади их развития залегают на неровной эрозионной поверхности докембрийского фундамента, в узкой полосе вдоль денудационной границы – на девонских породах и с глубоким размывом перекрыты мезозойскими отложениями. Мощности каменноугольных образований нарастают от первых метров у границ выклинивания до сотен метров по направлению к отрицательным структурам.

В составе рассматриваемой системы выделяются нижний и средний отделы [37]. Нижний включает турнейский, визейский и серпуховской ярусы, средний-башкирский и московский. Породы последних двух ярусов развиты в самых краевых частях антеклизы и вскрыты единичными скважинами.

Нижний отдел. Нижний отдел сложен преимущественно карбонатными породами и только в визейском ярусе внизу заметное развитие получают терригенные образования. Турнейский ярус представлен узловатыми, пелитоморфными, конгломеративными известняками с маломощными прослоями глин. Терригенные образования заметную роль играют в основании яруса на КМА, где отмечаются песчано-глинистые породы, в том числе пласты сухарных глин. В верхней части разреза отмечаются углистые и песчаные глины с прослоями глинистых углей, отпечатками брахиопод и остракод.

В нижневизейском подъярусе преобладают аллювиальные и озерно-болотные образования, представленные песками и глинами с пластами бурых углей мощностью до 3 м. На юго-востоке антеклизы в разрезе появляются карбонатные глины прибрежно-морского генезиса. Вблизи гряд

железистых кварцитов отмечаются пролювиально-делювиальные образования, представляющие продукты переотложения латеритной коры выветривания на железистых кварцитах и сланцах. Пески обычно кварцевые, а глины каолиновые и образовались за счет размыва элювия на докембрийских породах.

В основании средневизейского подъяруса заметную роль играют глины и пески, залегающие среди известняков, а верхняя часть на 80 % карбонатная, представленная известняками, участками доломитизированными, меньше – доломитами и глинами. Среди глин отмечаются морские карбонатные и углистые бескарбонатные лагунного происхождения. Максимальная трансгрессия приходится на тульское время, а тульские образования наиболее распространены по площади.

Породы серпуховского яруса имеют ограниченное распространение по сравнению с таковыми визейского возраста и представлены преимущественно светло-серыми органогенно-детритусовыми известняками, залегающими на закарстованной поверхности образований веневского горизонта. Наряду с известняками широко распространены темно- и светло-серые диагенетические доломиты, которые по простиранию могут переходить в известняки. В карбонатных породах содержатся желваки кремней и линзы глин – бескарбонатных и известковистых. В верхней части яруса отмечаются брекчиевидные, узловатые, обломочные разности карбонатных образований, свидетельствующие об обмелении морского бассейна.

Средний отдел. Сложен известняками с прослоями терригенных пород. Породы башкирского яруса развиты на крайнем юго-западе КМА, на сочленении антеклизы с Днепровско-Донецкой впадиной, и с размывом залегают на серпуховских. Особенностью отложений яруса является наличие в основании разреза тонкослоистых зеленых глин, иногда с красными и розовыми пятнами. Местами глины содержат включения и прослои зеленовато-серых мергелей и глинистых известняков. Выше залегают сильно измененные вторичными процессами пелитоморфные и органогенно-детритовые известняки.

Московский ярус вскрыт в тех же разрезах, что и башкирский, имеет мощность до 100 м и представлен пятью ритмами переслаивающихся глин, мергелей, известняков, алевритов, песчаников, пропластков бурого угля. Мощность ритмов 5-10 м. Соотношение пород в ритмах меняется вплоть до исчезновения отдельных их типов. В легкой фракции песчаников и алевролитов в заметных количествах появляются полевые шпаты, что свидетельствует об эрозии невыветрелых кристаллических пород в источниках сноса.

1.2.3. Юрская система

Представлена байосским, батским и келловейским ярусами среднего, оксфордским, кимериджским и титонским (волжским) ярусами верхнего отделов. Юрские отложения с глубоким размывом залегают на палеозойских, а в центральной части антеклизы и на докембрийских породах. Особенно юрские образования распространены на территории КМА, где залегают под более молодыми отложениями, а выходят на поверхность по долинам рек в Орловской области. По данным Д.Н. Утехина [19] подошва юрских отложений представляет систему речных долин, разделенных уплощенными водоразделами с размахом рельефа до 90 м (разница между тальвегами и водоразделами). Общая мощность юрских отложений может достигать 100 м.

Средний отдел. Байосский ярус сложен голубовато- и коричневато-серыми глинами, выше переходящими в тонкозернистые алевриты. В большинстве случаев байосские отложения объединяют с нижнебатскими, поскольку их расчленение представляет большие трудности. Контакт же между нижне- и средне-верхнебатскими образованиями выражен достаточно четко по смене морских глин с аммонитами глинистыми алевритами и песками. Средне-верхнебатские отложения представлены песчаными русловыми и глинисто-алевритовыми пойменными фациями на северо-востоке КМА, алевритами, песками и глинами морских фаций на ее юго-западе. Морские глины содержат раковины аммонитов и белемнитов прекрасной сохранности.

Келловейские отложения залегают на размытой поверхности батских, реже девонских и докембрийских пород, сформировались в максимум юрской трансгрессии и представлены преимущественно морскими фациями. На большей части территории КМА келловей представлен глинами и только в Белгородском районе значительную роль в разрезах начинают играть пески, образовавшиеся в прибрежно-морских условиях. В основании разреза в северо-восточной части поля развития юрских образований встречаются континентальные озерные отложения во врезанных в девонское основание долинах, представленные темно-серыми до черных иловатыми глинами с

многочисленными автохтонными растительными остатками. Обычно в основании континентальных отложений, отсутствующих южнее широты Обояни, имеется маломощный прослой гравелистого песка.

Морские келловейские глины коричневато-серые, неясно-слоистые, в различной степени запесоченные и алевритистые с прослоями глинистых песков, ходами илоедов, выполненных алевро-песчаным материалом, содержат многочисленные остатки раковин аммонитов, фораминифер, остракод, ядра и обломки пелециподов, гастропод.

Верхний отдел. В основании залегают оксфордские отложения, распространенные на гораздо меньшей площади, чем келловейские. Наиболее полные разрезы известны на юго-западе КМА, а на остальной территории они встречаются спорадически во впадинах на размытой поверхности келловейских отложений. Оксфордские образования представлены зеленовато-, светло-, темно-, пепельно-голубовато-серыми глинами, в различной степени известковистыми, опоковидными, песчанистыми, алевритистыми, содержащими опаловые спикулы губок, глауконит, пирит.

Отложения кимериджского яруса развиты в Белгородском районе КМА, где залегают на размытой поверхности оксфордских образований. Ярус представлен однообразными зеленовато-серыми неяснослоистыми, местами горизонтально-слоистыми, в разной степени песчанистыми и алевритистыми глинами с тонкими прослоями мергелей и глинистых известняков. В глинах присутствуют слойки ракушняков и фосфоритового галечника.

Отложения титонского яруса с размывом перекрывают породы кимериджского, келловейского и батского ярусов. По распространению титонских образований выделяется две крупных зоны – Белгородская и Курско-Брянская. Первая представлена преимущественно известковистыми глинами и известняками с подчиненными прослоями песков и песчаников, а вторая – алевритистыми и песчаными глинами и глауконитом. Следовательно, в Белгородском районе КМА в титонское время располагалась более удаленная от берега, чем на остальной территории, часть морского бассейна.

1.2.4. Меловая система

На территории Воронежской антеклизы меловые отложения наиболее распространены, а их мощность колеблется от первых десятков до 500 м. На западе антеклизы они с размывом залегают на юрских образованиях, в центральных и северных районах восточной части региона – на девонских, а на крайнем юге-юго-востоке – каменноугольных.

Отложения меловой системы делятся на две различные по литологии толщи: нижнюю терригенную в объеме неокомского надъяруса, аптского, альбского и сеноманского ярусов и верхнюю преимущественно карбонатную, представленную породами туронского, коньякского, сантонского, кампанского, маастрихского ярусов.

Нижний отдел. Включает неокомский надъярус, аптский и альбский ярусы. Отложения неокома с размывом залегают на породах различных ярусов юрской системы, а участками – на более древних образованиях.

В отличие от юрского времени в неокомское и южная, и юго-западная части региона были относительно приподняты, а восточная и северная окраины - опущены. Поэтому на северо-востоке наблюдаются наиболее полные разрезы и однообразие мелководно-морских отложений неокома. В то же время здесь возможно расчленение на валанжинский и готерив-барремский ярусы. Валанжинские образования представлены зеленовато-серыми песчано-глинистыми отложениями с прослоями сидеритового песчаника, гнездами железистых оолитов и мелкими гальками фосфоритов в основании. Готерив-барремские отложения в основании повсеместно представлены темными, почти черными глинами, песчано-слюдистыми, участками переходящими в слюдистые пески. Верхняя часть - это мелкозернистые пески и алевролиты с тонкополосчатой текстурой за счет тонких линзовидных прослоев серых глин ("рябец"). Самый верхний горизонт готерив-баррема не выдержан и сложен зеленовато-бурыми "табачковыми" алевритовыми глинами, переходящими по простиранию в глинистые алевриты и мелкозернистые глауконит-кварцевые пески [49].

В южных и юго-западных районах антеклизы (к югу от г. Обоянь) отложения неокома не расчленются на ярусы и представлены пестроцветными алевритистыми глинами, алевритами и песками, лишенными каких-либо органических остатков. В распределении литологических типов нет какой-либо закономерности, что позволяет отнести их к образованиям мелкого моря с переменным гидродинамическим режимом.

Отложения аптского яруса распространены на большей части территории, имеют эрозионные границы и с глубоким несогласием залегают на образованиях неокома, юры и девона. В аптский век осадконакопление происходило в континентальных условиях на юге и морских на севере. Континентальные отложения представлены глинисто-песчаными породами русловых, пойменных и озерно-болотных фаций. Наиболее полные разрезы развиты в пределах Латненского месторождения огнеупорных глин. Там в нижних частях разрезов залегают русловые пески, в средних – озерно-болотные глины, в верхних – мелко- и тонкозернистые пески и алевриты.

Большинство же разрезов сложено только кварцевыми песками. Это могут быть песчано-гравийные смеси, разнозернистые от крупно- до тонкозернистых пески. Соотношение песков может меняться от разреза к разрезу, однако в целом отмечается тенденция к уменьшению размера зернистости снизу вверх, когда песчано-гравийные отложения перлювиальных и пристрежневых фаций сменяются средне- и мелкозернистыми песками прирусловых отмелей и валов, на которых залегают пойменные и старичные отложения мелко-тонкозернистых песков, алевритов и глин с горизонтальной и близкой к ней слоистостью. В верхних частях разрезов нередки углистые глины и лигниты, свидетельствующие о заиливании и заполнении углисто-глинистым материалом озер и превращении их в болота [56]. Все это свидетельствует о выравнивании территории.

Северную часть территории в аптское время занимала обширные прибрежно- и мелководно-морские зоны, сложенные светло-серыми до белых кварцевыми песками, среди которых отмечаются небольшие линзы глин гидрослюдисто-каолинитового состава. В прибрежно-морских песках участками отмечаются линзы, обогащенные титан-циркониевыми минералами.

Отложения альбского яруса известны почти на всей территории антеклизы, отсутствуя лишь на ее севере и Павловском поднятии. Они с размывом залегают на породах апта, а южнее линии г.г. Курск-Тим – на неокомских и даже юрских образованиях. Повсеместно они перекрываются песчаными породами сеномана. Альбские обнажения представлены толщей глауконит-кварцевых разнозернистых песков, изменяющихся по гранулометрии как по площади, так и разрезу. Вблизи Россошанского массива в основании альба залегают гравелистые крупнозернистые пески, на северо-востоке и в отдельных участках остальной территории отмечаются прослои глин и желваки фосфоритов. Формирование альбских отложений происходило в мелководно-морском бассейне с нормальной соленостью.

Верхний отдел. Отложения сеноманского яруса широко распространены и отсутствуют только в пределах Окско-Донской низменности вследствие интенсивной эрозии в неоген-четвертичное время. Вдоль северной границы своего распространения они выходят на дневную поверхность, а южнее перекрыты более молодыми карбонатными образованиями меловой системы. Почти повсеместно отложения сеномана подстилаются песчаными породами альба, а на юго-востоке залегают на более древних образованиях палеозоя. На большей части территории сеноманские отложения представлены толщей мелко-среднезернистых песков зеленовато-серого цвета, содержащих глауконит и фосфориты, на крайнем юге в составе песков появляются гравелистые. В пределах сеноманского бассейна отмечаются впадины и поднятия. В первых формировались глинистые мелкозернистые пески с прослоями песчаных глин и алевритов, на вторых – мелкозернистые пески с фосфоритами. К таким поднятиям и приурочены месторождения фосфоритов [56], где насчитывается до трех продуктивных пластов.

Отложения туронского яруса залегает на сеноманских и повсеместно представлены толщей меловых пород, песчанистых в основании, чистых и слабо глинистых вверху. Мел белый писчий грубый с обломками призматического слоя иноцерамов. Состоит из кокколитофорид со значительной примесью раковин фораминифер. Песчанистый мел в основании ("сурка") может иметь мощность до 3-х метров, обычно не более одного метра.

Коньякские образования согласно залегают на туронских, с которыми совпадают по площади, отличаются значительной фациальной изменчивостью по латерали и разрезам. Верхняя граница отбивается по губковому горизонту или характерному прослою ожелезнения. В направлении с юга на север наблюдается смена фаций от чистого мела и мелоподобных мергелей до известковистых алевритов, кремнеземных мергелей, глинистых трепелов и опок. На северо-востоке развиты мелкозернистые желтовато-серые кварцевые пески с глауконитом и фосфоритами.

Отложения сантонского яруса пользуются наиболее широким распространением по сравнению с другими верхнемеловыми образованиями. Характерной особенностью этого яруса является широкий спектр пород - от мела и мелоподобного мергеля на юге до кремнеземистых мергелей,

известковистых глин, опок, трепелов, песков и алевритов по направлению с юга на север. На крайнем северо-западе и юго-востоке антеклизы сантон полностью сложен силицитами – опоками с прослоями трепелов. На северо-восточном склоне развиты исключительно опоковидные алевролиты и песчаники, в основании которых повсеместно отмечается фосфатоносная пачка мощностью до 0,7 м.

Образования кампанского яруса согласно залегают на сантонских и распространены в пределах лишь южной и западной частей антеклизы, а на северо-востоке сохранились в локальных останцах в кровле высоких водоразделов рек Хопра и Вороны. Для кампанских отложений характерна их широкая фациальная изменчивость – от мела и мелоподобных мергелей на юге до фосфатоносных песков и алевритов на северо-западе, высококремнистых опоковидных пород с прослоями песков и мергелей на северо-востоке [56]. Особенностью кампанского мела является его повышенная белизна и тонкость, поскольку он практически полностью состоит из остатков кокколитофорид.

Отложения маастрихского яруса достоверно известны лишь на крайнем юго-западе региона, где они представлены мергельно-меловыми породами, визуально идентичными кампанским образованиям. Мел белый, тонкий, писчий, в нижней части глинистый, насыщенный чешуей рыб, в основании с галькой фосфоритов.

1.2.5. Палеогеновая система

Палеогеновые отложения распространены к югу от линии Севск-Фатеж-Касторное-Острогожск-Таловая-Новохоперск. Они трансгрессивно залегают на породах различных ярусов верхнего мела и полого наклонены в сторону Днепровско-Донецкой впадины. Мощности отложений колеблются от первых метров у границ выклинивания до 100 м на юго-востоке. В составе палеогеновой системы выделяются все три отдела: палеоцен, эоцен и олигоцен.

Палеоцен. Представлен отложениями сумской свиты (15-20 м), распространенными на юго-востоке Воронежской антеклизы, а также в виде небольших локальных участков в западных ее районах. Породы свиты заполняют впадины и неровности карбонатного ложа предпалеогенового рельефа и представлены песками, алевритами, глинами. Пески обычно слагают нижнюю часть разреза, либо весь разрез у границ выклинивания и на локальных древних поднятиях. В центральной, удаленной от берега части, расположена зона с преобладанием бентонитовых, алевритовых и опоковидных глин. Алевритовые глины содержат цеолиты.

Эоцен. Включает отложения каневской, бучакской, киевской и нижней части харьковской свит (см. табл. 1.3), распространенных в южной части антеклизы. Каневская свита сложена однообразными в литологическом отношении кварцевыми, бучакская – различными по зернистости кварцевыми и глауконит-кварцевыми песками и алевритами. Отложения киевской свиты имеют значительно более широкое развитие по сравнению с другими палеогеновыми образованиями. В самых южных районах региона они залегают на бучакских песках, а на остальной территории – карбонатных породах верхнего мела. В наиболее глубоководной зоне киевского моря разрез трехчленный: внизу залегают мелкозернистые глауконит-кварцевые пески с фосфоритами, в средней части – светло-серые глинистые мергели, вверху – светло-зеленовато-серые тонкодисперсные глины. В более мелководных участках киевского бассейна формировались опоковидные глины, в его периферийных частях – тонкозернистые глинистые пески и алевриты. На киевское время приходит максимум палеогеновой трансгрессии.

Харьковские образования распространены на площади, несколько уступающей киевской. Они представлены довольно хорошо выдержанными в литологическом отношении зеленовато-серыми глауконит-кварцевыми тонкозернистыми глинистыми песками и алевритами с прослоями глин, наиболее развитых на юге территории. Там нижняя часть разреза представлена алеврито-глинистыми образованиями, а верхняя – песчаная, что свидетельствует о регрессии эоценового бассейна.

Олигоцен-нижний миоцен. Объединены в полтавский надгоризонт, состоящий из берекского и новопетровского горизонтов, первый включает комплекс образований, залегающий выше харьковских пород, и представлен преимущественно песками. В нижней части они местами содержат глауконит и прослои зеленоватых глин, вверху преобладают кварцевые мелко-среднезернистые пески с тонкими прослойками серых гидрослюдисто-монтмориллонит-каолинитовых глин.

1.2.6. Неогеновая система

Геологический возраст отложений, отнесенных к неогеновой системе, из-за недостатка палеонтологического материала устанавливается, главным образом, по их условиям залегания. Сравнительно хорошо охарактеризрованы отдельные свиты палинологическими и палеокарпологическими данными. Гипсометрически неогеновые отложения связаны как с водораздельными площадями, так и с древними речными долинами. Выделяются два отдела – миоцен и плиоцен.

Миоцен. Представлен новопетровской свитой на юге и древним аллювиальным комплексом в долинах рек. Новопетровская свита на КМА сложена древнейшим континентальным комплексом песчано-глинистых образований неогена. Они наиболее широко развиты к югу от линии Алексеевка-Борисовка и встречаются на отдельных площадях по правобережью реки Сейм и западнее г. Рыльска, в районах г. Льгова и с. Репьевки. В их составе выделяется два фациальных типа осадков: аллювиально-делювиальный и озерно-болотный, причем второй развит незначительно лишь в западной части территории КМА. Аллювиально-делювиальные отложения представлены преимущественно светло-серыми разнозернистыми песками и кирпично-красными глинами с крупными конкрециями углекислого кальция и бобовинами окислов марганца. Именно этот тип описан в опорном обнажении Е.М.Розановской и назван "шапкинской толщей". Ее озерно-болотный аналог был выделен А.П.Кузнецовым на Красно-Яружском месторождении керамических глин, в основании гидрослюдисто-каолинитовых, а вверху – монтмориллонитовых.

Миоценовые древние (верхние) террасы, самые высокие в рельефе, возвышаются в долинах над урезом воды на 80-90 м и сложены песками и глинами. Первые обычно разнозернистые кварцевые с косой однонаправленной слоистостью, вторые имеют серый, темно-серый до черного цвета, обычно алевритистые и запесоченные, переслаиваются с песками, сформировались в старичных озерах.

Плиоцен. Сложен аллювиальными образованиями древних террас мощностью от 5 до 40 м. Средняя терраса (усманская серия) представлена мелко-среднезернистыми песками, а нижнюю образует аллювий кривоборской серии. Он связан с двумя уровнями погребенного аллювия Палео-Дона и его притоков с абсолютными высотами подошв на широте г. Воронежа +74 м и +54 м. Мощность песков первого уровня достигает 25-30 м, а второго – 40 м и более.

1.2.7. Четвертичная система

Четвертичные отложения на описываемой территории распространены почти повсеместно. По литологическим признакам, условиям залегания и в меньшей мере по палеонтологическим остаткам выделены образования эоплейстоцена – всех трех разделов неоплейстоцена и голоцена. Они детально охарактеризованы в работе [81].

Среди *нижнечетвертичных отложений* различаются образования нескольких генетических типов. Наиболее развиты коричневые и бурые суглинки разных оттенков, почти сплошным чехлом покрывающие водораздельные пространства, приводораздельные склоны и поверхности террас. Аллювиальные и озерно-болотные отложения приурочены, в основном, к древним притокам Пра-Дона и Пра-Днепра, где они слагают погребенную древнечетвертичную террасу и представлены глинами, глинистыми песками и относительно чистыми песками. С ранним неоплейстоценом связан также комплекс ледниковых образований Донского языка мощностью до 20 м и более.

Среднечетвертичные отложения развиты шире, чем нижнечетвертичные, и отличаются большим разнообразием. Породы лихвинского межледниковья представлены аллювиальными, аллювиально-озерными, делювиальными и элювиальными образованиями (погребенные почвы). Первый и второй генетические типы – это пески и серые глины с фауной, характерной для этого возраста. Делювиальные образования – супеси и суглинки различных цветов, обычно темно-бурых тонов.

Отложения эпохи днепровского (московского) оледенения связаны с Днепровско-Донским языком, окаймляющим с запада и востока центральную часть Среднерусской возвышенности. В гляциальной области отложения эпохи днепровского оледенения представлены мореной и сопровождающими ее водно-ледниковыми отложениями.

В экстрагляциальной области аллювиальные отложения эпохи днепровского оледенения связаны с IV надпойменной террасой и залегают в средней ее части. Наиболее широко эта терраса распространена в бассейнах рек Сейма, Северского Донца и Дона. Ее высота здесь 40-70 м над уровнем рек. Днепровский аллювий содержит все признаки перигляциального аллювия и пред-

ставлен серыми или грязно-серыми песками, иногда окрашенными в буро-желтые тона, с прослоями супесей и суглинков. Вверху эти пески преимущественно мелкозернистые, глинистые, ниже-, средне- и разнозернистые. Мощность отложений около 8 метров.

В составе водораздельного комплекса покровных суглинков экстрагляциальной зоны к днепровским принадлежит их средняя часть мощностью от 1,5 до 10 м и более, представленная светло-бурыми лессовидными суглинками с повышенным содержанием неустойчивых минералов в тяжелой фракции.

Отложения заключительной фазы московского оледенения слагают III надпойменную террасу и серию овражно-балочных отложений, простираются на приводораздельные склоны, а иногда перекрывают невысокие водораздельные плато. Они представлены песками и суглинками, реже глинами.

Верхнечетвертичные отложения представлены делювием и аллювием, слагающими склоны речных долин и надпойменные террасы. Делювиальные отложения распространены повсеместно и представлены в основном бурыми суглинками, в различной степени обогащенными песком, обломками местных пород.

Вторая надпойменная терраса развита по всем основным рекам, их притокам и во многих крупных балках. Для этой террасы характерно на северо-западе цокольное строение (высота 8-15 м), а на юго-востоке и юге аллювий уходит под пойму и урез воды в реке на глубину 5-10 м. Мощность аллювия соответственно изменяется от 8-10 м до 20-25 м.

Первая надпойменная терраса развита по всем крупным рекам и их притокам, но сохранилась не везде одинаково. Высота ее редко превышает 10 м, обычно же ее поверхность лежит ниже, приближаясь к поверхности поймы. Почти повсюду терраса аккумулятивная, сложена суглинками и супесями мощностью 10-15 м, в отдельных местах до 20 м.

Современные (голоценовые) отложения представлены преимущественно пойменным аллювием речных долин, а также аллювиально-делювиальными образованиями овражно-болотной сети. Ширина поймы колеблется от нескольких сотен метров до нескольких километров, а высота поймы составляет обычно 3-7 м. Нередко удается выделить два уровня поймы с разницей в высоте. Мощность аллювия в зависимости от порядка долины колеблется и в долине Дона достигает 18 м. Внизу он сложен песками с галечником в основании, вверху глинами и суглинками. Очень часто в верхней части аллювия отмечаются погребенные почвы и торф.

ГЛАВА 2
СОСТОЯНИЕ ПРОБЛЕМЫ

Изучение алмазоносности Воронежской антеклизы имеет сорокалетнюю историю, без осмысления уроков которой не понять особенностей ситуации, в которой оказались исследователи сегодня. С самого начала работы здесь осуществлялись по двум направлениям, которые можно назвать общетеоретическим и собственно поисковым. По первому направлению велись сравнительно-тектонические и сравнительно-металлогенические построения, в которых приняли участие геологи ВСЕГЕИ, ЦНИГРИ, Центргеологии, ВГУ. В 1985 г. всю территорию платформы охватила карта алмазоносности масштаба 1:1 500 000 (Б.И. Прокопчук и др.), на которой Воронежская антеклиза относилась к Юго-Западной алмазоносной субпровинции. В 1986 г. В.П. Дмитриевым (ГУЦР) была составлена карта алмазоносности на всю территорию деятельности управления. В 1990 г. ВСЕГЕИ и ЦНИГРИ провели минерагеническое районирование платформы на алмазы в масштабе 1:5 000 000. В 1994 г. ЦРГЦ осуществил подсчет прогнозных ресурсов по категории P_3 для 8 прогнозируемых кимберлитовых районов, из которых на территории антеклизы находились пять (Кимовский, Брянский, Павловский, Тамбовский, Курский). При этом предполагались месторождения не только кимберлитовых алмазов, но и метаморфогенных, аналогичных кокчетавским Северного Казахстана. Последний регион предлагался как эталонный для "Центрально-Воронежского прогнозируемого кимберлитового района" антеклизы. Продолжив общетеоретическую дискуссию, М.В. Михайлов и др. [41] отнесли описываемый регион к Южно-Русской кимберлитовой субпровинции (Припятско-Днепровско-Донецкий авлакоген, Воронежская, Украинская антеклизы), в состав которой вошла Воронежская кимберлитовая область с районами Жлобинским, Минским, Воронежским (последний, правда, авторы уже через страницу называют "Павловским", с. 167). В Воронежском районе различается на площади Павловского поднятия прогнозируемое кимберлитовое поле, а в пределах последнего – Павловский и Осетровский участки, которым могут соответствовать "кусты кимберлитовых тел".

В рамках теоретического направления рассматривается и важнейший вопрос о возрасте становления предполагаемых продуктивных тел. Практически единодушно отмечается наибольшая вероятность принадлежности последних позднедевонской минерагенической эпохе, хотя в ранних работах [13,14] не исключалось обнаружение рифейских и мезозойских диатрем.

В работах по второму, собственно поисковому, направлению явно различаются ранний (60-70-е гг.) и более поздний, или современный, – этапы. Разделены они "пустым" интервалом середины и конца 80-х гг., когда поиски практически остановились. На первом этапе из ключевых разрезов (титан-циркониевые россыпи) отбирались пробы объемом до нескольких $м^3$, которые исследовались в только что созданном отделе ультрабазитов ИМРа (Ю.А. Полканов, В.К. Кошкарев). Использовав тонкие приемы в работе с концентрационным столом и тяжелыми жидкостями, эти исследователи получили результаты, которые заставили заговорить об антеклизе как о перспективном алмазоносном районе. В самом деле, только из аптских тонких песков и алевритов Волчинской россыпи Липецкой области были извлечены 241 зерно алмаза размерностью 0,15-0,25 мкм. Между тем технология выделения мелких алмазов, безусловное, явление советской геологической культуры ("культура" и есть "выращивание" – приходящая со временем наработка все новых приемов, неслучающаяся в одночасье), совершенствовалась. Она впитала в себя лицензионные варианты пенной сепарации (известный изобретатель-алмазник О.М. Кнаус), термическое разложение вещества проб (низкотемпературное разложение растворами фторидов, высокотемпературное сплавление с щелочами, вскрытие труднорастворимых минералов крепкими неорганическими кислотами), бывшая закрытой до самого последнего времени, независимый контроль другими методами за выходом ВБМ на каждом этапе обработки пробы. В минералогические исследования вовлекались частицы не только основных гранулометрических классов, но и эфеля. Схему выделения ВБМ иллюстрирует рис. 2.1. Предварительное обогащение начинается на установке ПОУ-4 ("полевая обогатительная"; современный вариант производится АО "Тульская горнозаводская компания", или АО ТГЗК, ориентировочная стоимость около 20 000 у.е.), на которой происходит сброс частиц +4 мм и обесшламливание (частицы менее 0,1 мм) с использованием

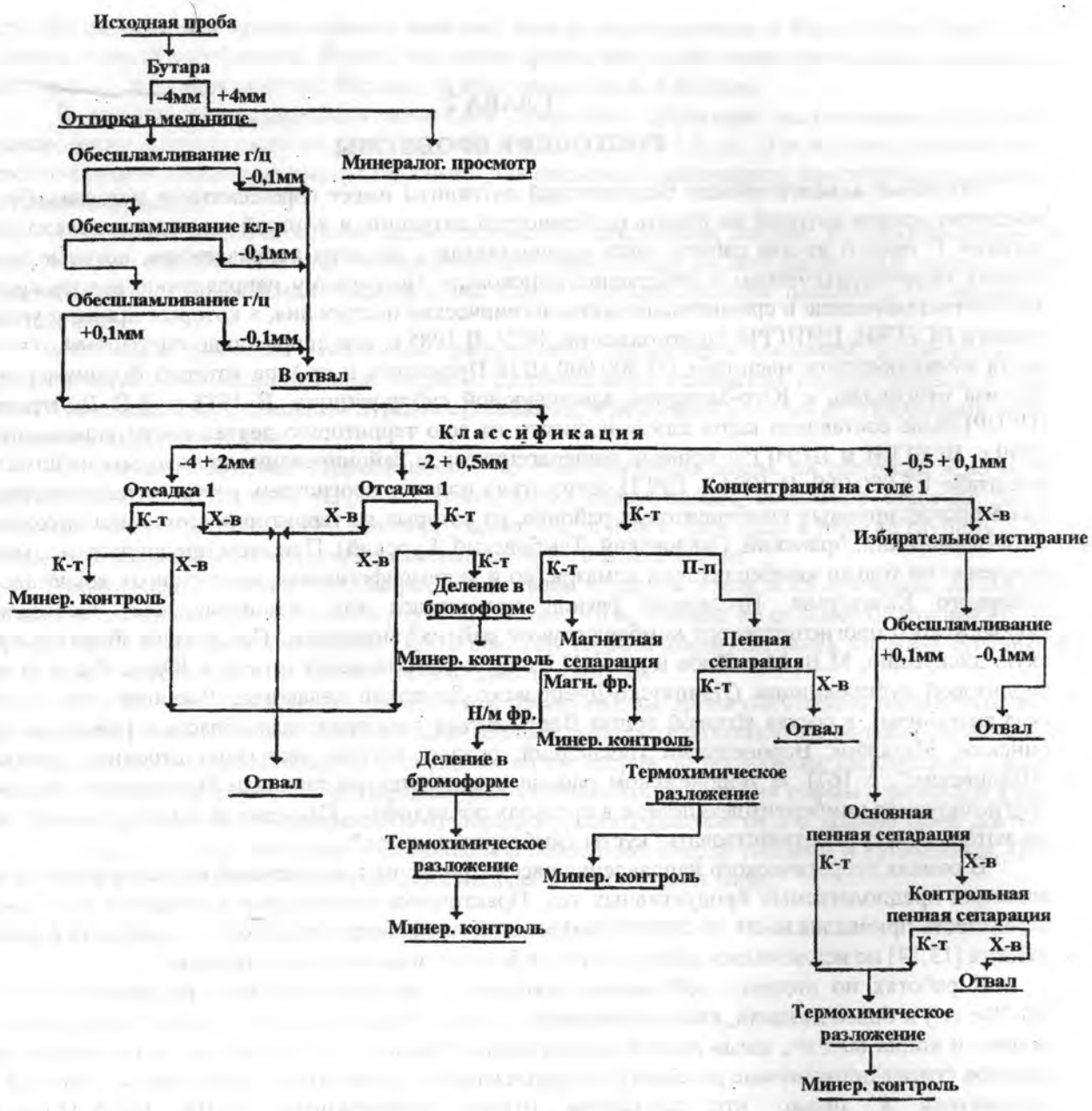


Рис. 2.1. Схема обогащения проб из осадочных толщ Воронежской антеклизы, обеспечивающая выделение зерен алмаза размерности +0,1 мм, необходимой для обеспечения поисковых работ в регионе

входящего в комплект ПОУ-4 гидроциклона и классификатора. При этом между сбросом крупных частиц и шламов имела место оттирка в мельнице для лучшего раскрытия материала. Дальнейшая *глубокая* обработка исследуемого вещества базальных горизонтов ведется в полупромышленных условиях – цехи ориентированного на мелкие алмазы обогащения в Симферополе, Покрово-Киреевке Донецкой области, Керчи. (В Керчи работали химические реакторы, разлагавшие в среде агрессивной жидкости термическим путем до 80 кг свежего кимберлита одновременно).

Подобная технологическая цепочка расширяла диапазон крупности извлекаемых зерен алмаза до 0,1 мм. Об этом приходится говорить сейчас подробно потому, что вся эта отработанная в прошлом сложная технологическая цепь оказалась за рубежами России, и в нашем регионе должна быть воссоздана вновь. Ведь если для горных и предгорных районов, какие занимает ЯАП, исследователей вполне может устроить конечная крупность изучаемых минеральных зерен +0,5 мм, то для равнинной Воронежской антеклизы автоматический перенос якутских технологий сравним с полным отказом от поисков: *основная продуктивная зернистая часть проб из базальных горизон-*

тов нашего региона (мел, палеоген) концентрируется в более тонких классах (-0,5 – +0,1 мм), составляя в среднем 40-50 % (иногда, до 97,2 %).

В течение раннего этапа на Воронежской антеклизе с использованием данной технологии было получено большое количество ценнейшего минералогического материала (в т.ч. несколько сотен зерен алмаза), который, однако, не был монографически обработан. Тому весьма способствовала завеса секретности, существовавшая над любыми сведениями об алмазоносности.

Современный поисковый этап продолжается десятилетие и отличается всеми особенностями переходного периода, переживаемого страной. Так, несмотря на то, что работы ведутся исключительно на госбюджетные средства, что могло бы быть большим преимуществом, они не начались с основополагающего: создания собственного регионального обогатительного центра, приспособленного к работе с исключительно оригинальным по гранулометрическому и минералогическому составу *местным* материалом. "Экономия" на создании собственного профессионально работающего центра обогащения, использование лабораторий других алмазоносных регионов привели к резкому падению результативности поисков. К примеру, Придонским ГГП в современный протяженный этап обнаружены шесть зерен алмаза (из них три из современного аллювия и пролювия Россоховатки и Копанки, скорее всего, попавшие туда из алмазоносной морены; связь их с местными источниками недоказуема) и единственное зерно пиропа алмазной ассоциации дунит-гарцбургитового парагенезиса, хотя объем проб достигал 10 м^3 [10]. Другая исследовательская группа [85] информирует об обнаружении 3 зерен алмаза (0,3-1,3 мм) и вновь – в отложениях сухих русел участков Россоховатого и Поддубного. Как видим, отбор и обработка сотен проб на юго-востоке региона на современном этапе позволили обнаружить во многие десятки раз меньшее количество зерен драгоценного минерала, чем это имело место в этап 60-70-х гг., не говоря уж о проблематичности генезиса постледниковых находок.

Но отчего же все-таки эффективные технологии экстракции мелких алмазов ИМРа, с которых начинались поиски алмаза на Воронежской антеклизе, перестали интересовать исполнителей? Ведь это были лучшие отечественные разработки, нарабатываемые большой группой исполнителей из Якутии и Москвы в шестидесятые годы, после вспышки открытий мелких алмазов на Украинском щите (Самоткань и др.). Перевод якутских геологов и технологий в Симферополь осуществлялся для поддержки начинающихся алмазопоисковых работ на Русской платформе, прежде всего на Украине. Решение оказалось эффективным, и успехи не заставили себя долго ждать: именно новым коллективом выделены первые алмазы Архангельской субпровинции, кокчетавские метаморфогенные и попигайские импактные кристаллы. Уже ныне им обнаружены зерна алмазов в верхнедевонских диатремах Северо-Припятского района Белоруссии. Технологии пользуются известностью и спросом в дальнем зарубежье (Алжир, Сьерра-Леоне, Мадагаскар). В том, что они оказались потерянными для региона, угадываются последствия прогрессирующего разрыва научных связей между частями некогда единого алмазного сообщества СССР, оказавшимися в разных новых государствах, но несомненен и эффект не совсем корректной конкуренции, использования возможности устранить с рынка геологических технологий сильного соперника-монополиста в работе со столь тонкими частицами полезного компонента. Неоднократно приходилось слышать и читать в соответствующем контексте об "ошибке" ИМРа 1984 г., когда в предварительном заключении по минералогическому анализу туфобрекчий D_3pt из скважины 8485 в Новохоперском районе были приведены сведения о присутствии многочисленных обломков алмаза. Ошибка не имела экономических последствий, была немедленно официально исправлена и произошла из-за попадания в пробы попигайских импактных алмазов, которыми был буквально насыщен воздух лаборатории. От подобного не застрахована *ни одна организация*. Антологию подобных ошибок можно проследить по работе [77]). В ней, кстати, рассматривается пример, когда австралийцы, приславшие в Мирный на обработку 200 т лампроитов знаменитой диатремы Argyle, с удивлением потом наблюдали в полученном концентрате индикаторные минералы, которые в ней не встречаются, но зато весьма распространены в якутских кимберлитах. И что же, это не вызвало разрыва отношений между Австралией и Россией, никак не повредило завершению контракта. Между тем, отказ от использования лучших разработок, и это азы менеджмента, неминуемо ведет к стагнации, снижению эффективности поисков (крайне невыгодно генеральному заказчику работ – Российскому государству), что и имеем: 241 зерно волчинских алмазов из одной пробы тридцатилетней давности (содержания до 2 карат/м^3) сложно сравнивать с результатами усилий двух крупных организаций за последние годы, отобравших сотни проб.

Новейший поисковый этап помимо технологической неосновательности отличает и несомненный технический авантюризм. Последний заключается в перескакивании через естественные поисковые этапы, содержание и смысл которых выработан не одним поколением геологов. Это относится к практической приостановке рекогносцировочного обследования осадочного чехла всей антеклизы. Между тем, в пределах него могут обнаружиться куда более весомые объекты, нежели Россоховатое, Мамоновка или Осетровка, на которых работы концентрируются многие годы. В поиски почти не вовлекаются перспективные площади Липецкой, Белгородской, Курской, Брянской областей. Новые находки белгородских и курских геологов позволяют говорить об ошибочности такого пути. Вспомним печальный опыт соседней Украины, пережившей с 60-х гг. не один такой "бум" увлеченности отдельными объектами (Кухотская Воля, Белокоровичи, Петровский и Горняций участки и многие другие) в ущерб планомерным, наукоемким исследованиям, к которым все равно приходилось возвращаться, но – после очередного фиаско, потеряв огромные средства и время. При этом *ни одной диатремы с доказанной алмазоносностью на Украине* так и *не найдено* до сих пор, несмотря на более простые условия поисков (меньшие мощности вскрыши, лучшие технологические возможности).

ГЛАВА 3

ФАЦИАЛЬНЫЙ АНАЛИЗ КАК СПОСОБ ОЦЕНКИ ПЕРСПЕКТИВ КОРЕННОЙ АЛМАЗОНОСНОСТИ ЮГА ВОСТОЧНО-ЕВРОПЕЙСКОЙ ПЛАТФОРМЫ

На юге платформы давно известны проявления алмаза и его минералов-индикаторов в осадочном чехле, но коренные источники их не найдены и пока ждут своего открытия. Первые два кимберлитовых поля (Азовский массив, зона сочленения Азовского массива и Донбасса), тела которых обнаружены в результате многолетних поисков, полезного компонента не содержат. Однако, в подобной видимой неудаче нельзя винить исполнителей: опыт поисков слепых диатрем, залегающих на больших глубинах (сто м и более), в мире отсутствует. Между тем высокие содержания алмаза на некоторых площадях региона позволяет надеяться на существование в недрах высокоалмазоносных тел. Их поиски необходимо начинать с фациального анализа промежуточных коллекторов, где обнаружены алмазы и их минералы-спутники [69]. Это позволит выявить направление и площади сноса высокобарических образований.

3.1. Фациальная принадлежность находок алмаза и индикаторных минералов в отложениях аптского яруса

В пробах, отобранных из аптских отложений (рис. 3.1) [27,60], встречены две пространственно разобщенные ассоциации высокобарических минералов. Так, одной из особенностей Волчинской алмазоносной россыпи является отсутствие в ней минералов-индикаторов, что делает поиски коренных источников ее алмазов традиционным пироповым методом невозможным. Заметим, что обедненность парагенетических минералогических ассоциаций характерна и для коренных источников Архангельской провинции и для диатрем Азовского массива. И те, и другие, по [78], принадлежат переходному типу между кимберлитами и лампроитами. Можно предполагать, что на северо-востоке антеклизы имеются подобные же тела переходного типа – источники алмазов Волчинской россыпи.

Однако проведенное нами опробование базальных горизонтов Воронежской антеклизы свидетельствует о том, что в ее пределах, видимо, имеются и классические кимберлиты. Признаком этого является неизменное присутствие пикроильменита, хромшпинелидов, оливина, муассанита в пробах, характеризующих аптские толщи присводовой части антеклизы (разрезы Хохольский, Стрелица). О местонахождении источников этих минералов можно судить по фациальной обстановке аптского осадконакопления (см. рис. 3.1). Из нее хорошо видно, алмазы Волчинской россыпи накопились в прибрежно-морских условиях зоны III БА, в то время как мелководно-морские обстановки существовали непосредственно севернее. Этот факт в комплексе с наблюдениями за конфигурацией раздела «прибрежные» – «морские» фации (отложения последних заливами вдаются в прибрежно-морские) определенно говорит о том, что источники волчинских алмазов могут находиться только южнее и юго-восточней, скорее всего, в районе Ельца. О том же косвенно свидетельствует и состав минералов тяжелой фракции аптской толщи у с. Слободка, в который, по данным В.В. Ильяша, входят неокатанные длиннопризматические цирконы, большое количество хромшпинелидов, ортит. Все они необязательно происходят из лампроитов, но с большой долей вероятности могут быть связаны с щелочными интрузивами, ассоциирующими с первыми. В структуре фундамента район предполагаемого нахождения источников минералов, в т.ч. алмаза, связывается с архейским Олымским срединным массивом, расположенным на западе Липецкой области. Относительно высокие концентрации алмаза в Волчинской россыпи, присутствие неокатанных длиннопризматических цирконов могут быть признаками, с одной стороны, – высокой алмазоносности гипотетического лампроитового тела, а с другой – его относительной геологической молодости (мезозой, возможно, T_3-J_1, K_1, хотя и среднепалеозойский-раннекаменноугольный вариант исключать не приходится).

Южный ореол высокобарических минералов (Стрелица, Хохольский) связан с континентальными пойменными и русловыми отложениями (VБ). По субмеридиональным границам фаций видно, что источники сноса располагались южнее этих двух разрезов и находились, скорее всего,

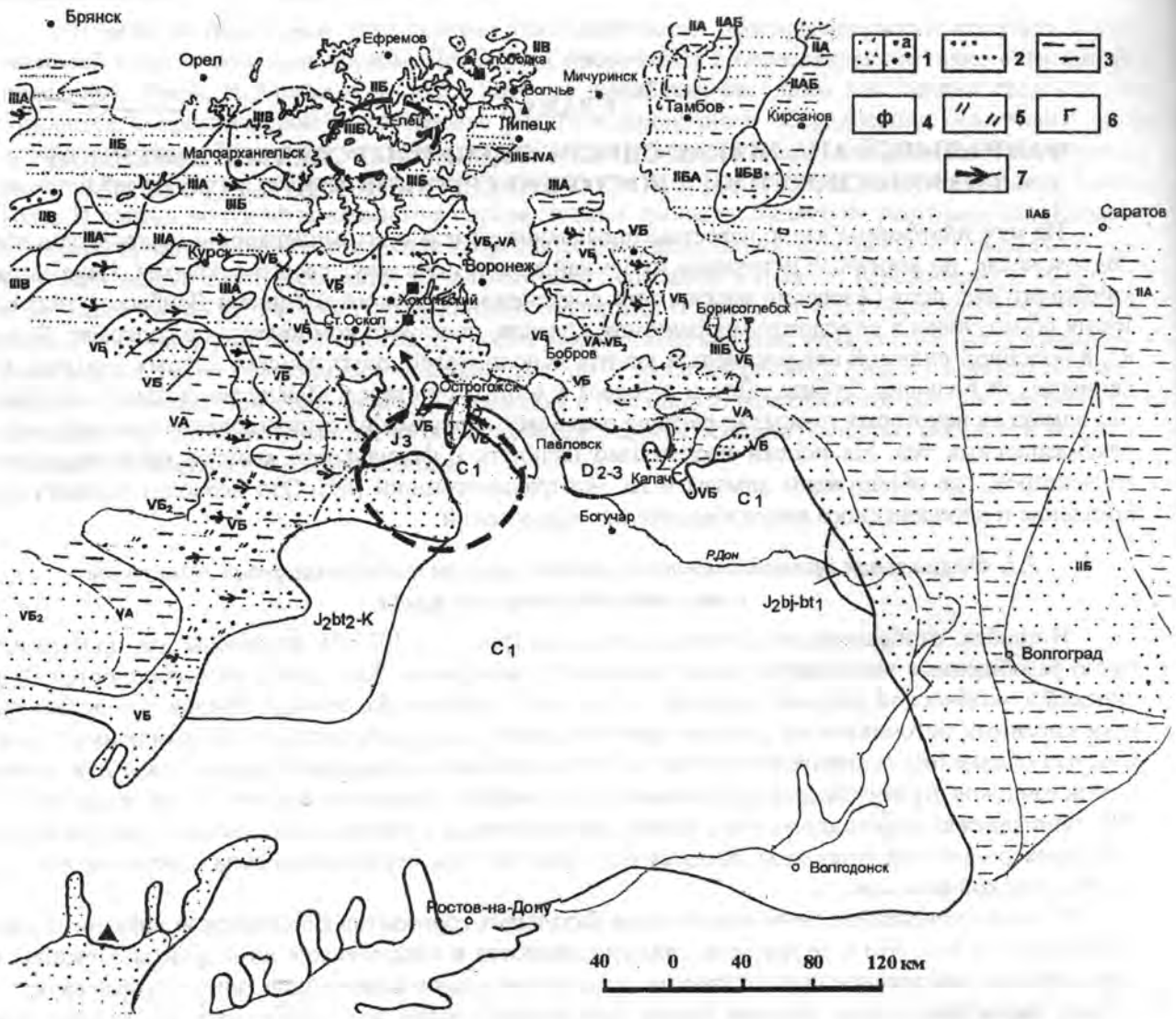


Рис. 3.1. Карта фаций аптских отложений, геологическая карта области предальбского размыва и местонахождения высокобарических минералов (квадраты) и алмаза (треугольник) в аптских толщах и геологическая карта области аптской суши (предальбского размыва). *Черными стрелками указаны предполагаемые направления сноса высокобарических минералов. При составлении использованы [1,4]. Фациальные обстановки осадконакопления: морские и прибрежные обстановки (II-IV), в т.ч. мелководно-морские (II); прибрежно-морские (III); опресненные лагуны (IV), гидродинамические режимы: А - спокойный; Б - средний; В - активный; V - континентальное осадконакопление, в т.ч. в условиях: озерно-болотных (VA), пойменных и русловых (VБ), пристрежневых (VВ), перлювиальных (VГ), отмелей, кос, прирусловых валов (VД), делювиально-пролювиальных (VE). С использованием [1,4]. 1 - пески, в т.ч. грубозернистые (а); 2 - алевриты; 3 - глины; 4 - фосфориты; 5 - слюдистость; 6 - глауконит; 7 - растительные остатки*

на севере обширной области современного отсутствия аптских отложений (районы Россоши, Алексеевки).

На рис. 3.1 в области современного отсутствия аптских отложений показаны геологические тела, которые размывались в аптский век: осадочные породы средней и верхней юры, нижнего карбона, среднего верхнего девона, в т.ч. континентальная «мамонская толща» последнего. *Образования фундамента не были вскрыты и не денудировались.* Южный ореол высокобарических минералов в аптских толщах имеет более древние коренные источники среднедевонского-раннекаменноугольного возраста, расположенные на площади, отвечающей Россошскому срединному массиву.

3.2. Фациальная принадлежность находок индикаторных минералов в отложениях альбского яруса

Отложения альбского яруса накапливались в начале крупнейшего альб-коньякского этапа, с которым на всей планете связаны процессы становления тел алмазоносных магматитов. Известно, что во впадине Конго диатремы кимберлитов прорывают нижнемеловые красноцветы серии Лейа в предаптское или предальбское время, в то время как в низах альбской свиты Кванпо уже есть их индикаторные минералы. В канадской же провинции Саскачеван у г. Принц-Альберт одно из кимберлитовых тел локализовано среди альбских отложений, верхняя часть разреза которых перекрывает кимберлиты [25,77]. В пределах Воронежской антеклизы альбский промежуточный коллектор не изучался.

В 2000 г. нами были опробованы в Лебединском карьере базальный горизонт альбских псаммитов и подстилающая кора выветривания (0,1 м), развитая по аптским пескам. Опыт оказался удачным. В пробе 5152 (0,2 м^3) среди прочих высокобарических минералов встречены 24 зерна красных пиропов и значительное количество оранжевых, часть которых может также относиться к пиропам высокобарической ассоциации минералов.

В фациальном отношении альбские псаммиты Лебединского карьера относятся к отложениям мелководно-морской зоны, сформировавшимся в условиях среднего и активного гидродинамических режимов. В 60 км юго-восточней они переходят в гравийно-галечные пески прибрежно-морской зоны, а еще в 40 юго-восточней начинается обширное пространство альбской суши (рис. 3.2). Принципиально важно, что выступ ее, наиболее приближенный к пиропоносному разрезу, отвечает архейскому Россошанскому срединному массиву.

Рис. 3.2. Источник высокохромистых пиропов альбского разреза у г. Губкина расположен в пределах выступа суши на юго-востоке (занимает площадь архейского Россошанского срединного массива). *Условные обозначения см. рис. 3.1.*

3.3 Фациальная принадлежность находок алмаза и индикаторных минералов в отложениях сеноманского яруса

Сеноманские отложения – единственный промежуточный коллектор верхнего мела региона, к тому же доступный для опробования на обширных площадях. Тем не менее, информативность его оставляет желать лучшего из-за того, что базальный горизонт сеномана не выражен, отчего сеноманские породы объединяются с альбскими в единую брянскую серию. Впрочем, в ряде разрезов сеноманские породы стратиграфически индивидуализированы и залегают непосредственно

на палеозойских (Шкурлат, Осетровка). М.В.Михайлов и др. [41], изучавшие алмазоносность мамонской части осетровского разреза, не привели в своей работе сведения о присутствии высокобарических минералов в осетровском сеномане, весьма благоприятном по петрографическому составу для опробования (грубозернистые гравийные пески).

Отметим, что исключение сеноманского коллектора из поискового процесса может иметь следствием необнаружение мезозойских коренных источников алмаза, в пользу присутствия которых в осадочном чехле Воронежской антеклизы свидетельствует все больше данных.

На рис. 3.3 показано положение Центрального месторождения, где зерна алмаза без индикаторных минералов известны давно, и вновь обнаруженное в устье р. Битюга проявление Котовка (пикроильменит, хромшпинелиды, оливин, муассанит). Мелкие алмазы Центрального месторождения встречены с минералами Ti и Zr, накапливавшимися на мелководном шельфе в условиях средней гидродинамической активности. Источник ильменита, циркона и алмазов очевиден: он расположен в пределах обширной области сеноманской суши, разделявшей морские бассейны юго-запада (системы эпиконтинентальных морей Мезотетиса) и северо-востока (Бореального). Питание местной сеноманской алмазоносной россыпи в большой степени осуществлялось за счет аптского промежуточного коллектора: содержания алмазов здесь много меньшие, как и их размерность, по сравнению с таковыми в апте Волчинского месторождения. Важнейшая черта сходства – отсутствие в обеих россыпях прочих индикаторных минералов, что нельзя не рассматривать как принадлежность одному и тому же лампроитовому коренному источнику. Котовское проявление выявлено в мелководно-морских псаммитах зоны II АБ. Прибрежно-морские условия седиментации со средней и активной гидродинамической обстановкой существовали юго-западней (район п. Подгорное, центральная часть Россошанского срединного массива), а также южней и юго-восточней. Разнообразие высокобарических и потенциально высокобарических минералов (ВБМ) типично Южной ассоциации связывается с соответствующим кимберлитовым источником. Отметим относительное обеднение спектра ВБМ по сравнению с альбским разрезом Лебединского

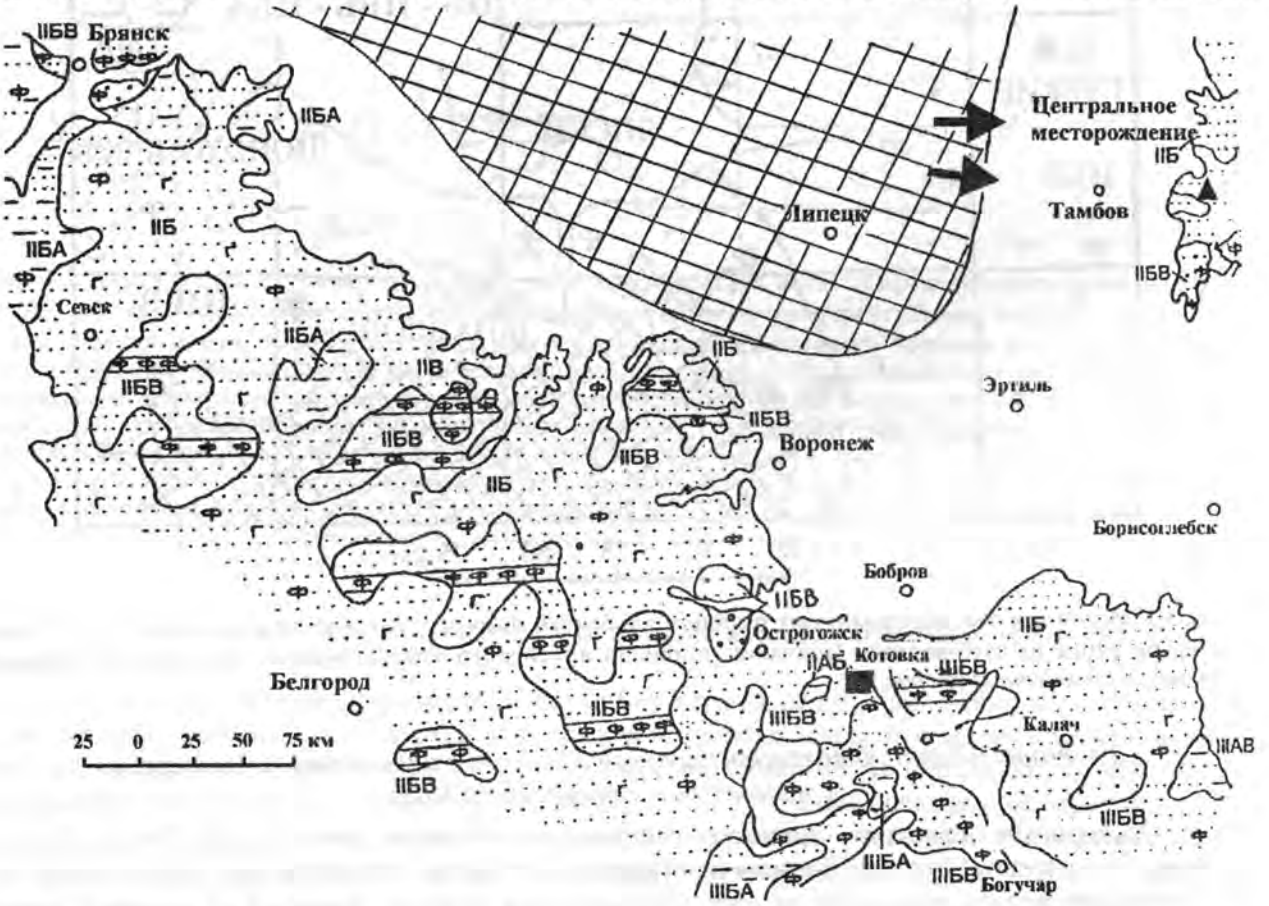


Рис. 3.3. Фациальная карта отложений сеноманского яруса Воронежской антеклизы, местонахождения высокобарических минералов (квадрат) и алмаза (треугольник) и положение области сеноманской суши. *Усл. обозначения см. рис. 3.1*

карьера и базальным палеогеновым коллектором (Жилино, Кантемировский район), что может быть объяснено вялыми переработкой и естественным обогащением сеноманским морем ранее накопившихся отложений.

3.4 Фациальная принадлежность находок алмаза и индикаторных минералов в базальном горизонте палеогена

Отложения базального горизонта палеогена Воронежской антеклизы относятся к сумской свите палеоцена (преимущественно), а также к каневской и бучакской свитам эоцена. Палеогеновый коллектор сформировался после длительного (10-15 млн. лет) перерыва осадконакопления, подготовившего огромные массы делитифицированного элювиально-делювиального по преимуществу материала («хоперский горизонт»). Позднепалеоценовая трансгрессия начинала новый крупный тектоно-седиментационный этап и развивалась стремительно, охватив весь юго-восток Воронежской антеклизы. О глубине проработки ранее накопившихся осадочных пород говорит переменчивость петрографического состава коллектора. Так, в пределах всего лишь 800 м участка контакта сантонских кремнистых пород и отложений сумской свиты у с. Нижний Бык базальные глауконитовые глины сменяются по простиранию плотными песчаниками с редкой рассеянной галькой и далее - песчано-гравийными отложениями. Глубина проработки толщ предшествующих

Рис. 3.4. Фациальная карта отложений сумской свиты палеоцена Воронежской антеклизы (по В.К. Бартеневу, 2001) и местонахождения высокобарических минералов (квадрат) и алмаза (треугольник). *Номера проявлений: Новобогородицкое (1), Нижний Бык (2), Ержовка, или Новомихайловка (3). Усл. обозначения см. рис. 3.1*

этапов осадконакопления, намного превышающая таковую сеноманского века, делает палеогеновый коллектор важным источником информации об алмазоносности региона.

Так, во всех семи пробах, характеризующих базальный горизонт палеоцена (рис. 3.4) встречены высокобарические минералы, а в разрезе Ержовка (Новомихайловка) на р. Татарке – зерно алмаза 250 мкм в поперечнике. При этом комплекс ВБМ из палеогенового коллектора богаче: здесь встречены хромдиопсид, пиропы (разрезы Жилино-Поддубный, Ержовка), которых нет в сеномане Котовки. Разнообразие минерального состава ассоциации ВБМ из палеогенового коллектора явно возрастает по мере приближения точек опробования к Россошанскому срединному массиву.

3.5. О генезисе зерен алмаза и ВБМ в четвертичных коллекторах

Четвертичный период Воронежской антеклизы насыщен вспышками тектонической активности, ведшими к формированию хорошо выраженных поверхностей несогласий, перемыву ранее накопившихся толщ. Только на площади Шкурлатовского рудного поля зафиксировано формирование мощного (до 2-3 м и более) гравийно-галечникового горизонта в основании разреза шкурлатовской (шкурлатской) свиты $Q_{III}sh$ и три глубоких (до 6-8 м каждый) голоценовых палеовреза с подобными же базальными горизонтами. Однако использовать четвертичные толщи в алмазопоисковых целях можно лишь с большими ограничениями и только при ясном понимании генетического и стратиграфического положения опробуемых интервалов. Это объясняется тем, что в раннем плейстоцене почти весь регион оказался занят Донским ледниковым языком, областью питания которого являлся алмазоносный север Восточно-Европейской платформы. И в самом деле, поисковой группой ВГУ в разрезе Верхний Икорец наблюдался крупный полуразложившийся валун, сложенный темно-серой ультраосновной брекчией. Порода содержала хромшпинелиды и другие ВБМ.

Донские и последонские четвертичные толщи Воронежской антеклизы (включая современный ложковый аллювий) сформировались при огромном участии моренного материала. Для того, чтобы убедиться в этом, достаточно рассмотреть рис. 3.5. На нем показаны делимость (зональность) Донского ледникового покрова и положение его основных флювиогляциальных гряд, Воронежской и Цнинской, ответственных за формирование вторичных ореолов рассеяния *северных* ВБМ в послеледниковых отложениях. Вероятными свидетельствами того, что некоторые исследователи [10] получили из ложкового аллювия и флювиогляциальных толщ именно *северные* ВБМ, не имеющие отношения к ассоциациям этих минералов Воронежской антеклизы, являются: 1 – находки зерен пикроильменита "осетровского типа" в сухих ложках

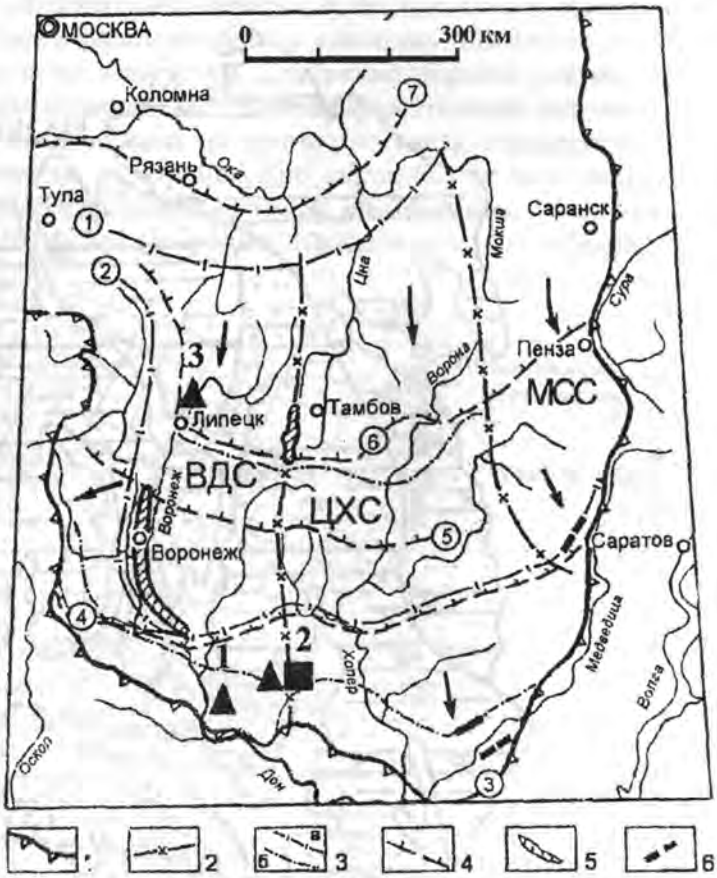


Рис. 3.5. Гляциодинамическая схема донского ледникового языка и находки высокобарических минералов (квадрат) и алмаза (треугольник). По материалам Г.В. Холмового, 1999; М.В. Михайлова и др., 2000; Воронежского ГГП: *1 - граница оледенения; 2 - секторы растекания льда Воронежско-Донской (ВДС), Цнинско-Хоперский (ЦХС), Мокшинско-Сердобский (МСС); 3 - основные (а) и промежуточные (б) линии стабилизации края ледника; 4 - внутренние границы сегментов при дегляциации; 5 - флювиогляциальные гряды; 6 - конечные морены на р. Медвидица. Черные треугольники - находки алмазов в сухих ложках у г. Павловска (1), у с. Россоховатое (2), в доледниковой ильинской свите Q_1il Липецкого городища (3)*

близ г. Павловска, весьма крупных, угловатых, без признаков механического износа и растворения, в то время как в самой Осетровке, в т.ч. в мамонской толще (D_3f_1-fm), они уже "округлы, угловато-округлы, с признаками растворения"; 2 – тот факт, что *только* пиропы из *четвертичных* толщ (2 зерна, 7-8 % Cr_2O_3) оказались высокохромистыми и попали в поле высокохромистой лерцолитовой ассоциации. Все прочие 31 зерно пиропов из меловых и палеогеновых толщ компактно собрались вне этого поля. Разве это не наглядное доказательства того, что в формирование местных ассоциаций ВБМ в четвертичное время вмешался еще один мощный источник – покровное донское оледенение?

Факты разноса ВБМ ледниками на тысячи км от коренного источника хорошо известны. В частности, опробование ледниковых отложений сыграло важнейшую роль в открытии первых диатрем провинции Слейв на ранних этапах поисков.

Таким образом, результаты опробования ледниковых и послеледниковых отложений Воронежской антеклизы для алмазопоисковых целей однозначно сомнительны. Однако это не относится к *доледниковым* четвертичным толщам, информативность которых значительна. Приведем как пример Липецкое городище, интересный объект в центре г. Липецка. При исследовании базального горизонта ильинской свиты Q_1il, пески которой выполняют карстовую воронку-ловушку в кровле фаменских известняков, выявлена специфическая Южно-Липецкая, или Дрязгинская, ассоциация ВБМ (в т.ч. одно зерно алмаза, 1,0 мм), отличная от южной Россошанской и северной Олымской.

3.6. О местонахождении источников ВБМ по данным фациального анализа

Выше, при рассмотрении конкретных примеров фациальной принадлежности местонахождений ВБМ в мезокайнозойских отложениях региона, мы часто указывали на Россошанский и Олымский срединные массивы фундамента как на потенциальные области размыва, поставщики материала, сносимого в водные бассейны. Теперь охарактеризуем эти площади немного подробнее. Россошанский массив (рис. 3.6) – одно из крупнейших ядер в фундаменте Воронежской антеклизы, окружен с востока и запада нижнепротерозойскими метаморфическими поясами. Он отличается гомогенностью глубинной структуры (о чем говорят исследования дистанционных материалов) и практически не затронут процессами фанерозойской тектонической активизации. К массиву полностью подходит введенное ранее [59] определение «крышки автоклава», однородного, с глубинными корнями тектонического объекта, в пределах которого только и возможно образование приповерхностных диатрем. И здесь заметим, что выделяемый некоторыми исследователями "Павловский прогнозируемый кимберлитовый район" (ППКР) расположен за пределами, восточней Россошанского срединного массива. Площадь ППКР частично совпадает с Павловско-Стрелицким поднятием, нижнепротерозойской инверсионной зоной на месте верхнеархейской эвгеосинклинали, а частично с нижнепротерозойским Восточно-Воронежским синклинорием. Алмазопоисковые работы концентрировались здесь по причине его внешней привлекательности: наличию многочисленных тел карельских гипербазитов, широко проявившихся девонских траппов, взрывного щелочно-базальтоидного вулканизма. Площадь ППКР в нынешней ее трактовке отличает и еще одно обстоятельство: многочисленные протяженные дизъюнктивы, активные в течение всего фанерозоя. В подобных условиях формирование кимберлитовых диатрем близ поверхности невозможно: воздымающиеся колонны алмазоносного вещества из-за резкого спада давления не имеют шансов достичь дневной поверхности. Тектоническая ситуация, существующая в пределах ППКР на восточной периферии и за пределами Россошанского срединного массива аналогична той, что тридцать лет изучалась украинскими геологами в зоне сочленения Донбасса и Азовского массива. Найденные там с большими усилиями два тела ("Горняцкое" и "Покровское") оказались неалмазоносными и с большой долей условности отнесены к кимберлитам. Между тем "благоприятные поисковые признаки" на кимберлиты в зоне сочленения были аналогичны тем, что присутствуют и в нынешнем ППКР: поля франских толеитовых базальтов антон-тарамской свиты (180 км^2), активный вулканизм позднего палеозоя, мезозоя и даже палеогена (?), многочисленные зоны фанерозойской тектонической активизации со многими рудопроявлениями и месторождениями (флюориты Покрово-Киреевки и т.д.). Основные же многочисленные диатремы пород переходного типа между кимберлитами и лампроитами оказались не в зоне сочленения, а в пределах гомогенного, с глубокими "корнями", архейского Приазовского массива, аналога Россошанского. Таким образом, опыт межрегиональной тектонической корреляции свидетельствует в пользу кон-

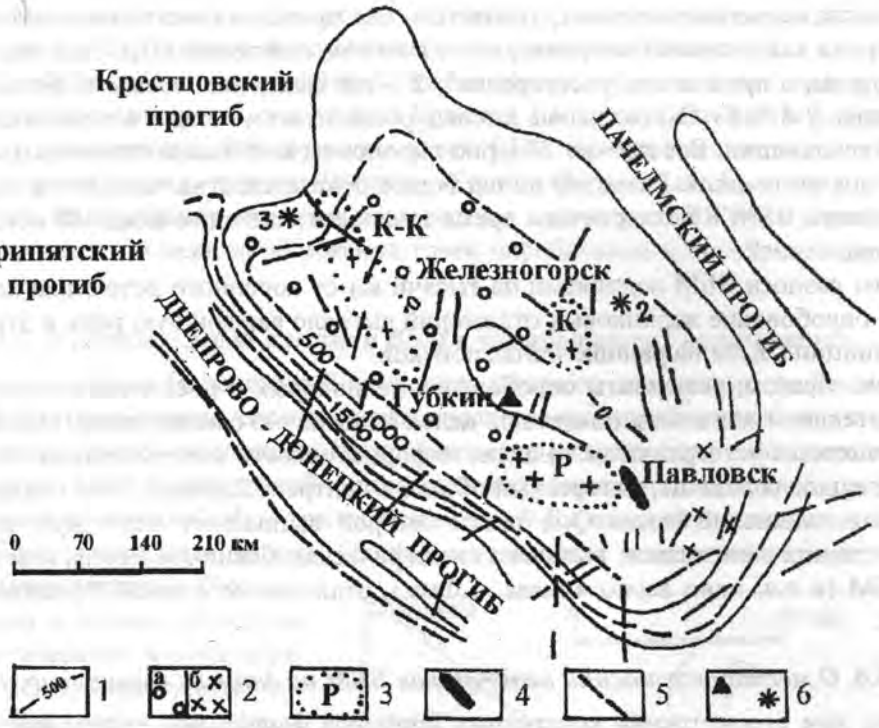


Рис. 3.6. Положение основных архейских срединных массивов в фундаменте Воронежской антеклизы и некоторых проявлений алмаза и пиропов в осадочном чехле: *1 - изогипсы кровли фундамента, м; 2 - зоны влияния авлакогенов Днепровско-Донецкого (а), Доно-Медведицкого (б); 3 - контуры архейских срединных массивов фундамента, в пределах площади которых возможно открытие коренных источников алмаза, в т.ч. Россошанского (Р), Курско-Карачевского (К-К), Касторненского, или Олымского (О); 4 - Павловско-Стрелицкое поднятие; 5 - разрывы; 6 - проявления пиропов в альбских песках (1), алмазы аптской Волчинской россыпи (2), проявления алмаза в четвертичном аллювии у г. Брянска*

центрации поисковых работ на коренные месторождения алмаза в пределах двух массивов, Россошанского и Олымского. Олымский перспективен на обнаружение алмазоносных диатрем архангельского типа (переходные между кимберлитами и лампроитами), Россошанский – на классические кимберлиты. Объекты эти можно было бы назвать соответственно Олымским и Россошанским прогнозируемыми кимберлитовыми районами. Площади каждого из них – около 150х200 км. В будущем, вероятно, можно будет говорить и о Курско-Карачевском прогнозируемом районе, но в настоящее время для этого слишком мало оснований: находки алмаза в аллювии бассейна р. Десны могут быть связаны с перемывом алмазоносной морены Донского ледникового языка. В области питания последнего (север Европы) давно известны многочисленные коренные месторождения минерала. Наиболее вероятными по возрасту в пределах массивов могут быть верхнедевонские-нижнекаменноугольные диатремы. Мощности перекрывающих толщ, в таком случае, составят от первых десятков метров до 100-200 м. Объектами опробования должны стать практически не выходящие на дневную поверхность промежуточные коллекторы – базальные горизонты палеогена, сеномана, альба и подошвы юры и мела. Интерпретация данных анализов (пироповый метод для Россошанского массива, выделение мелких алмазов – Олымский массив) будет вестись на основе детальных фациальных карт масштаба 1:100 000, впоследствии и крупнее, для последовательного приближения к искомым объектам. Большие надежды здесь возлагаются и на дистанционные методы – структурно-тектоническое исследование материалов фотосъемок высокого разрешения (масштабы 1:10 000 – 20 000), выполняемое на инструментальной основе.

ГЛАВА 4

ТИПОМОРФИЗМ И КОРЕННЫЕ ИСТОЧНИКИ АЛМАЗОВ ВОРОНЕЖСКОЙ АНТЕКЛИЗЫ

Первые находки алмазов на северо-восточном склоне Воронежской антеклизы были сделаны в 1964 г. Ю.А. Полкановым и В.К. Кашкаревым (ИМР Мингео УССР) при изучении меловых псаммитов титан-циркониевых россыпей Волчинской (K_1a) и Центральной (K_2s), соответственно, Липецкой и Тамбовской областей [26]. В первом случае этими исследователями были извлечены 241, а во втором – 17 зерен минерала из небольших по объему проб (около 0,2 $м^3$). Размерность зерен Волчинского объекта составила 150-250 мкм, для Центрального месторождения она была меньшей [27]. В 2001 г. по заданию Федерального унитарного геологического предприятия "Аэрогеология" Воронежским университетом было проведено повторное опробование верхней продуктивной залежи Волчинского месторождения. Проба объемом 20 т была направлена в НПП "Недра", где из нее извлекли 91 зерно алмаза средней размерности 210 мкм. Руководителем НПП Недра А.И. Чашкой и Ю.А. Полкановым предоставлено подробное описание минерала, использованное в настоящей работе [82,83,84]. Кроме того, Ю.А. Полкановым для исследований любезно передана часть его коллекции 1963 г. (39 кристаллов и их фрагментов). Эти материалы были просмотрены зав. лабораторией алмазов ЯНИГП ЦНИГ АК "АЛРОСА", Заслуженным геологом республики Саха-Якутия В.И. Коптилем, оставившим в ВГУ развернутое заключение. Всем названным исследователям авторы выражают свою глубокую благодарность за консультации, помощь в исследованиях и возможность использования их авторских материалов.

4.1. Общие теоретические представления, положенные в основу работы – что является причиной анизотропии, появления фигур роста и растворения

Алмаз кристаллизуется в структурном типе, характерном и для некоторых элементарных полупроводников: кремния, германия, серого олова, но параметры его решетки наименьшие (0,357 нм), что отражает высокое статическое давление среды его формирования. Кристаллы алмаза принадлежат классу *m3m,* с типом решетки ГЦК. Атомы углерода в ней занимают как все узлы ячейки ГКЦ, так и центра половины октантов, на которые можно разбить куб. При этом выполнение октантов происходит в шахматном порядке, через один. Четыре атома в октантах располагаются на разной высоте в долях параметра ячейки: два на высоте 1/4 и два на высоте 3/4. В координатных направлениях в соответствии с симметрией существуют плоскости скользящего отражения (тип d-алмазный), а в диагональных направлениях проходят плоскости типа *m*. На их пересечениях зарождаются винтовые оси симметрии 4-го порядка. Все связи в структуре направлены по {111}. Каждый атом окружен четырьмя, расположенным по вершинам тетраэдра. На одну элементарную ячейку приходится по 8 атомов. Все они относятся к правильной системе точек в вершинах 8*1/8, на гранях 6*1/2 и 4 атома – внутри ячейки. Плотнейшей упаковки в структуре нет, но есть слои, упакованные плотней, чем любые другие плоскости. Это плоскости {111}, перпендикулярные оси *3* (они с наибольшей ретикулярной – т.е. для данной сети, – плотностью), а направления {110} (диагонали граней куба) – наиболее упакованные направления. Слои {111} как бы двойные – один подслой атомов с вертикальными связями, направленными вверх, а второй – вниз. Подслои между собой соединены двойными слоями одной связи на атом. Такая структура связей и определяет механическую анизотропию алмаза: твердость, например, граней {110}, {100}, {111} относится соответственно как 1:2:13. Это хорошо проявляется в фигурах роста и растворения на поверхности кристалла. На алмазах Липецкой области грани октаэдров наименее подвержены коррозии по сравнению с таковыми кубов.

Анизотропия свойств кристаллов алмаза по разным направлениям определяет и морфологию зерен, участвовавших в осадочном процессе, степень их изношенности и сохранности. Грани октаэдра {111} наиболее плотно упакованные, но между слоями этих граней связи слабее, поэтому здесь проявляется спайность. Именно октаэдры сохраняются в гипергенезе хуже всего, на что обращают внимание исследователи. Это наблюдение важно для нас, так как в коллекции липецких

алмазов из нижнемелового коллектора имеются октаэдры весьма хорошей сохранности, признак их недальнего переноса.

Алмазы Липецкой области в россыпях практически не сопровождаются высокобарическими спутниками, что и дало нам в свое время основание [62] отнести их коренные источники к лампроитам австралийского типа или переходным породам кимберлит-лампроитового ряда североиндийского и архангельского типов (для них многие кимберлитовые ВБМ нехарактерны, редки либо вовсе отсутствуют).

Общие теоретические представления о генезисе и механизме образования местных алмазов, тем более, на той начальной стадии алмазопоисковых работ, на которой пребывает наш регион, не могут не оказать влияния на стратегию поисков. В этой связи любопытной представляется взгляд А.А. Маракушева [36] на ксеногенный характер алмаза в кимберлитах, его более глубинное происхождение, чем таковое прочих минералов в этих породах. Этот исследователь предположил, что расплавы кимберлитов, насыщенные флюидами, замещают глубинные материнские породы, при этом устойчивый алмаз сохраняется, оказываясь реститовым минералом в новой петрографической обстановке. Он проводит аналоги и с некоторыми метеоритами – алмазоносными уреилитами, – содержащими, помимо алмаза, троилит FeS, самородное железо, вюстит FeO, когенит $(Fe,Ni)_3C$. Эти минералы были обнаружены и как включения в алмазах Якутии [11]. Здесь обращает на себя внимание редкая минеральная ассоциация, наблюдаемая нами в некоторых разрезах апта и неогена, в состав которой входят самородное железо, сульфиды. Их зерна имеют характерную булавообразную – и притом изогнутую, – форму, а также криоконит – "магнитные шарики", на самом деле, скорее всего, далеко не только космогенные, но – разного происхождения, магнитности, состава (самородное железо, магнетит). Криоконит нами отмечался совместно с вюститом в одном из золоторудных месторождений Дагестана. Возможно, импактные алмазы, встречающиеся в Волчинской аптской россыпи, каким-то образом связаны с эксплозивными процессами, признаки которых в мезокайнозое региона мы описывали [60].

Заслуживает упоминания и мысль С.К. Симакова [66], предположившего появление алмаза еще на метеорной стадии развития Земли в системе Fe-C и расплава металлов, растворяющих углерод: Cr, Mn, Fe, Co, Ni, Zn, Cu и др. Этим можно объяснить присутствие пленок самородных металлов на поверхности алмазов [33,34], более древний возраст самих алмазов, который часто устанавливается по радиологическим датам (хотя здесь все совсем непросто). Так, использование изотопической системы Nd/Sm для датирования малокальциевых гранатов перидотитового парагенезиса P-типа юрской трубки Финш, ЮАР, дает возраст 3,3 млрд. лет. Другие, более богатые кальцием, разности перидотитов из рифейской трубки Премьер (возраст ее кимберлитов 1,2-1,4 млрд. лет) указывают на кристаллизацию вещества на уровне 2 млрд. лет. Возраст включений эклогитового парагенезиса E-типа 2 млрд. лет; он варьирует. Два сульфидных включения в алмазе E-типа из трубки Koffiefontein, ЮАР, указали по Re/Os соотношению даты от 1,1 до 2,8 млрд. лет, что предполагает колоссальные различия в возрасте алмаза даже в одной и той же трубке [93]. Тем не менее, в названных цифрах проступает общая закономерность: алмаз оказывается, хотя и разным по возрасту, но намного древнее вмещающих кимберлитов.

С.К. Симаков [66] предполагает, что диапир алмазосодержащей магмы поднимается в верхние горизонты литосферы неравномерно, обеспечивая доращивание кристаллов алмаза на затравках и образование новых. В промежуточных очагах меняется состав флюида, нарастает роль окислительных процессов, возникают новые минеральные ассоциации. Все это отражено в анатомии кристаллов, их зональности: изменениях окраски, составе и типах включений по зонам роста. Гипотеза объясняет полихронность и разнотипность алмазов в одной трубке, поступающих затем в промежуточные коллекторы.

Разрабатываются и представления о возможностях кристаллизации алмаза при высоких давлениях в динамических условиях, причем не только в области термодинамической устойчивости, но и в метастабильных обстановках. То, что последние вполне могли существовать в коренных источниках алмаза Липецкой области, подтверждает присутствие форм эпитаксического нарастания алмаза на алмазе, прекрасный образец которой приведен на рис. 4.1.

4.2. Характеристика алмазов Липецких россыпных местонахождений

В распоряжении авторов находились 91 зерно алмазов из Волчинской россыпи, выделенные из пробы объемом 10 м^3 (2001 г.), историческая коллекция Ю.А. Полканова (сборы 1969 г., 39 зе-

рен), а также единичные находки алмаза из аптских песков Льва Толстого, Гнилуши Тербунского района, Кудеяровки Измалковского района, Нижней Колыбелки Хлевенского района. Алмазы волчинские и балластного карьера г. Льва Толстого извлечены из аптских мелководно-морских среднезернистых песков, остальные – из континентальных, преимущественно аллювиальных, псаммитов апта.

В Волчинской россыпи средний размер зерен алмаза составляет 0,23 мм, варьируя от 0.1 до 0,42 мм. Морфологически это целые кристаллы, обломки, осколки. Главные габитусные типы представлены октаэдром и кубом, реже встречаются комбинационные формы, ромбододекаэдры. Достаточно много сланцеватых уплощенных выделений. Преобладают бесцветные разности, но есть также желтоватые, зеленоватые. Описано красное зерно, интенсивного, насыщенного цвета. Большинство люминесцирует в ультрафиолетовых лучах в желто-оранжевых, желто-зеленых, сине-зеленых цветах. Расчетная гидравлическая крупность 2,6 см/сек для сланцеватых и 3,5 для остальных камней. Расчетная масса зерна 90-120*10 – 4 мг. Количество зерен на один карат – 35 тысяч.

Распределение алмазов по крупности, габистусным формам и облику кристаллов приведено в таблицах 4.1 и 4.2. Из них видно, что кристаллы октаэдрического габитуса являются доминирующими.

Таблица 4.1

Распределение алмазов по крупности

Средний размер в мм	Выход в %
0,1-0,15	7
0,16-0,2	48
0,21-0,25	32
0,26-0,3	10
0,31-0,33	3

Таблица 4.2

Распределение алмазов по габитусным формам и облику кристаллов

Габитус, облик	Выход в %
Октаэдр	25
Куб, кубоид	18
Додекаэдроид	3
Куб-ромбододекаэдр	1
Куб-октаэдр	1
Октаэдр-ромбододекаэдр	3
Полигабитусные	2
Обломки и осколки не идентифицируемые	27

Октаэдры Большинство кристаллов этого габитуса в той или иной мере изменены (рис. 4.2), но имеются и совершенно неизношенные. Среди последних преобладают бесцветные, реже с желтоватым нацветом. Имеются совершенные идиоморфные кристаллы, бесцветные, прозрачные, чистой воды с гладкими плоскими гранями и алмазным блеском (рис. 4.3 а, б). Отмечаются сростки октаэдров с хорошо выраженными ступенчатыми гранями роста (рис. 4.4), двойники – сростки по шпинелевому закону.

У несовершенных октаэдров наблюдается уплощение по оси третьего порядка, иногда с вытянутостью по оси второго порядка. Обычна скульптурная поверхность граней, отмечаются дефекты в виде микротрещин. Имеются и округлые зерна, но нельзя исключать и первичную природу таких форм (рис. 4.5).

Кубы, кубоиды Достаточно хорошо выраженные формы данного морфологического типа, как видно из табл. 4.1, распространены также широко, хотя и несколько уступают октаэдрическим. Среди них обнаружены как правильные изометричные, почти идеальные формы (см. рис. 4.1, 4.6), так и уплощенные по осям третьего и четвертого порядков (рис. 4.7 а, б) Характерно для этих морфотипов алмаза постоянная скульптурированность граней куба {100} и отсутствие таковой на слабо развитых октаэдричеких гранях {111}, что демонстрирует более прочные связи атомов на последних (см. рис. 4.1). На уплощенных зернах иногда хорошо выражены незавершенные грани роста, отпрепарированная растворением слоистая структура. Кубоиды характеризуются закругле-

ниями вершин и ребер (рис. 4.8). Поверхность их граней обычно матированная, шероховатая, с мелкими углублениями и выступами. Заметно блоковое строение отдельных кристаллов, имеются зерна – псевдокубы, – параллельные агрегатные сростки октаэдров.

Большинство кубов непрозрачные или слабо просвечивают. Преобладают белые и сероватые, есть темно-серые, почти черные псевдокубы бесцветные. Один почти идеальный куб имеет желтовато-зеленую окраску и очень похож на метаморфогенные алмазы Казахстана. Имеется двойник прорастания желтовато-оранжевого цвета, возможно окраска вторичная за счет радиационной пигментации

Ромбододекаэдроиды. Отмечен изометричный кристалл, бесцветный с слабым желтоватым нацветом, слабо просвечивающий. Грани выражены относительно четко, скульптурированы очень слабо (рис. 4.9).

Обломки, неправильные кристаллы. К данному типу отнесены четыре зерна, возможно, являющиеся осколками октаэдров; большинство остальных выделений алмаза – неправильные угловатые или оскольчатые, безгранных форм, бесцветные или с желтоватым, сероватым нацветом, прозрачные. Поверхность варьирует от гладкой блестящей, без скульптуры (рис. 4.10) до матированной, местами скульптурированной.

Поверхность зерен. Сканерные изображения поверхности Липецких алмазов получены при использовании электронного микроскопа Camscan (МГУ, аналитик Н.Н. Коратаева). Для микроскульптуры изученных алмазов характерен ступенчатый характер граней. Он проявляется, с одной стороны, как результат прерывистого и часто незавершенного блочного характера их роста, а с другой – путем препарирования внутренней микрослоистой структуры под воздействием внешних растворяющих реагентов среды, в магме или на поздних эпигенетических этапах жизни кристалла. Анизотропия свойств алмаза по определенным направлениям, как говорилось выше, связана с разной ретикулярной плотностью атомов на различных гранях и с характером связей между слоями. Несмотря на чрезвычайную твердость, алмаз достаточно хрупок из-за наличия спайности по октаэдру. Ступенчатость граней, характерная для минерала, лишь проявление спайности. В связи с этим возникают сомнения в том, что в нашей коллекции уплощенные – "импактные", кристаллы, являются именно таковыми. Они могут оказаться и осколками обычных магматических кристаллов. При наличии спайности осколки не могут иметь никакой иной формы, кроме уплощенной. Действительно, в ударных структурах алмаз тоже имеет такую форму, но является ли она результатом однонаправленного динамического воздействия на вмещающие породы? Известно, что в не очень высокометаморфизованных сланцеватых породах бластовые минералы с большой кристаллизационной силой, например, гранат и ставролит, вовсе не приобретают уплощенный облик, а цирконы в сланцеватых гранулитах исключительно изометричны. Почему же тогда алмаз с его изотропной структурой и не с меньшей кристаллизационной силой должен уплощаться в импактитах? Эти формы рассматривают как своего рода псевдоморфозы по графиту, но известно что графит по большей части имеет хорошо выраженный облик шестиугольных чешуек. Все это позволяет полагать, что наши "импактные" алмазы являются неправильными осколками с той же микрослоистой структурой граней, как и все остальные алмазы (рис. 4.11). Подобные сомнения сопоставим с наблюдениями Б.С. Лунева и Б.М. Осовецкого [32], изучавших мелкие алмазы Урала из россыпей. Интересно, там наблюдается практически то же количественное соотношение морфотипов алмаза с преобладанием октаэдров, а затем и кубов над другими формами. Эти авторы также выделяют среди них уплощенные "сланцеватые", но полагают, что "многие из них являются осколками более крупных кристаллов".

Признаком метастабильной среды кристаллизации являются эпитаксические нарастания алмаза на гранях более ранней кристаллизации (см. рис. 4.1). На некоторых зернах очень хорошо проявляется кавернозная поверхность. Каверны неправильной формы (рис. 4.12), иногда ячеистой (рис. 4.13). На некоторых зернах наблюдаются извилистые микротрещинки одной системы (см. рис. 4.13), бугорчатая поверхность, где квадратные бугорки являются гранными центрами роста на кубе (рис. 4.14), на других формах бугорки полигональные (рис. 4.15), а на октаэдрах – треугольные (рис. 4.16). На одном алмазе наблюдались отрицательные формы включений идиоморфных шестоватых кристаллов (рутила?, рис. 4.17). Оригинальны призматические каналы травления, вытянутые вдоль плоскостей спайности (рис. 4.18). К отрицательным формам поверхности алмазов можно отнести антискелетные формы роста на октаэдре с желобками по направлениям ребер (рис. 4.19).

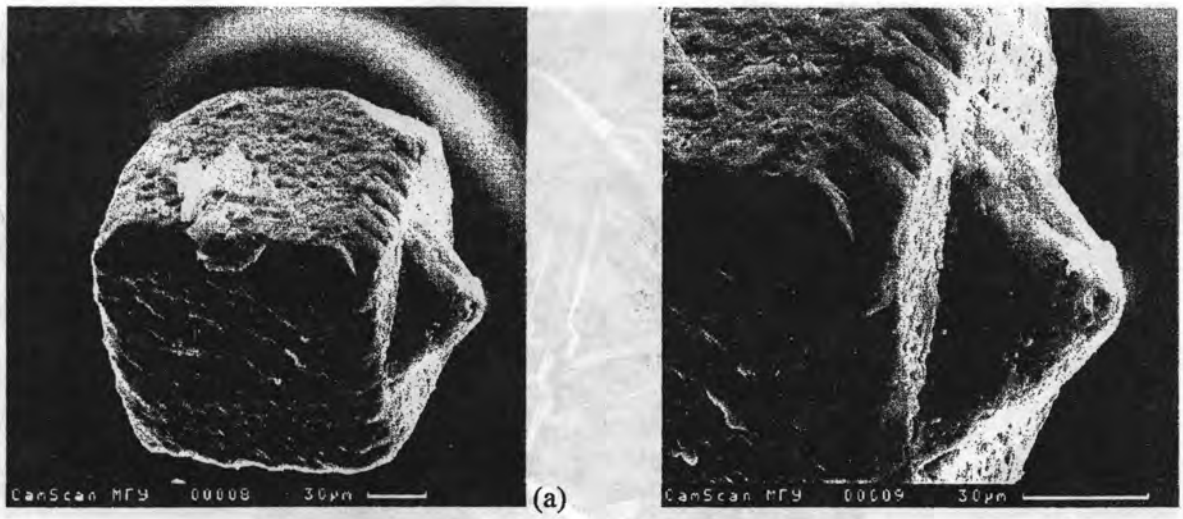


Рис. 4.1. Куб с эпитаксическим нарастанием алмаза на грани {110}, общий вид (а) и деталь снимка (б). Слабое развитие граней октаэдра {111}, со значительно более гладкими, нескульптурированными поверхностями

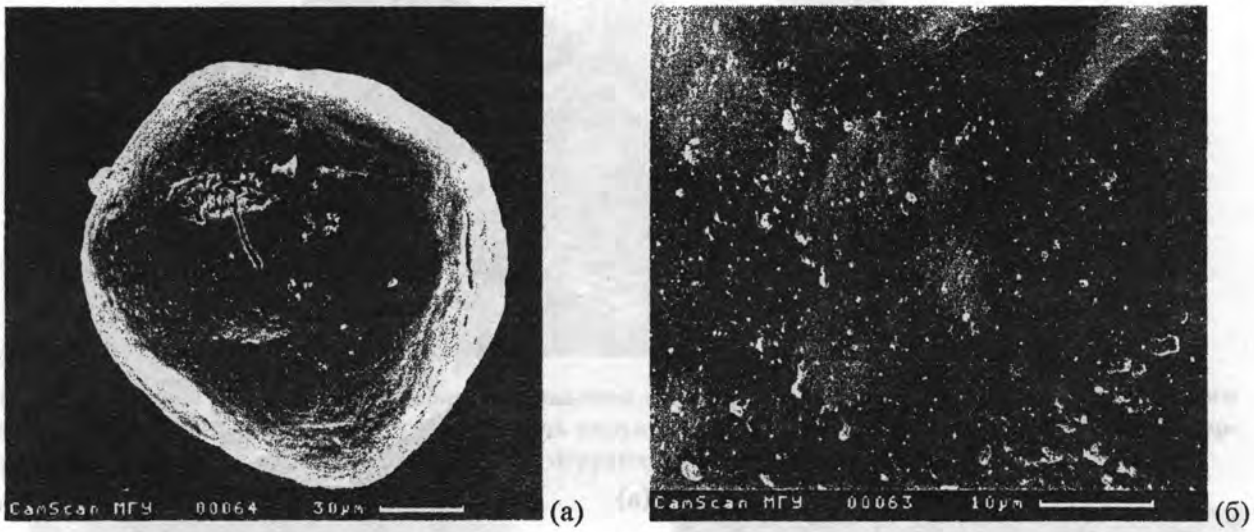


Рис. 4.2. Овоидное зерно, скорее всего, окатанный октаэдр. Общий вид (а) и деталь поверхности (б)

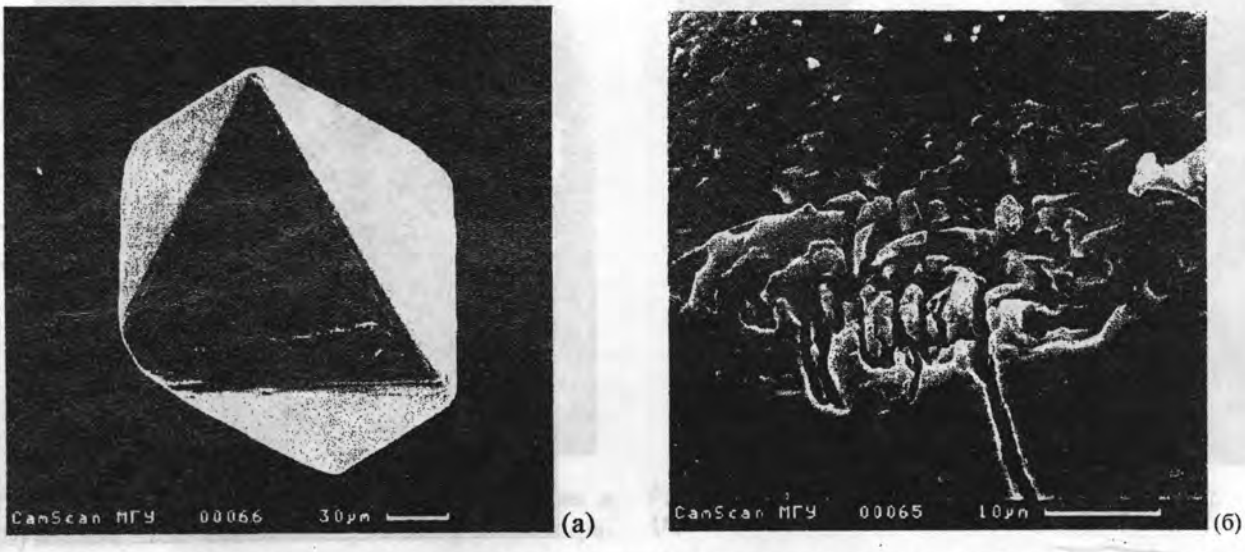


Рис. 4.3. Идиоморфный октаэдр с гладкими гранями и отрицательными реберными формами-желобками (а). Деталь желобков (б)

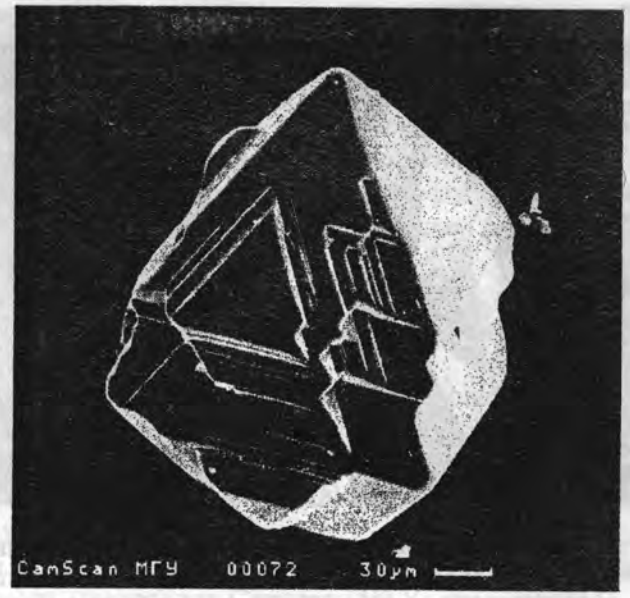
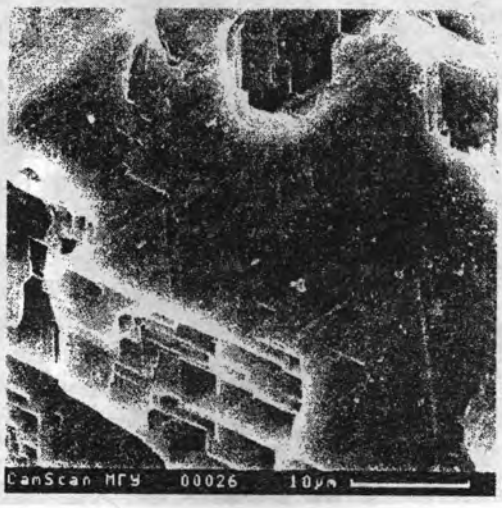


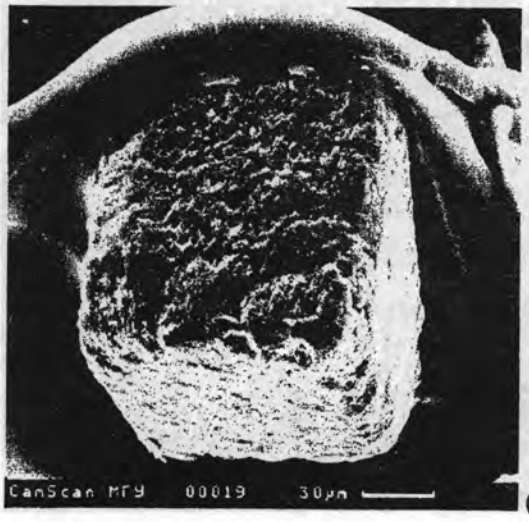
Рис. 4.4. Сростки октаэдров

(а)



(б)

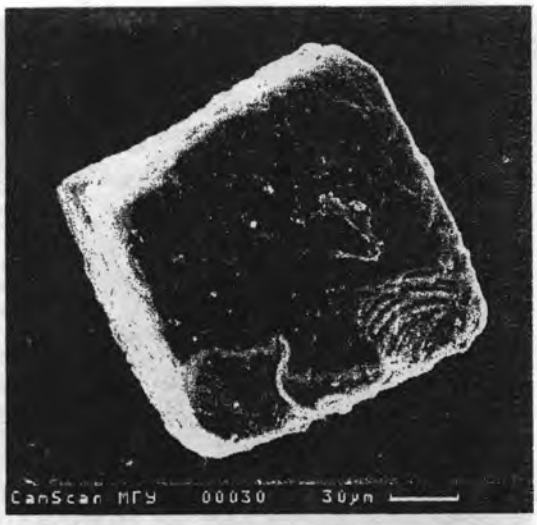
Рис. 4.5. Октаэдроид с выраженными привершинными фигурами растворения (а). Деталь фигур растворения (б)



(а)

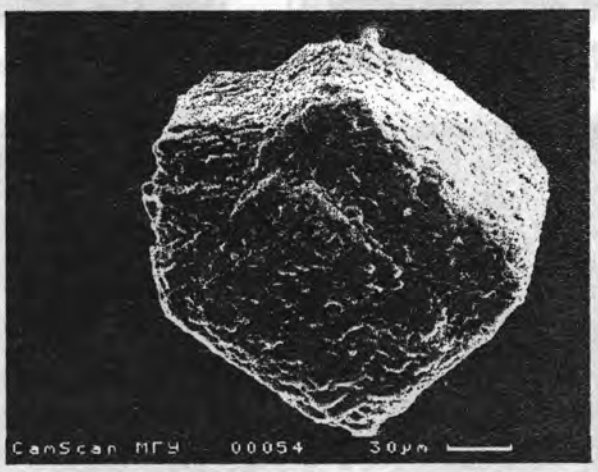
(б)

Рис. 4.6. Куб с выраженными на гранях формами растворения (а) и увеличенная деталь поверхности (б)



(а)

(б)



(в)

Рис. 4.7. Кубоид с ровной слабоскульптурированной поверхностью и признаками постгенетического скалывания в привершинной части (а). Деталь нарушенной привершиной части (б). Куб с незавершенной гранью роста. Листоватая структура отпрепарирована процессами растворения (в)

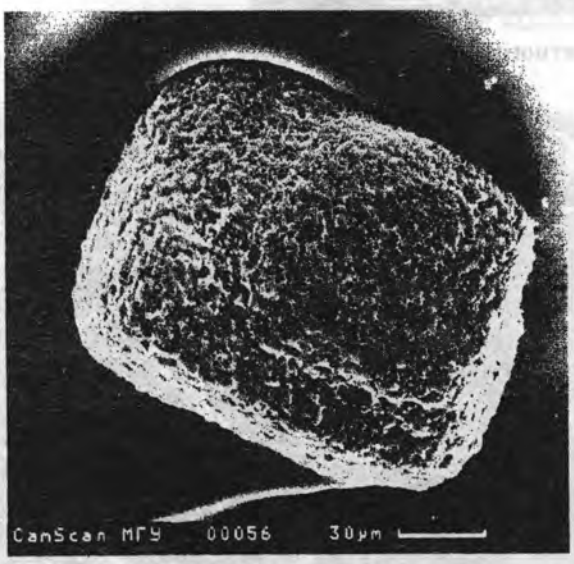


Рис. 4.8. Кубоид с закругленными вершинами и ребрами, незавершенными гранями роста. Выражены формы растворения

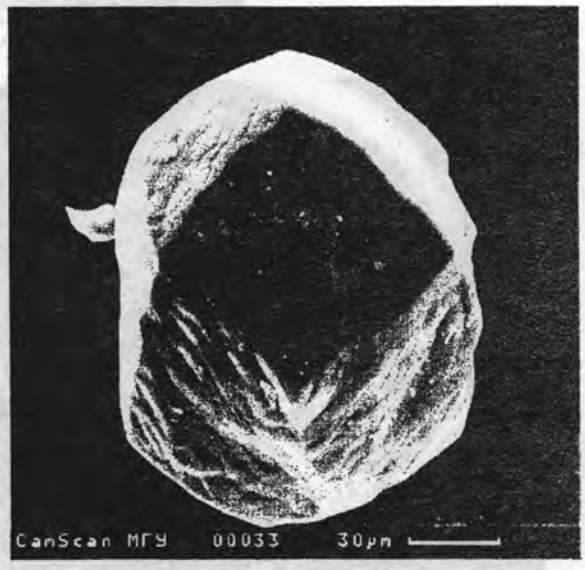


Рис. 4. 9. Ромбододекаэдроид

(а)

(б)

Рис. 4.10. Неправильный кристалл (ромбододекаэдроид) с гладкими нескульптурированными гранями (а) и деталь его поверхности (б)

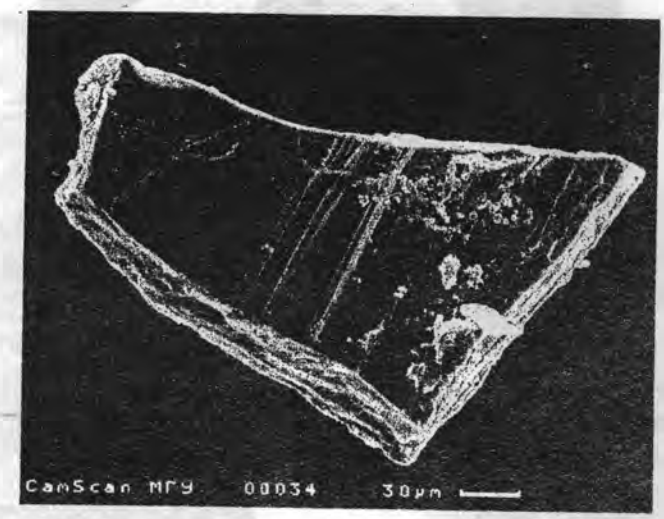
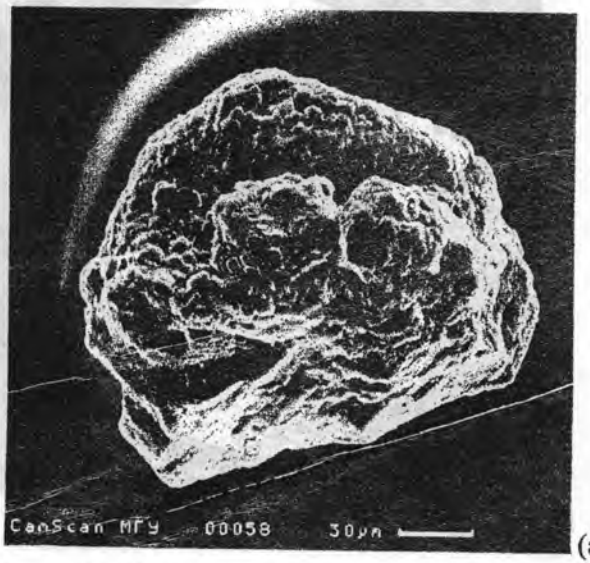
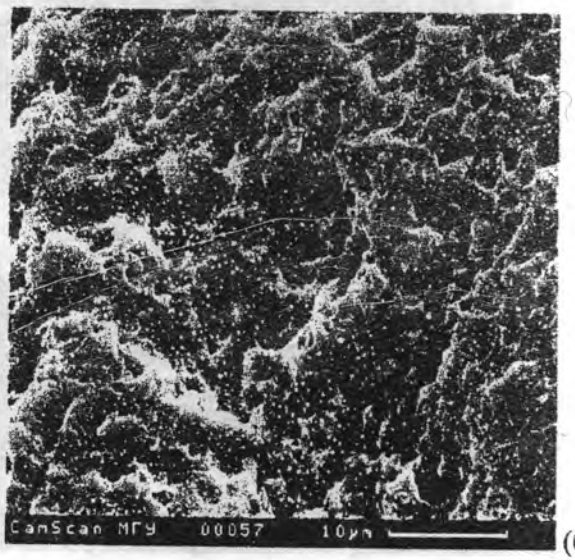


Рис. 4.11. Осколок "импактного" алмаза

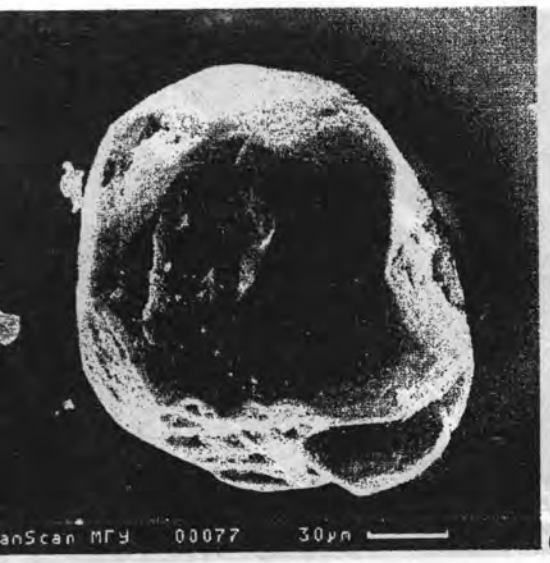


(а)

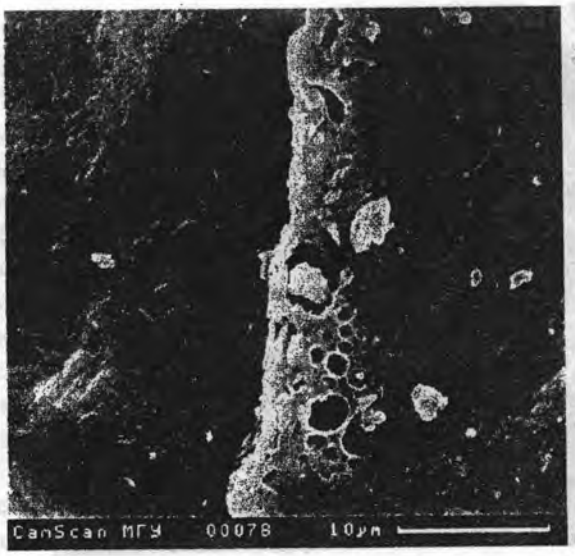


(б)

Рис. 4.12. Обломок кристалла с выраженной спайностью и признаками растворения (а). Деталь поверхности (б)

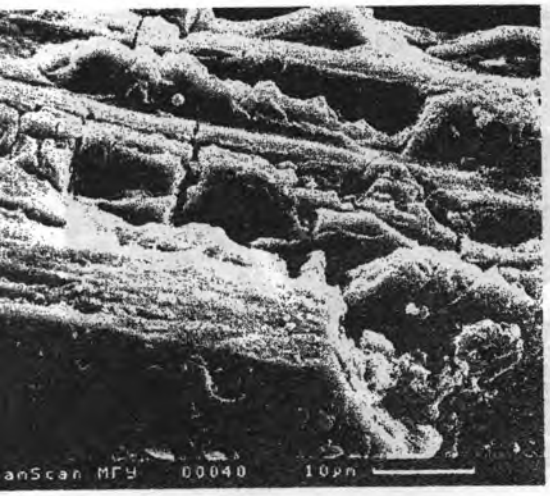


(а)

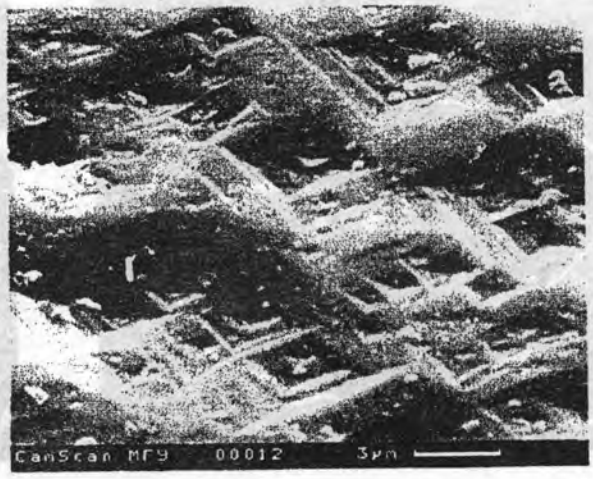


(б)

ис. 4.13. Кубоид с признаками окатанности (а). Деталь ячеистой кавернозной поверхности (б)



(а)



(б)

ис. 4.14. Специфические детали поверхности: выраженные параллельные трещины одной системы); формы роста на грани куба (б)

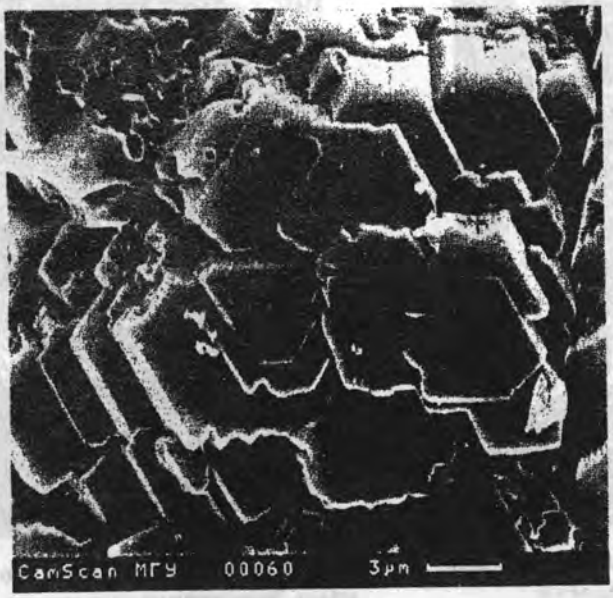
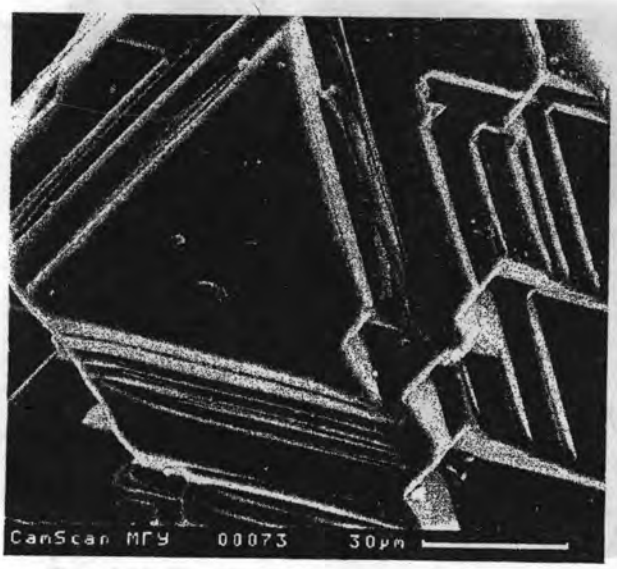


Рис. 4.15. Полигональные центры роста



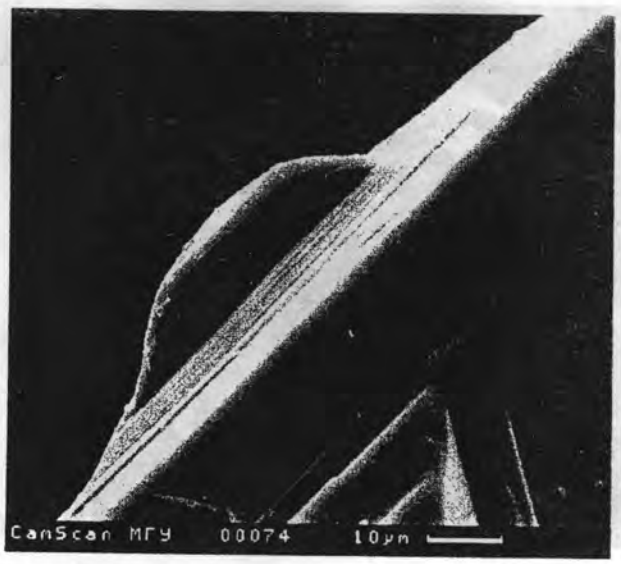
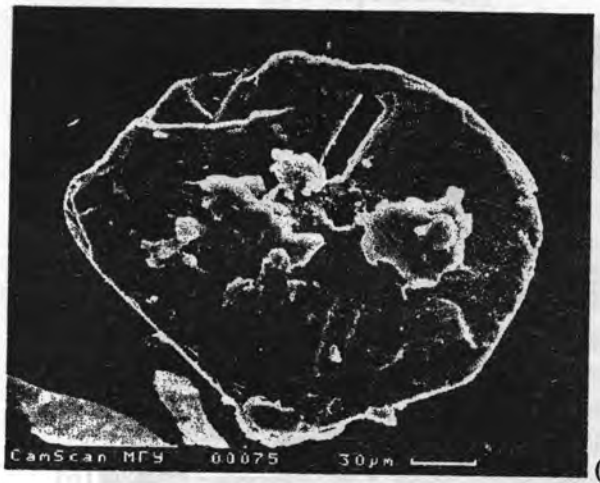
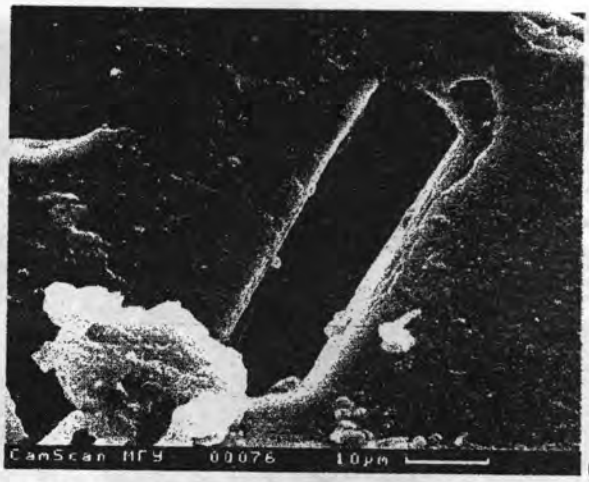


Рис. 4.16. Треугольники роста на октаэдре – различные ракурсы



(а)



(б)

Рис. 4.17. Отрицательные формы включений предположительно рутила, общий вид (а) и деталь изображения (б)

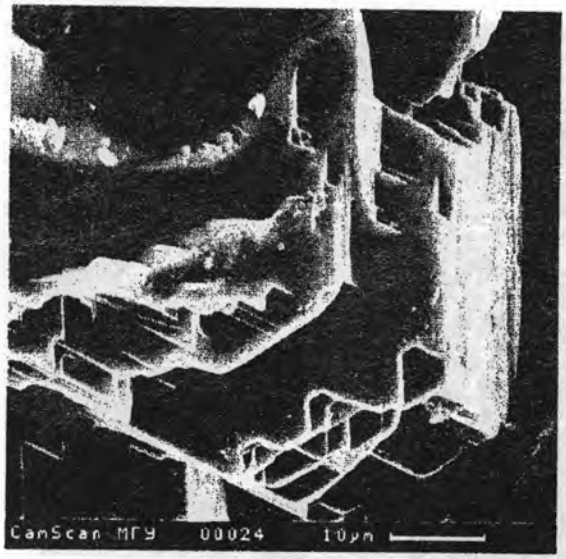


Рис. 4.18. Призматические каналы растворения, вытянутые вдоль плоскостей спайности

Рис. 4.19. Антискелетные формы роста, с желобками, ориентированными по направлению ребер

Выводы

1. Алмазы изученных россыпей Липецкой области полигенные: кимберлитовые, метаморфогенные (серые, темно-серые и зеленые кубы), "импактные" (сланцеватые). Метаморфогенные выделяются по сходству с Казахстанскими (м-ние Кумдыколь). Такие же обнаружены и в ксенолитах дистеновых эклогитов трубки Удачная (Якутия). В кимберлитах Якутии их не более 1 %. Не характерны подобные формы и для кимберлитов Архангельской алмазоносной провинции. К импактным алмазам, по классификации Ю.Л. Орлова, относятся поликристаллы с размерами отдельных кристаллитов менее 1 мкм и примесью лонсдейлита. Отвечают ли наши сланцеватые алмазы этим параметрам, пока не известно. Для уверенной идентификации объектов, по мнению. В.И. Коптиля, необходимо увеличить имеющуюся коллекцию алмазов до 100-300 зерен.
2. Крупность алмазов Волчинской россыпи несколько ниже извлекаемых из кимберлитов микроалмазов, что, скорее всего, объясняется петрографическими особенностями опробованных толщ; необходимо искать более грубозернистые отложения в составе этого нижнемелового коллектора.
3. Среди коренных источников Липецких россыпей, вероятно, имеются и лампроиты, так как для них характерны розово-красные камни, подобный которым и обнаружен в волчинских псаммитах.
4. Доминирование среди алмазов октаэдров, наличие среди них почти неизношенных кристаллов, отсутствие типично окатанных зерен, находки обломочков кимберлитоподобных пород говорят о близости коренных источников к местам опробования. Рекомендуется провести дополнительное больше объемное 100 м^3 опробование меловых и девонских отложений в пунктах, где уже обнаружены алмазы или их спутники, для получения представительных выборок минералов.

ГЛАВА 5

ХАРАКТЕРИСТИКА ПРОМЕЖУТОЧНЫХ КОЛЛЕКТОРОВ ЮЖНО-РУССКОЙ АЛМАЗОНОСНОЙ СУБПРОВИНЦИИ

5.1. Общие представления о промежуточных коллекторах на Воронежской антеклизе

Южно-Русская субпровинция (Воронежский, Белорусский, Приазовский алмазоносные районы) – последняя на Русской платформе, в пределах которой открытий коренных месторождений алмаза пока не произошло, хотя поиски геологические службы трех государств ведут около сорока лет. Между тем для успеха работы необходимо ответить на совершенно непраздные вопросы: 1 – о возрасте предполагаемого алмазоносного магматизма и, как одно из следствий, 2 – о наиболее перспективных промежуточных коллекторах, опробование которых способно привести к открытию коренных месторождений.

Какого же возраста высокоалмазоносные кимберлиты и лампроиты мы все-таки ищем в нашей субпровинции?

Конечно, все известные неалмазоносные кимберлитовые тела Приазовья, как и убогоалмазоносные кимберлитоподобные породы Белоруссии, формировались в среднепалеозойскую эпоху. Однако эта эпоха далеко не единственная на Русской платформе. Вспомним о нижнерифейских кимберлитах Кемозера Карелии (1760 млн. лет), откуда извлечено около ста кристаллов алмаза, вендских и нижнепалеозойских алмазоносных кимберлитах восточной Финляндии. О том, что кимберлиты в пределах платформы могут быть в регионе весьма древними, свидетельствует, например, находка обломка кристалла алмаза в нижнем ордовике Пай-Хоя (горный кряж, который тянется от Полярного Урала к проливу Югорский Шар). Недаром академик Н.П. Юшкин [90] предполагает присутствие только в Тимано-Печорском и Уральском регионах коренных месторождений, сформировавшихся в четыре эпохи: рифее, венде-кембрии, девоне-карбоне, мезозое. При этом промежуточными коллекторами являются терригенные отложения позднего рифея, силура, среднего и позднего девона (*основной алмазоконцентрирующий уровень).* В специфических условиях Южно-Русской субпровинции присутствуют породы не только практически всех этих коллекторов (кроме нижнего палеозоя и триаса), но и целый ряд других. Последние формировались в начальные и (или) завершающие фазы крупнейших тектоно-седиментационных этапов: неоком-аптского, альб-коньякского, палеогенового, неогенового. В эти фазы происходили интенсивный перемыв древних отложений и формировались россыпи тяжелых минералов, в т.ч. высокобарических (ВБМ), в то время как в их середине накапливались наиболее глубоководные образования и имело место разубоживание содержаний ВБМ. Важно отметить, что *питающие области размыва* каждого из этапов нередко принципиально отличались друг от друга своим пространственным положением, занимаемыми площадями и геологическими особенностями (возраст, состав размываемых отложений). Это обстоятельство заставляет при прогнозе коренных месторождений приступить к построению и анализу принципиально новых геологических материалов: детальных (высокоточных) фациальных карт, совмещенных с геологическими картами областей размыва (на момент осадконакопления). Реальная (наблюденная) информативность мезокайнозойских коллекторов антеклизы такова:

1 – альбские морские пески содержат заметное количество высокобарических минералов (пиропы, пикроильмениты и др.), но алмазов среди них не найдено;

2 – аптские прибрежно-морские и континентальные пески на северо-востоке антеклизы содержат большое количество микрокристаллов алмаза (до 420 мкм), без высокобарических индикаторных минералов, но в шлихах встречены явные признаки эксплозий: каплевидные формы самородного железа, сульфидов, а также прочие свидетельства недавней мощной магматической деятельности (неокатанные длиннопризматические цирконы). На своде антеклизы морской апт отсутствует, а континентальный неалмазоносен, в нем отмечается очень немного зерен пикроильменита, оливина, хромитов;

3 – морские пески основания палеогена (палеоценовые на левобережье Дона, эоценоые на правом берегу) включают отдельные окатанные зерна микро- и макроалмазов (макроалмазы – более

500 мкм), богатую ассоциацию высокобарических минералов, в т.ч. пиропы с содержанием Cr_2O_3 > 10 %, хромдиопсид, оливин, хромиты, пикроильменит;

4 – четвертичные флювиогляциальные и аллювиальные пески, в т.ч. современный ложковый аллювий, по причине наибольшей доступности и привлекательного петрографического состава (грубозернистые толщи) были в последние десять лет излюбленными объектами опробования. Именно из них извлекались многочисленные неокатанные зерна пикроильменита, пиропы, микрокристаллы алмаза, что во многих публикациях и отчетах объяснялось последовательным приближением точек опробования к коренным источникам.

Почему-то исследователей не настораживало неожиданное обогащение ВБМ самых молодых континентальных образований по сравнению с древними терригенными толщами. Между тем специалисты ВГУ уже достаточно давно указывали на то, что использование четвертичного коллектора в условиях Южно-Русской провинции является громадным методическим просчетом: большая часть субпровинции в раннем и среднем плейстоцене была занята Донской и Днепровской лопастями покровного ледника, областью питания которого являлись северные алмазоносные территории Русской платформы. О том, насколько далеко на юг от коренных источников ледниковые массы выносят неокатанные частицы минералов кимберлитов говорит канадский опыт. Льды семифазного Висконсинского оледенения, шедшие на юг со стороны Арктического архипелага, буквально выпахивали кимберлитовые дайки и трубки, унося их обломки и неокатанные зерна ВБМ, в том числе пиропов, на сотни км на юг [92]. На рис. 5.1 и показана одна из таких пироповых троп, идущая от трубок В30, А-4, С-14. Южно-Русский регион в плейстоцене пережил нашествие толщ северного льда дважды. В интервале 427-374 тыс. лет назад (53 тыс. лет подряд) в регион с севера непрерывно поступало со льдами кластогенное алмазоносное вещество тремя потоками: Донским, Сурским, Цнинско-Моршанским. В публикациях по четвертичной геологии показаны принципиальные различия в минеральных ассоциациях отложений каждого потока и, прежде всего, различия в составах гранатов. Позднее большую часть Южно-Русской провинции охватил и Днепровский ледниковый покров (рис. 5.2). Было это в интервале 186-127 тыс. лет назад, т.е. продолжалось 59 тыс. лет. Области питания были все те же: алмазоносные северные районы платформы.

Рискованность опробования четвертичных толщ подтверждает обнаружение нами в валунном горизонте разреза Верхний Икорец крупного полуразрушенного валуна кимберлита, содержащего индикаторные минералы.

Чтобы предметно исследовать преемственность ассоциаций ВБМ разновозрастных коллекторов Воронежской антеклизы, нами был детально опробован комплекс обнажений Осетровка на Дону, где выходят на дневную поверхность отложения ма-

Рис. 5.1. "Пироповая тропа", возникшая по пути движения висконсинского ледника на юг от разрушенных им выходов кимберлитов провинции Онтарио, Канада

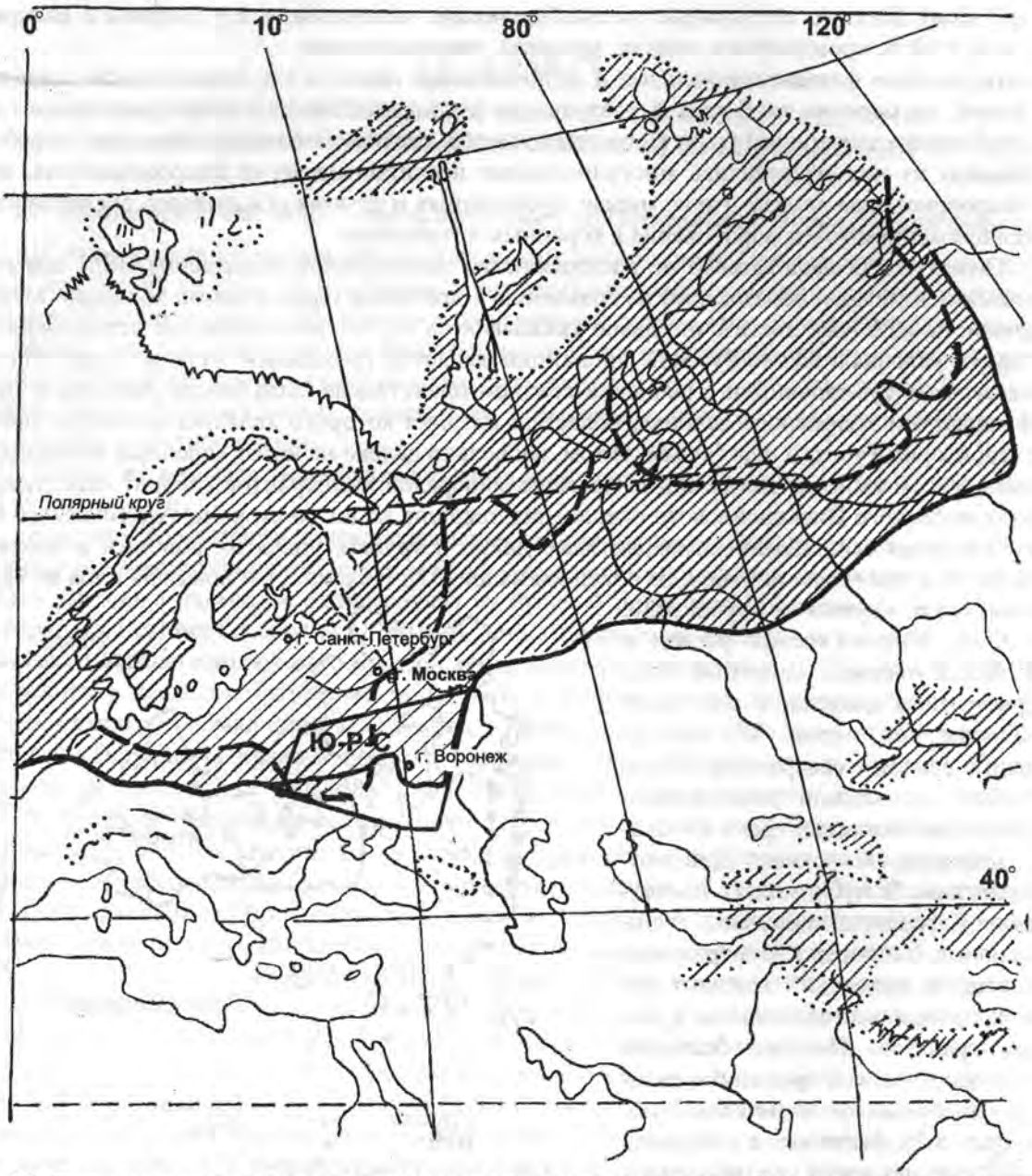


Рис. 5.2. Граница донского языка покровного оледенения раннего плейстоцена указана сплошной линией, днепровского – пунктиром. По Г.В. Холмовому

монской толщи девона, сеномана и флювиогляциальные. В этих работах принимал участие на полевом этапе, оказав большую практическую и методическую помощь, С.А. Граханов. Уникальность разреза заключается в том, что и девонские, и сеноманские, и четвертичные толщи сложены однотипными породами – гравийно-галечным материалом с разнозернистым песком и глиной, что повышает достоверность сделанных выводов. А они достаточно интересны для алмазопоисковых целей, тем более сейчас, после детального изучения ВБМ с использованием анализов рентгеновского микрозонда, выполненных в ЯНИГП ЦНИГРИ (г. Мирный). И главный из них: высокая *преемственность минералогического состава тяжелой фракции отмечается только для девонских и сеноманских отложений*, связанных друг с другом единством площади сноса, сводом Воронежской антеклизы, *но не для нижнеплейстоценовых флювиогляциальных толщ Донского языка*, резко обогащенных чужим для региона материалом.

Покажем это на конкретных данных, полученных в результате промывки 1,5 т вещества, по 0,5 т соответственно из девонских, сеноманских и четвертичных галечников. Общий гранулометрический состав тяжелой фракции по стратиграфическим подразделениям опробованных толщ приводим в табл. 5.1 (электромагнитная фракция) и табл. 5.2 (неэлектромагнитная).

Таблица 5.1

Гранулометрический состав тяжелой фракции из осадочных толщ Осетровки (электромагнитная фракция)

	Проба	Классы					Общий вес, г	Эл. фр. (% от тяж. фр.)
		+0,2	0,2-0,16	0,16-0,1	0,1-0,063	-0,063		
D_3	6000 г	50,7	129	38	5,0	0,3	222	95, 6 %
	%	23	58	17	2,2	0,13	100,33	
K_2s	6001 г	6,4	76,8	56,6	9,2	0,6	160,8	93,3 %
	%	4,3	51,4	38	6,1	0,4	100,2	
Q	6002 г	2,7	10,84	2,17	0,52	0,26	16,5	87,7 %
	%	16,5	166	13,2	3,2	1,6	100,5	

Таблица 5.2

Гранулометрический состав тяжелой фракции из осадочных толщ Осетровки (неэлектромагнитная фракция)

	Проба	Классы					Общий вес, г	Эл. фр. (% от тяж. фр.)
		+0,2	0,2-0,16	0,16-0,1	0,1-0,063	-0,063		
D_3	г	0,66	7,1	2,21	0,25	0,1	10,2	4,4
	%	6,5	69,6	21,7	2,2	1,0		
K_2s	г	0,25	8,04	2,5	0,25	0,1	10,8	6,7
	%	2,1	74,5	21,3	2,1	1,0		
Q	г	0,1	1,6	0,53	0,1	0,05	2,3	12,3
	%	3,5	69,8	23,3	3,5	1,7		

Минералогический состав, в процентах от общего числа зерен по стратиграфическим подразделениям комплекса обнажений Осетровки характеризуют табл. 5.3 (электромагнитная фракция) и табл. 5.4 (неэлектромагнитная фракция).

Таблица 5.3

Минералогический состав тяжелой фракции из осадочных толщ Осетровки (электромагнитная фракция)

Главные минералы	D_3mm	K_2s	Q
хромдиоксид	ед.		
ильменит	93	87	92
ставролит	4	3	4
циркон	1,9	4	ед
турмалин	0,3	0,2	1
рутил	0,1	1,0	ед
эпидот	ед	ед	0,2
гранат	ед	4	0,5
лейкоксен	ед	4	0,5
хромит	–	0,05	0,5
Пробы	6000	6001	6002
Вес эл. магн. фр., (г)	222	161	16,5

Таблица 5.4

Минералогический состав тяжелой фракции из осадочных толщ Осетровки (неэлектромагнитная фракция)

Главные минералы	D_3mm	K_2s	Q
циркон	85	70	60
рутил	2	5	15
лейкоксен	3	8	1
дистен	0,5	4	4
апатит	0,1	ед	–
шпинель	–	–	–
корунд	–	–	ед
турмалин	–	1	–
кремни и пр.	8	–	12
золото (знаки)	1	2	5

Обсудим теперь данные, помещенные в табл. 5.4 подробней, охарактеризовав все основные минеральные виды.

5.2. Минералогический состав тяжелой фракции верхнедевонского коллектора (мамонская толща D_3mm)

5.2.1. Электромагнитная фракция

В девонских континентальных отложениях мамонской толщи D_3mm (средний фран-фамен) тяжелая электромагнитная фракция класса – 1,0 мм представлена преимущественно (95 %) ильменитом (манганоильменит, пикроильменит), ставролитом (около 4 %), метамиктным, главным образом, цирконом (около 2 %), турмалином (0,3 %), рутилом (единичные зерна – е.з.), очень редкими зернами гранатов. Отмечены и единичные знаки хромдиопсида.

Ильменит. Зерна его исключительно угловатые, оскольчатые. Поверхность неровная, рельефная, иногда скорлуповатая. Многие зерна коричневато-буроватые. Субидиоморфные кристаллы исключительно редки. Окатанные зерна единичны. По химическому составу среди изученных ильменитов мамонской толщи выделяются две разновидности (табл. 5.5). Количественно преобладает марганецсодержащая (манганоильменит), магнийсодержащая (пикроильменит) распространена менее. Содержания оксида марганца в зернах первой составляют 0,5-2,23 %, а магнезии MgO во второй чуть более 5 %. Разновидности отличаются и соотношением других компонентов. Пикроильмениты более железисты, в них больше глинозема, но они менее титанисты. Различия по этим элементам значительны и статистически устойчивы, что позволяет предполагать для них разные источники. Обе разновидности низкохромистые (Cr_2O_3 не более 0,3 %). По соотношению окислов Mg, Ti, Cr пикроильмениты мамонской толщи близки таковым из эклогитовых ксенолитов трубки Мир. Что же касается манганоильменита, то он, как известно, связан генетически с агпаитовыми породами, в том числе и нефелиновыми сиенитами. Распространен, в частности, в Вудстоке (Западная Австралия), где ассоциирует с апатитом и сфеном. Указанная минеральная ассоциация характерна и для докембрийских (павловских) граносиенитов юго-востока Воронежской области. Пространственная близость осетровского разреза и последних позволяет предположить, что именно эти породы и их продукты выветривания были основными источниками сноса при формировании мамонской толщи, на что указывают и данные по циркону.

Циркон. В электромагнитной фракции наблюдаются все разновидности, установленные в неэлектромагнитной, но здесь доминируют заметно метамиктизированные, слабо прозрачные, беловато-желтоватые зерна. Обычны и типоморфные для описываемой пробы розовато-красные, достаточно прозрачные индивиды. Повышенная магнитность, вероятно, связана с наличием железистых рубашек или включениями магнетита и ильменита. Подробнее будут охарактеризованы при описании минералов неэлектромагнитной фракции.

Гранаты. Встречаются в мамонской толще чрезвычайно редко. Представлены оскольчатыми прозрачными зернами розовато-красноватой окраски, по оптическим свойствам отвечающими альмандину. Мы располагаем рентгеноспектральными анализами лишь двух зерен (табл. 5.6). По химическому составу оба зерна соответствуют альмандиновому ряду с доминированием альмандинового минала.

Кроме этих минералов отмечаются *турмалин,* в редких, заметно окатанных зернах, *сфен,* в редких очень крупных микроагрегатах и угловатое зерно темной изумрудно-зеленой окраски (270 мкм) *хромдиопсида* – первая находка минерала в столь древних толщах.

Важные особенности электромагнитной фракции отложений мамонской толщи (D_3mm): 1 – полное отсутствие хромитов и магнетита; 2 – преимущественно "местный" состав минералов, т.е. практическое отсутствие окатанных частиц дальнего сноса.

5.2.2. Неэлектромагнитная фракция

В неэлектромагнитной фракции встречены: циркон (90 %), рутил (6 %), лейкоксен (3 %), дистен (0,3 %), апатит (0,05 %), корунд (0,001 %), золото (один знак). По составу видно, что неэлектромагнитная фракция практически мономинеральная, состоит преимущественно из частиц циркона. Тем не менее, наблюдаемые особенности этого уникального минерала позволяют узнать немало о толщах, размываемых в позднем девоне.

Таблица 5.5

Химические составы ильменитов Осетровки

Sample	MgO	Al_2O_3	TiO_2	$C_{r2}O_3$	MnO	FeO	Total
			Четвертичная толща				
			Пикроильменит				
27	6.86	0.87	45.81	0.03	0.33	41.87	95.77
21	6.34	0.44	45.71	0.22	0.37	41.93	95.01
19	6.74	0.54	44.51	0.4	0.17	42.25	94.61
24	6.86	0.87	45.81	0.03	0.33	41.87	95.77
25	7.35	0.18	50.53	0.21	0.2	37.92	96.39
26	6.89	0.18	47.46	0.29	0.28	40.11	95.21
32	6.34	0.44	45.71	0.22	0.37	41.93	95.01
30	6.74	0.54	44.51	0.4	0.17	42.25	94.61
Станд. откл.	0.324786	0.264183	1.956958	0.142328	0.085982	1.515632	
Среднее-	6.765	0.5075	46.2563	0.225	0.2775	41.2663	
			Ильменомагнетит				
29	0.06	0.02	2.91	0.11	-0.03	83.38	86.45
28	0.05	-0.02	0.26	0.02	0.02	82.01	82.34
31	0.04	0.04	3.21	0.07	0.05	82.96	86.37
20	0.04	0.04	3.21	0.07	0.05	82.96	86.37
22	0.06	0.02	2.91	0.11	-0.03	83.38	86.45
23	0.05	-0.02	0.26	0.02	0.02	82.01	82.34
Среднее-	0.05	0.01333	2.12667	0.06667	0.01333	82.7833	
Станд. откл.	0.008165	0.024944	1.325603	0.036818	0.032998	0.573081	
			Сеноманская толща				
			Пикроильменит				
Зерна	MgO	Al_2O_3	TiO_2	Cr_2O_3	MnO	FeO	Total
33	6.86	0.79	44.92	0.25	0.35	42.02	95.19
34	7.13	0.72	45.35	0.21	0.2	41.67	95.28
35	8.16	0.82	46.5	0.45	0.1	40.07	96.1
36	6.48	0.44	44.25	0.24	0.2	43.22	94.83
38	3.99	0.35	48.2	0.14	0.42	43.03	96.13
5	7.53	0.74	45.18	0.15	0.2	46.14	99.94
8	7.45	1.02	41.43	0.14	0.43	49.48	99.95
10	6.96	0.89	36.98	0.2	0.22	54.71	99.96
Среднее-	7.01	0.75	44.29	0.24	0.28	45.2	
Станд. откл	1.54	0.21	1.55	0.12	0.13	1.26	
			Мамонская толща				
			Пикроильменит				
90	5.69	0.49	51.85	0.11	0.25	40.91	99.3
91	5.41	0.62	53.14	0.23	0.23	34.98	94.61
92	5.01	0.39	64.29	0.2	0.51	29.61	100.01
Станд	0.34	0.12	6.84	0.06	0.16	5.65	
Среднее-	5.37	0.50	56.43	0.18	0.33	35.17	
			Манганоильменит				
98	0.18	0.05	72.63	0.31	0.7	26.12	99.99
97	0.11	0.16	71.73	0.25	1.94	25.8	99.99
96	0.13	0.05	74.14	0.07	1.17	24.43	99.99
95	0.09	0.1	72.21	0.13	1.13	26.34	100
94	0.04	0.02	69.67	0.21	0.51	29.55	100
93	0.24	0.16	72.67	0.2	0.74	25.99	100
99	0.1	0.11	71.53	0.18	1.57	26.51	100
100	0.25	0.07	70.84	0.25	0.54	28.05	100
101	0.09	0.12	70.97	-0.02	1.6	27.24	100
103	0.05	0.08	69.72	0.16	2.1	28	100.01
104	0.1	0.03	71.93	0.07	1.48	26.59	100
105	0.18	0.1	71.09	0.18	2.23	26.22	100
106	0.19	0.36	72.36	0.13	0.56	26.4	100
107	0.27	0.09	71.14	0.05	1.22	27.23	100
Среднее-	0.14	0.11	71.62	0.16	1.25	26.75	
Станд. откл.	0.07	0.08	1.19	0.09	0.59	1.22	

Таблица 5.6

Химический состав граната разновозрастных толщ Осетровки

	Sample	Na_2O	MgO	Al_2O_3	SiO_2	CaO	TiO_2	Cr_2O_3	MnO	FeO	
					Четвертичная толща						
	46	0.02	6.31	20.82	38.36	1.02	0.02	0.09	1.33	32.03	100
	45	0.04	7.39	21.26	39.39	1.3	0.01	0.01	1.99	28.65	100.04
	44	0.02	6.02	21.05	38.89	1.12	0.02	0.03	1.88	31.02	100.05
	43	0.02	5.49	20.8	38.27	1.3	0.02	0.2	1.65	32.26	100.01
	42	0.01	3.33	20.41	37.45	0.87	0.04	0.13	4.26	33.75	100.25
	47	0.02	3.49	20.67	38.09	0.94	0.01	0.04	2.17	34.66	100.09
	48	0.02	5.04	21.07	38.5	1.12	0.05	0.05	0.74	33.5	100.09
	49	0.02	6.7	21.11	38.46	1.09	0	0.14	1.89	30.58	99.99
	50	0.04	11.27	22.34	40.36	1.48	0	0.11	0.61	23.79	100
	51	0.02	5.82	21.34	38.34	1.57	0.03	0.05	0.91	32.09	100.17
	52	0.01	3.39	20.88	38.22	1.05	0	0.11	0.41	35.94	100.01
	53	0.01	2.62	20.09	37.44	1.73	0.01	0.04	5.44	32.61	99.99
	54	0.03	7.56	21.48	38.98	1.59	0.03	0.04	1.21	29.15	100.07
	55	0.02	3.24	21.02	37.99	0.71	0	0.1	2.56	34.36	100
	62	0	3.34	20.22	37.37	1.62	0.01	0.03	3.05	34.37	100.01
	61	0	2.81	20.33	36.87	1.02	0.01	0.04	3.47	35.53	100.08
	60	0.01	2.87	20.38	37.69	0.53	0.01	0.03	1.07	37.48	100.07
	59	0.01	2.96	20.5	37.39	1.88	0.01	0.08	3.18	34.02	100.03
	58	0.02	0.79	18.81	33.85	0.71	0.02	0.07	25.41	20.47	100.15
	57	0.02	5.04	21.18	38.18	1.09	0.01	0.05	2.25	32.28	100.1
	56	0.03	6.56	21.83	38.97	0.93	0.03	0.09	1.07	30.55	100.06
	Среднее	0.02	4.86	20.84	38.05	1.17	0.02	0.07	3.17	31.86	
	Ст. откл	0.01	2.35	0.72	1.24	0.36	0.01	0.05	5.25	3.94	
					Сеноманская толща						
	66	0.02	5.42	21.21	38.61	4.05	0.11	0.02	3.12	27.48	100.04
	67	0.01	1.21	19.92	37.19	8.4	0.39	0.08	4.31	28.65	100.16
	68	0.01	0.29	18.45	33.73	7.54	0.6	0.02	19.14	20.22	100
	69	0.01	1.98	19.35	34.77	0.79	0.09	0.16	13.93	29.24	100.32
	70	0.03	8.88	21.51	39.66	1.63	0.05	0.06	0.99	27.29	100.1
	80	0.01	4.95	20.92	38.15	1.28	0.14	0.08	2.38	32.25	100.16
	78	0.03	10.64	21.95	40.09	1.78	0.04	0.03	1.15	24.3	100.01
	72	0	1.98	20.25	37.7	7.77	0.03	0.03	2.55	29.75	100.06
	81	0.02	6.32	21.32	38.5	1.14	0.06	0.11	1.88	30.64	99.99
	82	0.02	7.39	21.39	39.17	1.38	0.1	0.07	1.24	29.24	100
	83	0.01	3.85	20.72	38.05	1.12	0.17	0.02	2.98	33.41	100.33
	84	0.02	6.92	21.46	39.3	2.03	0.41	0.11	1.51	28.24	100
	Среднее	0.02	4.99	20.70	37.91	3.24	0.18	0.07	4.60	28.39	
	Ст. откл	0.01	3.22	1.03	1.91	2.93	0.18	0.04	5.77	3.49	
					Мамонская толща						
26	63	0.04	10.01	21.65	39.59	0.89	0.04	0.03	0.42	27.33	100
27	64	0.02	3.99	21	37.82	0.94	0.01	-0.06	1.62	34.64	99.98
Среднее		0.03	7	21.325	38.705	0.915	0.025	-0.015	1.02	30.985	
Отклонение		0.014	4.26	0.46	1.25	0.04	0.02	0.06	0.85	5.17	

Циркон представлен здесь достаточно крупными идиоморфными и субидиоморфными кристаллами и их осколками без всяких признаков износа. Доминируют разности прозрачные нормальные, но немало и метамиктных. По морфологии преобладают изометричные сложноограненные кристаллы с большим количеством граней пирамид разных индексов, при этом более развиты грани острой дипирамиды. Другая морфологическая разновидность циркона представлена длиннопризматическими кристаллами, разных оттенков и прозрачности, но также с доминированием форм, увенчанных острой дипирамидой. Удлиненно-призматические кристаллы количественно уступают изометричным но, тем не менее, заметны в их общей массе (около 10 %). Это также

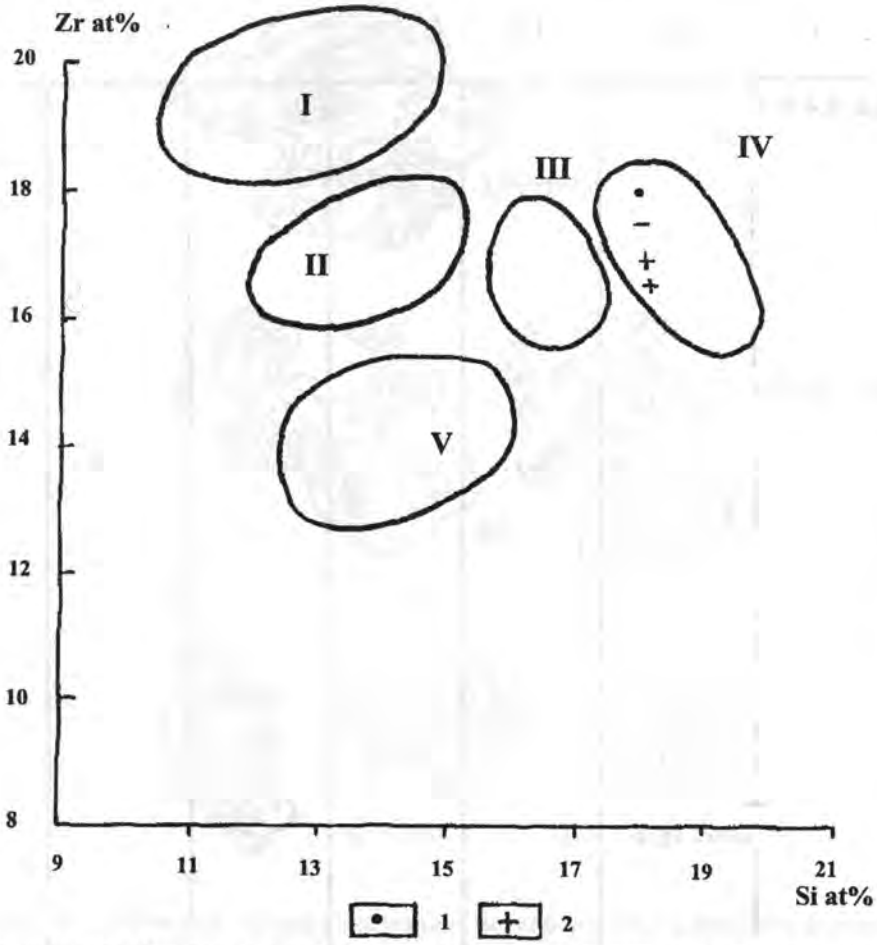


Рис. 5.3. Положение точек составов цирконов обнажений Осетровка на диаграмме Zr-Si. *Типы цирконов: 1 – "мамонский"; 2 – окатанные из квартера. Поля диаграммы: I – цирконы метабазитов; II – цирконы кислых пород; III – цирконы граносиенитов; IV– цирконы щелочных метавулканитов; V – цирконы кор выветривани*

идиоморфные кристаллы. Зоны призмы и пирамиды представлены гранями разных индексов. Имеют копьевидный длиннопризматический облик. По оптическим свойствам они не отличаются от цирконов изометричного облика и формировались в достаточно близких условиях среды, по меньшей мере, по химическому потенциалу основных компонентов. Это хорошо видно из таблицы химсоставов, обобщающих результаты микрозондовых анализов (табл. 5.3) и на генетической диаграмме В.В. Ильяша (рис. 5.3). Вне зависимости от морфологических различий фигуративные точки очень плотно ложатся в поле цирконов граносиенитов [22]. Имеются некоторые различия в отношениях циркония и кремния, которые чуть заметно выше для копьевидных кристаллов. Для изометричных, в среднем, несколько выше содержание кремния и элементов-примесей, но они статистически несущественны, хотя и могут отражать некоторые различия в условиях кристаллизации. Из сравнения составов цирконов различных материнских пород установлено, что цирконы более щелочной среды минерализации, в целом, изометричны и обогащены примесями, в том числе гафнием, в них больше кремния.

Ильменит в неэлектромагнитной фракции представлен заметно измененными лейкоксенизированными разностями в виде оскольчатых зерен, реже целых кристаллов (рис. 5.4). Среди последних преобладают довольно крупные коричневатые, буроватые субидиоморфные индивиды, изредка округлые разности. Последние оказываются таковыми, скорее всего, не по причине окатанности, а из-за текстурных особенностей поверхности (метаколлоидные натечные формы).

Рутил представлен идиоморфными и субидиоморфными кристаллами или их осколками, без признаков механического износа. Этим весьма напоминает циркон.

Золото встречено в одном случае: неокатанная ярко-желтая субквадратная золотина размером около 420 мкм (рис. 5.5).

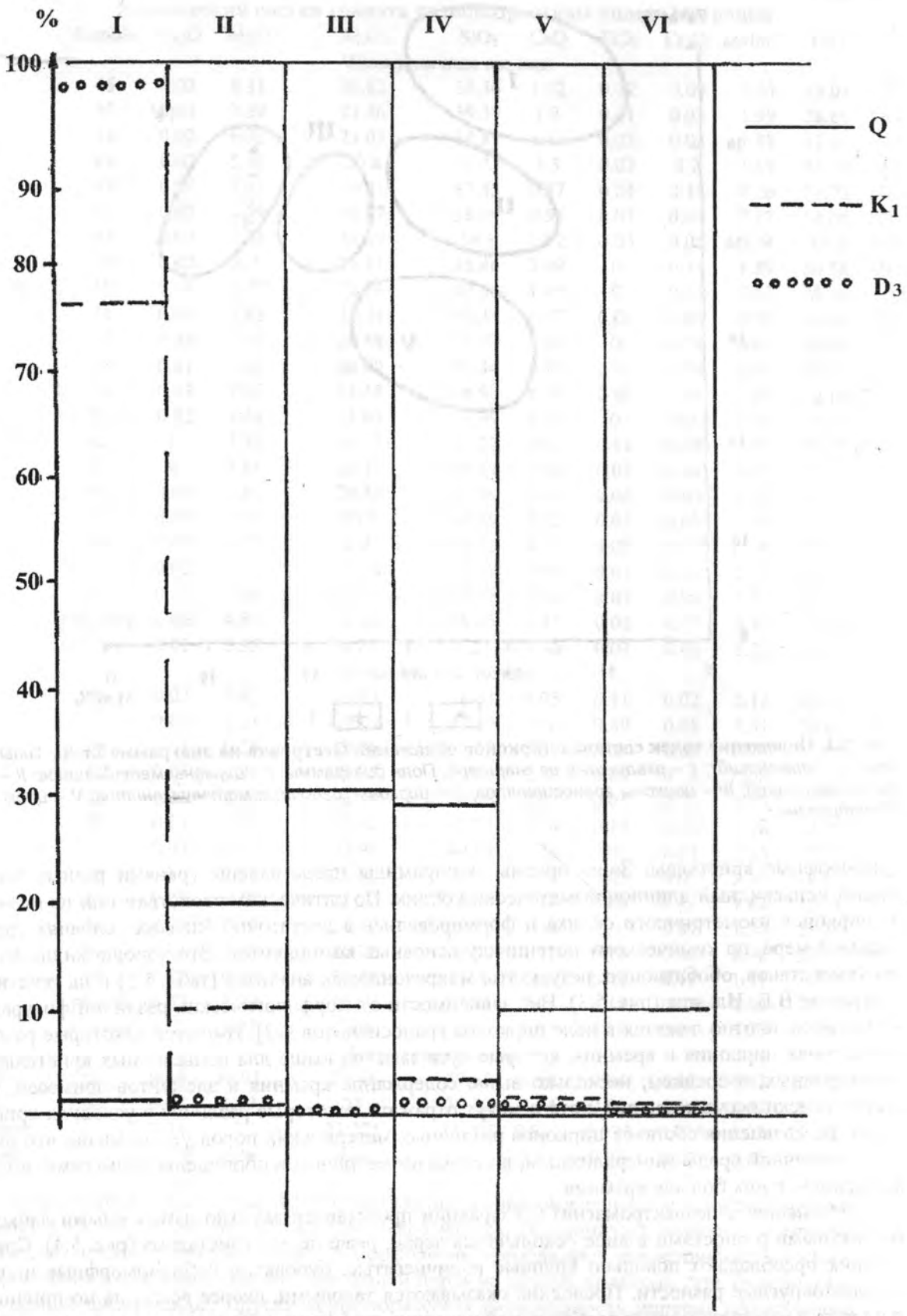


Рис. 5.4. Распределение ильменитов-пикроильменитов различных морфотипов в тяжелой фракции, отмытой из пород D_3mm, K_2s, fQds Осетровских обнажений. *Хорошо видно: 1 – окатанность зерен ильменита (I-II морфотипы) в сеноманских отложениях резко возросла; 2 – в четвертичных породах возникает новый максимум неокатанного материала (20 % зерен П морфотипа, идиоморфные кристаллы), явный признак его поступления с ледником*

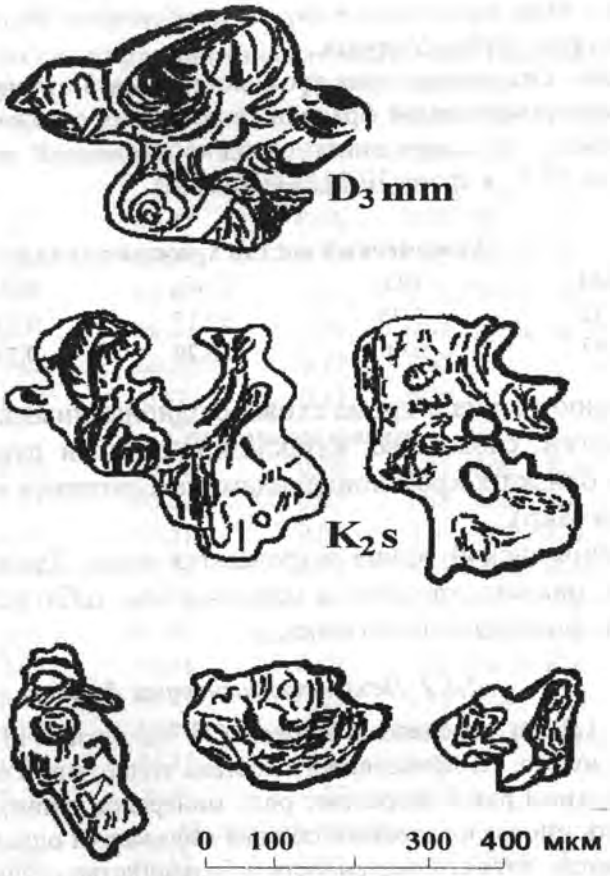


Рис. 5.5. Золотины из отложений девона, сеномана и четвертичных. Девонские и сеноманские неокатанны, одинаковы по размерам, четвертичные – мелкие и окатанные

5.3. Минералогический состав тяжелой фракции сеноманского коллектора K_2s

5.3.1. Электромагнитная фракция

Во фракции – 1,0 мм, выделенной из морских сеноманских галечников, определены минералы (в скобках % от общего числа зерен): ильменит (87 %), лейкоксен (4 %), циркон (4 %), ставролит (3 %), гранат (0,1-0,2 %), хромит (0,05 %), эпидот (е.з.), рутил (0,1 %), апатит (0,05 %), турмалин (0,5 %). Из одного этого перечисления видно, насколько более разнообразным стал минералогический состав электромагнитной фракции по сравнению с мамонскими отложениями, и это естественно увязывать с существенным увеличением площади размыва, сложенной, к тому же, иными и более разнообразными по составу комплексами отложений. В сеноманских породах больше чем в мамонских: циркона, граната (которого в D_3mm почти нет), появляется хромит. Впрочем, даже зерна одних и тех же минеральных видов в девонском и сеноманском коллекторах имеют множество тонких отличий.

Ильменит. Субидиоморфных кристаллов таблитчатого габитуса здесь около 10 % (в мамонской толще таковых практически нет). Зерна ильменита – при том, что угловато-оскольчатые разности преобладают, – в сеноманских отложениях довольно часто оказываются угловато-окатанными (их не менее 10 %) и даже среднеокатанными (2-3 %), а некоторые даже характеризуются совершенной окатанностью. Девонские ильмениты всегда угловаты или оскольчаты.

Интересны данные по химическому составу (см. табл. 5.5) Ильменит в сеноманской части осетровского разреза р. Дон, в отличии от девонской толщи, по своему химическому составу более однороден. Здесь распространен лишь пикроильменит, и притом с несколько иными соотношениями компонентов. Характерны более высокие значения оксида магния (в среднем близки 7 %, при незначительных колебаниях), меньшая титанистость, большая железистость. По содержанию хрома ильмениты, как и в мамонской толще, – низкохромистые. По своему составу они аналогич-

ны таковым из ксенолитов ультраосновных пород Якутской алмазоносной провинции: гранатовых ультрабазитов трубки Мир, включений в пиропе кимберлитов Малоботуобинского района, катаклазированных лерцолитов трубки Удачная .

Хромшпинелиды. Окатанные зерна хромшпинелидов в отличие от таковых мамонской толщи встречаются в электромагнитной фракции сеноманских отложений. По химическому составу отвечают алюмохромиту с содержанием оксидов: алюминия до 6 %, магния 10 %, титана 5,75-6.00 %, железа 36-37 %, а хрома 30-32 % (табл. 5.7).

Таблица 5.7

Химический состав хромшпинелидов

MgO	Al_2O_3	TiO_2	Cr_2O_3	MnO	FeO	Total
9,94	5,32	5,75	32,17	0,51	36,72	90,41
10,1	5,97	6,46	30,29	0,35	35,99	89,16

По соотношению титана и хрома схожи с одноименными минералами из ксенолитов в кимберлитах Якутии, сложенных катаклазированными дунитами, а по соотношению алюминия и хрома близки к хромшпинелидам, находящимся в виде включений в зональном гранате (трубка Мир).

Гранаты в сеноманской толще встречаются чаще. Здесь имеются заметные вариации в их составе по магнию, кальцию и марганцу (см. табл. 5.2), но, все же, при устойчивом доминировании альмандинового минала .

5.3.2. Неэлектромагнитная фракция

Во фракции – 1,0 мм определены циркон (78 %), рутил (13 %), лейкоксен (7 %), дистен (0,6 %), апатит (е.з.), золото. Из приведенного состава видно, что в сеноманских породах по сравнению с верхнедевонскими резко возрастает роль минералов титана, за счет снижения доли циркона. Преемственность минералогического состава выражается однако в том, что циркон остается абсолютным доминантом, хотя его окатанность в большинстве случаев возрастает, при том, что в подчиненном количестве наблюдаются и идиоморфные зерна мамонского типа. В то же время рутил окатан всегда (в мамонской толще минерал идиоморфен или оскольчат). По химическому составу идиоморфные цирконы сеноманской толщи идентичны цирконам мамонской (табл. 5.8).

Золото сеномана (два знака) очень пожоже по размерности (400 мкм) и цвету на золотину из D_3mm. Оно неокатанно, с зазубренными краями, без "рубашки".

5.4. Минералогический состав тяжелой фракции четвертичного "коллектора" (флювиогляциальные пески fQ_1ds)

5.4.1. Электромагнитная фракция

Во фракции – 1,0 мм обнаружены: ильменит (и пикроильменит) – 92 %, гранат – 3 %, хромиты – 0,5 %, эпидот – 0,2 %, турмалин – 1,0 %, апатит (е.з.), циркон (е.з.).

Прежде всего бросается в глаза многократное возрастание роли гранатов, хромитов, турмалина, которых в девонских породах не было вовсе, а в сеноманских (особенно первых двух минералов) ничтожное количество (рис. 5.6). И это первое принципиальное отличие чевертичного "коллектора". Второе же отличие – резкое уменьшение степени окатанности минералов по сравнению с девонскими и сеноманскими породами. Однако в случае происхождения минеральных зерен из местного древнего источника, эта степень окатанности должна была бы только возрастать от древних коллекторов к молодым. Причины этого явления мы обсудим ниже, а пока детальней охарактеризуем сами минералы.

Гранаты довольно крупные, до 1.мм, различных цветовых оттенков, среди которых преобладают розоватые, встречаются желтые, но есть и сиреневые. Часть последних может оказаться пиропами. Все зерна не сохранили первичные кристаллографические очертания, но не из-за высокой степени окатанности (они совершенно неокатанны), а потому, что представлены исключительно оскольчатыми формами. В целом, гранат по своему химическому составу довольно однороден и принадлежит альмандиновому ряду, с доминированием альмандинового минала. Имеются незначительные вариации по Mg, Mn. Лишь отдельные зерна выделяются большим содержания марганца и могут соответствовать спессартину (см. табл. 5.6).

Таблица 5.8

Химический состав цирконов из осадочных толщ района с. Осетровки

A	SiO_2	Y_2O_3	ZrO	TeO	HfO	Total		Тип циркона
	32.16	0.72	66.51	-0.1	0.71	100		
	32.65	-0.73	67.04	0.24	0.8	100		
			Четвертичная толща					
	32.38	0.1	66.87	0.06	0.79	100.2	Q	Идиоморфный
	31.94	0.07	66.36	0.04	1.82	100.23	Q	– " –
	32.27	0.41	65.43	0.26	2.16	100.53	Q	Совершенно окатанный
	32.75	0.31	66.27	0.33	0.96	100.62	Q	– " –
Среднее	32.34	0.22	66.23	0.17	1.43			
Станд. откл.	0.29	0.14	0.52	0.13	0.57			
			Сеноманская толща					
	32.48	0.52	66.06	0.19	0.75	100	K_2s	Копьевидный
	31.84	1.23	65.53	0.02	1.38	100	K_2s	– " –
	31.9	0.23	66.51	0.06	1.3	100	K_2s	– " –
	32.21	0.81	65.73	0.22	1.04	100.01	K_2s	– " –
	32.31	0.21	66.16	0	1.31	99.99	K_2s	– " –
	32.01	0.48	65.95	0.54	1.02	100	K_2s	– " –
	32.15	0.46	65.98	0.03	1.39	100.01	K_2s	– " –
	32.21	0.27	66.21	0.03	1.35	100.07	K_2s	– " –
	32.41	0.89	66.86	0.13	1.49	101.78	K_2s	– " –
Среднее	32.17	0.57	66.11	0.14	1.23			
Станд. откл.	0.22	0.35	0.40	0.17	0.24			
			Мамонская толща					
	32.21	0.09	66.05	0.04	1.69	100.08	$Д_3$	Копьевидный метамиктный
	32.2	0.39	65.89	0.38	1.14	100	$Д_3$	Копьевидный нормальный
	32.27	0.47	66.95	0.47	0.78	100.94	$Д_3$	– " –
	32.44	0.01	66.39	0.26	1.44	100.54	$Д_3$	– " –
	31.8	0.76	66.14	0.09	1.21	100	$Д_3$	– " –
	32.18	0.38	66.65	0.22	1.01	100.44	$Д_3$	– " –
	32.28	0.31	66.98	0.03	0.46	100.06	$Д_3$	– " –
	31.81	0.71	66.4	0.12	0.95	99.99	$Д_3$	– " –
Среднее	32.15	0.39	66.43	0.20	1.09			
Станд. откл.	0.23	0.26	0.40	0.16	0.38			
	32.01	0.06	66.01	0.48	1.43	99.99	$Д_3$	Изометричный
	32.2	0.37	66.57	0.08	1.67	101	$Д_3$	– " –
	32.16	0.62	66.21	0.27	1.98	101.24	$Д_3$	– " –
	32.03	1.08	65.66	0.3	0.94	100.01	$Д_3$	– " –
	32.11	0.38	65.69	0.3	1.52	100	$Д_3$	– " –
	32.5	0.07	66.53	0.13	1.02	100.25	$Д_3$	– " –
	32.52	0.45	66.21	0.1	1.62	100.9	$Д_3$	– " –
	32.03	0.78	65.74	0.13	1.33	100.01	$Д_3$	– " –
Среднее	32.20	0.48	66.08	0.22	1.44			
Стандт. откл.	0.21	0.35	0.36	0.14	0.34			

Ильменит заметно отличается от зерен этого же минерала из сеноманских и девонских толщ. 80 % его это совершенно неокатанные субидиоморфные кристаллы, с ярким полуметаллическим блеском, свежие, хотя довольно часто наблюдаются и ямчатые углубления, выполненные белым лейкоксеном. Между тем в сеноманских галечниках ильмениты преимущественно угловато-оскольчаты. Около 20 % зерен из флювиогляциальных песков хорошо и совершенно окатанны. Пикроильмениты четвертичной части разреза Осетровки по параметрам химического состава статистически ничем не отличаются от таковых из более древних толщ (см. табл. 5.5). Это, конечно, можно интерпретировать как то, что и последние являлись их источниками. Однако в составе электромагнитной фракции здесь, в отличие от сеноманских отложений, не менее трети приходит-

ся на ильменомагнетит, с содержаниями оксида титана 0,26-3,0 %. Такие смеси характерны для условий высокотемпературной кристаллизации, и они не отмечены в образованиях девона и мела.

Цирконы представлены единичными зернами, но среди них встречены идиоморфные крупные кристаллы винно-желтой окраски, с алмазным блеском, которых нет в более древних толщах. Однако описаны и выделения минерала, характерные для девонских образований: изометричные и копьевидные, как и там, тоже свежие и неокатанные, что подчеркивает некоторую преемственность минералогического состава водноледниковых пород квартера и более древних образований. Еще одна особенность, сближающая цирконы мамонских, сеноманских и четвертичных отложений, – полное отсутствие окатанных индивидов.

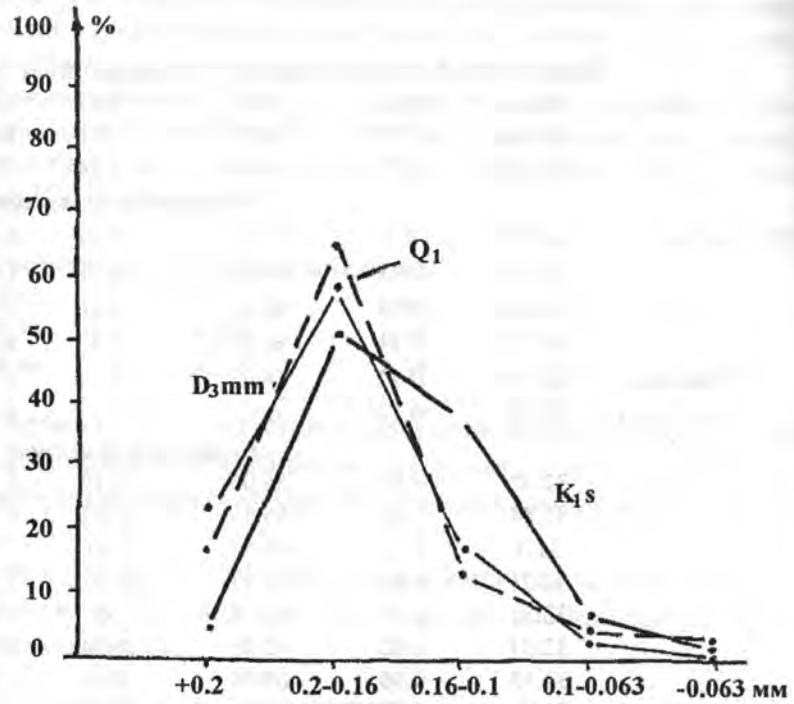


Рис. 5.6. В электромагнитной фракции из четвертичных толщ больше всего частиц принадлежащих классу 0,2-0,16 мм, одновременно в ней становится резко больше ильменитов-пикроильменитов, гранатов по сравнению с сеноманскими породами, что связано с поступлением северного вещества

5.4.2. Неэлектромагнитная фракция

В состав фракции – 1,0 мм входят (рис. 5.7): дистен (30 %), рутил (30 %), циркон (27,4 %), кремни – криноидеи, скорее всего, каменноугольные, из Подмосковья (2 %), прочие примеси (0,6 %), золото (3 знака).

Цирконы достаточно редки по сравнению с древними толщами. Встречаются индивиды, характерные для девонских образований: изометричные и копьевидные, как и там, они тоже свежие и неокатанные, что подчеркивает некоторую преемственность источников сноса. Однако среди них встречены и иные разновидности: идиоморфные крупные кристаллы винно-желтой окраски, с алмазным блеском, которых нет в более древних толщах, а также и совершенно окатанные зерна, отличающиеся от цирконов ма-

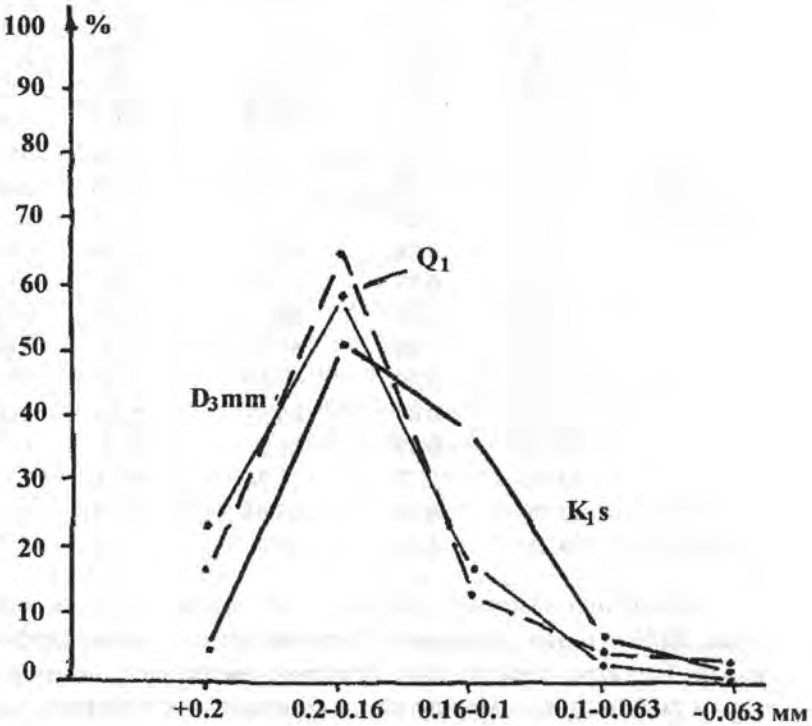


Рис. 5.7. Размерность зерен минералов неэлектромагнитной фракции в отложениях девона, мела и квартера примерно одинакова (73 % повсюду принадлежит классу 0,2-0,16 мм). Это сходство позволяет считать сделанные здесь выводы об обогащенности четвертичных толщ северными минералами корректными

монского типа по химсоставу большим разбросом содержаний отдельных компонентов. Обнаружены, например, зерна с концентрацией Hf > 2 %, что нехарактерно для цирконов мамонского типа.

Как видим, отличия четвертичных от девонских и сеноманских ассоциаций принципиальны: только количество дистена, например, возросло в 40 раз по сравнению с сеноманскими галечниками, впервые появились каменноугольные кремни и т.д. Однако и общие для древних отложений и квартера минеральные виды часто представлены совершенно несхожими разновидностями, среди которые следует различать "местные" (генетически связанными с породами Воронежской антеклизы и ее докембрийского основания) и "северные дальнего переноса", региону чуждые. Примером является присутствие в галечниках квартера сиреневых цирконов, известных для пород "северных" (фенноскандинавских) ассоциаций и не имеющих аналогов в образованиях ВКМ и Воронежской антеклизы.

Выводы

1. Минералогические ассоциации тяжелой фракции осадочных толщ – тонкий показатель, характеризующий источники сноса, весь спектр размываемых толщ только в том случае, если их изучение основано не на уровне простого фиксирования соотношений минеральных видов, а на выявлении типоморфизма и онтогении минералов, связь которых с отдельными комплексами пород доказана. Такими в регионе являются цирконы, гранаты, ильмениты (пикроильмениты).
2. Цирконы в девонских, сеноманских, четвертичных толщах Осетровки содержат, хотя и в разных соотношениях с другими минералами, сквозную разновидность, отнесенную здесь к впервые выделяемому мамонскому типу. Это практически неизношенные эвгедральные, достаточно крупные и сложноограненные кристаллы изометричного и копьевидного облика.
3. Ильмениты всех изученных толщ по химическому составу заметно различаются между собой. Во всех присутствует пикроильменит. Зерна этой разновидности в толщах квартера и сеномана близки между собой, а от мамонских их отличает меньшая железистость и большая титанистость. Почти половина всего ильменита в четвертичной толще представлена ильменомагнетитом, а в мамонской доминирует манганоильменит.
4. Гранат достаточно разнообразен по составу как в четвертичной, так и в сеноманской толщах. В девонских породах он редок и выборка непредставительна для мамонской толщи. Пиропов в целом по разрезу не обнаружено. Во всех изученных зернах доминирует альмандиновая составляющая (40-50 %), в то время как пироповой не более четверти.
5. По распределению в разрезе перечисленных минералов можно сделать вывод, что источники сноса при формировании изученных толщ D_3mm, K_2s, fQds Осетровки были разными. Некоторая унаследованность минерального вещества (возможно, в результате переотложения) тем не менее, заметна по циркону мамонского типа. Доля этого материала последовательно уменьшалась со временем, и ледниковые-флювиогляциальные и постледниковые четвертичные отложения Воронежской антеклизы, как и всей Южно-Русской алмазоносной субпровинции, уже оказались насыщенными экзотическим веществом, поступившим в регион с алмазоносного севера платформы (гранаты; неокатанные крупные идиоморфные кристаллы ильменитов и пикроильменитов; сиреневые цирконы; кремни с характерными каменноугольными мшанками и многие другое).
6. Обстоятельства, сформулированные в п.п. 1-5, являются основанием для настоящей рекомендации о весьма осторожном использовании четвертичного коллектора в регионе для алмазопоисковых целей.

ГЛАВА 6

КИМБЕРЛИТЫ И РОДСТВЕННЫЕ ИМ ПОРОДЫ ИЗ АПТСКОГО КОЛЛЕКТОРА НА СЕВЕРО-ВОСТОКЕ ВОРОНЕЖСКОЙ АНТЕКЛИЗЫ

6.1. Краткие сведения об аптском коллекторе

Нижнемеловой (аптский) коллектор на северо-востоке Воронежской антеклизы представлен преимущественно тонкими светлыми псаммитами мощностью до 20 м с дистен-ставролит-цирконильменитовой ассоциацией акцессорных минералов, относимыми к волчинской свите (верхи нижнего апта, по [31]. Накапливались они в фациальных обстановках (с северо-востока на запад и юго-запад): мелководно-морской, прибрежно-морской, континентальной приморской равнины. На субмаринное осадконакопление большое влияние оказывали прибрежные вдольбереговые течения, схожие с современными циклональными Черного моря, которые способствовали выносу легких минералов и формированию на поднятиях титан-циркониевых россыпей. В 1960-е годы подобные объекты Восточно-Европейской платформы исследовались на алмазы ИМРом [26,27], открывшем Волчинское алмазопроявление с содержанием полезного компонента 0,0268 карата/м^3. Отобранная здесь проба имела массу 900 кг, содержание тяжелых минералов – 21,6 %. Гранулометрический состав опробованных псаммитов был очень узким: 96,8 % частиц относилась к классу -0,315+0,063. Алмазы (19 % чистой воды или со слабым нацветом) имели размерность 0,15-0,26 мм, до 0,34 мм и среднюю массу 10 мг. Из 241 зерна октаэдров было только 8 %, кубов – 72 %. Алмазы не сопровождались индикаторными минералами. Более тридцати лет Волчинское проявление оставалось единственным в Липецкой области. Сведения о нем широко использовались в прогнозных построениях: его площадь поместили в выделенный [18]. Кимовский прогнозируемый кимберлитовый район (по г. Кимовску Тульской области, Подмосковный угольный бассейн). Между тем накаливалось все больше сведений, свидетельствующих о том, что информативность аптского коллектора в отношении эндогенных процессов далеко не исчерпывается находками алмаза в Волчьем. В аптских псаммитах (Седелки на р. Птань, север Липецкой области) были обнаружены неокатанные идиоморфные цирконы, а также минералогические признаки недавних эксплозий [61]. Необходимость последовательного приближения к коренным источникам волчинских алмазов требовала, с одной стороны, углубленного исследования аллотигенных алмазов), с другой – смещение опробования в фациальные аналоги апта, приближенные к области сноса, а то и в собственно континентальные отложения. При опробовательских работах на алмазы нельзя было не учитывать специфических особенностей осадочного чехла Воронежской антеклизы, прямо влияющие на результаты поисков. К ним относятся чрезвычайно тонкий зернистый состав кластогенных отложений даже базальных горизонтов крупных тектоно-седиментационных ритмов. В лучшем случае это разнозернистые пески с одиночной рассеянной галькой. Надеяться на обнаружение в таких условиях алмаза и его спутников можно лишь при отборе проб с объемом никак не меньше 0,5 м^3. Для сравнения упомянем, что объем проб при поисковых работах, приведших к открытию трубки К-1 ("Аргайл") в Западной Австралии, где литология более благоприятная, был не менее 80 л [20], в то время как некоторые организации при исследовании алмазоносности осадочного чехла Воронежской антеклизы нередко удовлетворялись рядовыми пробами в 10 л [41]. Но увеличение объема проб только одна, хотя и важная, сторона получения качественных и сравнимых первичных материалов. Другая же предполагает привлечение адекватных технологий экстракции алмаза и его спутников с размерностью зерен от 100 мкм, в то время как стандартные методы, используемые в РФ, обеспечивают работу лишь с зернами +500 мкм. Это обстоятельство и стало причиной нашего обращения к технологиям ИМРа. Наконец, еще одним принципиально важным ограничением, суживающим число объектов, подлежащих опробованию, является невозможность использования в регионах покровных оледенений (а такова почти вся Воронежская антеклиза) четвертичного коллектора. Сложной проблеме четвертичного коллектора мы посвятили специальное исследование [62], отчего не будем на ней останавливаться.

В полевой сезон 2001 г. научной группой ВГУ в содружестве с ФГУНРР "Аэрогеология" (А.Ю. Егоров) были отобраны 14 проб из меловых коллекторов северных административных об-

Таблица 6.1

Общая характеристика обломков "кимберлитоподобных" пород из нижне- и верхнемеловых коллекторов северо-востока Воронежской антеклизы

№№ проб	Привязка	Возраст песков	Масса пробы, кг	Кол-во обломков, шт.	Размерность, мм
1	с. Волчье	$K_1 a$	23940	565	до 8x8x4
2	д. Кудияровка	$K_1 a$	2060	414	до 4x4x3
3	с. Сенцово	$K_1 a$	2100	20	до 5x5x2
4	г. Лев Толстой	$K_1 a$	2080	24	до 5x5x3
5	д. Гнилуша	$K_1 a$	2150	1	до 7x7x5
6	д. Гнилуша	$K_1 a$	2100	13	до 10x8x8
7	1- Батаговский	$K_1 s$	2150	4	до 5x3x2
8	д. Дросково	$K_1 a$	2100	22	до 5x3x3
9	В. Колыбелка	$K_1 a$	2100	748	до 8x5x5
10	д. Захаровка	$K_1 a$	2150	26	до 5x3x3
11	д.Барково	$K_1 a$	2100	73	до 12x7x5
12	Сорочьи кусты	$K_1 a$	2070	5	до 5x3x3
13	Гнездилово	$K_1 al$	2120	3	до 4x2x2
14	Солдатское	$K_1 s$	2100	7	до 3x3x1

ластей антеклизы. Восемь проб характеризовали псаммиты областей Липецкой (все из апта), четыре – Орловской (три аптские, одна – альбская), по одной – Курской и Брянской (сеноман).Объем каждой пробы составлял 1 м^3, кроме пробы № 1 из тонких песков верхней продуктивной залежи Волчинского месторождения (10 м^3). Повторное, после работ И.Ф. Кашкарова и Ю.А. Полканова [27], опробование Волчинской россыпи было необходимо для получения представительной коллекции алмазов (описана в [58]). Единственный выход псаммитов верхней продуктивной залежи отстоял от точки пробоотбора 1969 г. примерно на 200 м.

Несмотря на то, что тонкие (1-2 мм) слойки рудных минералов, образовавшие пласт мощностью 0,12-0.15 м (все 10 м^3 отбирались только их этой пачки) явственно фиксировались в разрезе, содержание тяжелой фракции в пробе составило не более 1,75 %. Все пробы изучались в ИМРе (НПП "Недра" г. Симферополь), предоставившим содержательный и качественный отчет [83], а также монофракции минералов и каменный материал с обломками магматических пород, изучение которых и положено в основу для написания данной статьи

В пяти пробах из четырнадцати был обнаружен алмаз в количестве от 1 до 79 зерен (проявления Кудияровка, Колыбелка, Захаровка, Лев Толстой, Волчье), пиропы (от одного до трех зерен в 6 пробах), хромшпинелиды, пикроильменит, оливин, хромдиопсид. Особенно интересным представляются многочисленные находки обломков "кимберлитоподобных" пород, встреченные во всех пробах, но в разных количествах. Они-то и стали основным объектом настоящей работы, предоставив редкую возможность определить тип и особенности гипотетического коренного источника алмазов Липецких россыпей. Содержание и размерность обломков пород приводим в табл. 6.1.

Все обломки отнесены нашими коллегами к трем типам: 1 – мелкопорфировые бурые, темно-зеленые породы, с рассеянными овальными выделениями серпентинизированного оливина (?). Основная масса – глинисто-карбонатная, с тонкой вкрапленностью магнетита. Отмечены листочки темно-бурой, светло-коричневой слюды, ксеноморфные обломки светло-зеленого пироксена, черного ильменита; 2 – ксенотуфобрекчии с темно-зелеными и серовато-зелеными литокластами мелкопорфировых пород и светло-серым, тонким песчано-глинисто-карбонатным цементом. Напоминают образования кратерных фаций диатрем; 3 – темно-зеленые полнокристаллические породы массивной текстуры, возможно, дайковые.

Опробованные интервалы нижнемелового разреза, содержащие кимберлитоподобные породы, обычно оказываются "висячими", а базальные горизонты не вскрытыми. Примером служит обнажение Верхняя Колыбелка у с. Хлевное Лискинской области (рис. 6.1). Там в пробе 9, характеризующей слои 4-8, стратиграфическое положение которой не вполне ясно, встречено рекордное количество обломков – 748.

В. Ягушевым (КО Укр. ГГИ) получена рентгенографическая характеристика минералов кимберлитоподобных пород из пробы № 1 (Волчье), табл. 6.2.

При анализе несколько обломков мелкопорфировых разностей были объединены в один образец. Интерпретация рефлексов проведена на основе предположения о близости анализируемых пород кимберлитам, с многокомпонентной массой последних. Так, линия с d = 1.515 отнесена к сапониту, линии с d = 0,480, 0,423, 0,256 – к хромиту, гетиту, сепиолиту соответственно, а d = 0.301, 0,288 к кальциту и доломиту. В. Ягушев связал уменьшение базальных рефлексов серпентина до d = 0.715 и 0,355 с вхождением алюминия в структуру, пример чему он нашел в кимберлитовых туфобрекчиях трубки Ботуобинская . Из анализа рентгенограммы (см. табл. 6.2) сделан вывод: породы преимущественно состоят из серпентина и кальцита с примесью других минералов.

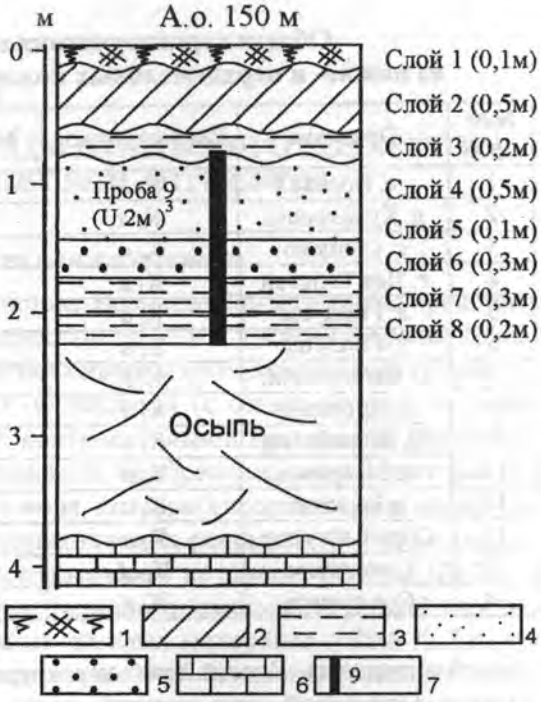


Рис. 6.1. Положение опробованного интервала разреза нижнемеловых толщ у с. Верхняя Колыбелка (проба 9), содержащего кимберлитоподобные породы: *1 – почвенно-растительный слой; 2 – суглинки; 3 – глины; 4 – пески; 5 – галечники фосфоритов и кремней; 6 – песчаники; 7 - известняки; 8 – проба*

Приведенные данные носили предварительный характер, но они стимулировали дальнейшие исследования кимберлитоподобных пород прецезионными методами, в надежде встретить среди обломков образования диатрем, коренного источника волчинских алмазов. Было решено создать атлас таких пород, вести фотографирование препаратов на всех стадиях изготовления и исследования. В этой работе авторы постоянно ощущали поддержку своих коллег, участвовавших в пробоотборе, обсуждении результатов, прогнозных построениях: А.В. Жабина, Д.А. Дмитриева, А.Е. Звонарева, В.В. Лоскутова, А.В. Шишова. Нельзя не признать, что без заинтересованного, высокопрофессионального участия в настоящих исследованиях А.Ю. Егорова (ФГУНРР "Аэрогеология"), А.И. Чашки, Ю.А. Полканова (НПП "Недра", г. Симферополь) нынешний уровень наших знаний об алмазоносности Воронежской антеклизы не был бы достигнут. Всем названным специалистам авторы выражают свою глубокую благодарность и признательность.

Таблица 6.2

Интерпретация рентгенограммы объединенной пробы из нескольких обломков мелкопорфировой разности "кимберлитоподобных пород" пробы 1 (верхняя продуктивная толща песков K_1a Волчинской россыпи). Аналитик В. Ягупов (КО Укр. ГГРИ, г. Симферополь). Установка ДРОН-2

Интенсивность рефлексов (I)	Рефлексы (d, нм)	Вероятный минерал	Интенсивность рефлексов (I)	Рефлексы (d, нм)	Вероятный минерал
10	1,515	Сапонит	3	0,288	Доломит
3	0.715	Серпентин	5	0,256	Сепиолит
2	0,480	Хромит (?)	6	0,252	Серпентин (?), кальцит (?)
5	0,451	Серпентин	2	0,208	Серпентин (?)
3	0,423	Гетит	1	0,1889	Кальцит
4	0,361	Серпентин	2	0,1703	Серпентин
4	0,355	– " –	2	0,1609	Кальцит
4	0,330	Кальцит	4	0,1530	Серпентин
5	0,301	– " –	2	0,1475	Кальцит

6.2. Общая характеристика обломков магматических пород из аптского коллектора СВ Воронежской антеклизы

Среди изученных обломков в значительной мере доминируют петрографические виды вулканических и гипабиссальных фациальных классов. Первые принадлежат главным образом к щелочным и субщелочным рядам ультраосновных, основных и средних групп, согласно классификации петрографического кодекса [46]. Вторые представлены преимущественно различными подвидами кимберлитов и гораздо более редкими плагиоклазитами и габбро-долеритами. В целом все выявленные виды представляют собой ассоциации, характерные для платформенных формаций, без каких либо проявлений метаморфизма.

Количественно в обломках доминируют породы щелочно-ультраосновной формации с признаками, характерными как для кимберлитов, так и для лампроитов. В изученной серии пород находят отражение связи между магматизмом и процессами автометасоматоза, которые являлись следствием чрезвычайно высокой активности некогерентных элементов и, прежде всего, щелочей на определенном этапе геологической истории региона. Данная серия в общих своих чертах является схожей с подобными породами, образующимися в аналогичных геодинамических условиях, проявляющихся во многих регионах Мира. В частности, например, – с верхнедевонскими магматитами Покровско-Киреевской шовной структуры между Приазовским кристаллическим массивом и Днепрово-Донецким авлакогеном [7] или с породными ассоциациями того же возраста, имеющими место в Воронежской области.

Своеобразием исследованного каменного материала является доминирование пород, которые с полным основанием можно отнести к алмазоносным. Существенное значение имеет и то, что они в опробованных песках ассоциируют с алмазом и его спутниками. Некоторые из последних обнаруживаются и в составе самих обломков.

Среди обломков имеются породы достаточно свежие и практически не затронутые гипергенезом, но большинство из них представлено разностями, измененными поздне- и постмагматическими процессами. Для кимберлитов это является одним из классификационных признаков. Но и родственные им семейства щелочных пород в ряде случаев несут структурно-минералогические признаки метасоматоза.

Что же касается морфологических особенностей обломков, то обращает внимание слабая их окатанность, притом, что часть фрагментов вовсе неокатана. Округленность обломков, как показывает их статистическое изучение, отражает в большей мере минеральный состав, чем степень изношенности в связи с транспортировкой. Наибольшей сглаженностью форм отличаются мягкие обломки серпентин-хлоритового состава, в то время как более кислые и менее измененные отличаются угловатостью (рис. 6.2). Размеры обломков от 1 до 10 мм, в основном 2-4 мм, и это, к сожалению, недостаточно для химического силикатного анализа, да и шлифы из них получаются не очень представительными. Тем не менее, минеральный и петрографический составы изучены для более тысячи обломков, в том числе в шлифах и аншлифах, выполнены более сотни рентгеноспектральных и рентгеноструктурных анализов.

Рис. 6.2. Морфология обломков пород: а) кимберлитов; б) фоидитов; в) кимберлитовых брекчий. *Указаны номера образцов: в числителе номер пробы, в знаменателе – порядковый номер. Ширина поля зрения 20 мм*

Все обломки магматических пород можно разделить на шесть групп: 1) кимберлиты или кимберлитоподобные породы, к которым отнесены обломки ультраосновного состава, имеющие характерную ксенопорфировую или порфировидную структуру с псевдоморфозами карбонатов, серпентина, сапонита и магнезиальных хлоритов по вкрапленникам и основной массе, с индикаторными минералами, без пироксенов и плагиоклазов; 2) высококалиевые породы с фельдшпатоидами; 3) плагиоклазовые вулканиты основного, среднего и кислого состава; 4) плагиоклазиты и габбро-долериты: 5) обломки смешанные, в которых фрагменты магматических пород сцементированы терригенным материалом; 6) пикриты и щелочные пикриты. Соотношение этих групп в разных пунктах пробоотбора варьирует. К примеру, первые две превалируют в пробах 1, 9, 6, 8, 11, а 4-я установлена, в основном, в пробе 6 (см. табл. 6.2).

6.3. Кимберлиты

К кимберлитам нами отнесены породы, обнаруженные в Липецкой и Орловской областях. В первой более всего их в разрезе апта Волчинской россыпи и с. В. Колыбелька (пробы 1 и 9). В Орловской области они оказались также доминирующими среди обломков магматических пород в аптском разрезе у д. Барково Ливенского района (проба № 11)

Согласно петрографическому кодексу [46], кимберлитом называют разнообразные по облику умеренно-щелочные ультраосновные магматические породы с ярко выраженной такситовой текстурой. Это умеренно-щелочной пикрит ксенокристопорфировой структуры с обычно нацело измененной (карбонатизированной, серпентизированной, иногда флогопитизированной) основной массой, отвечающей по составу щелочному кальцитовому или флогопит-кальцитовому пикриту, (судя по псевдоморфозам по идиоморфным зернам оливина, иногда наблюдаемым микролитам первичного кальцита и редким чешуйкам слюды). Главное что отличает кимберлит от беспироксеновых щелочных пикритов – отсутствие интрателлурических (субликвидусных) идиоморфных вкрапленников оливина. Последний здесь находится в виде угловато-окатанных ксенокристаллов или редко в виде микролитов вместе с диопсидом в основной массе.

В изученных обломках кимберлитовых пород выделяются три текстурные разновидности: кимберлитовые туфы, автолитовые и карбонатно-метасоматитовые. Общим структурным признаком для них является то, что все они порфировидные. Вся масса породы сложена разновеликими псевдоморфозами хлорит-серпентинового состава по темноцветным минералам. Они могут быть идиоморфными, изометричными и призматическими. В них достаточно легко угадываются формы кристаллов, присущие оливину. В то же время здесь также округленные или неправильные выделения и колотые (оскольчатые) вкрапленники. Складывается впечатление о непрерывности гранулометрического спектра породы, поэтому выделение в ней основной массы и вкрапленников довольно условное. Тем не менее, порфировидность структуры хорошо выражена. Крупные ксено- и фенокристы-пседоморфозы контрастно выделяются своей более светлой, преимущественно светло-серой или даже белой, иногда золотистой зеленовато-желтоватой окраской на фоне более темной голубовато-зеленоватой основной массы, в которой микроскопически различимы лейстовидные формы того же состава, что и более крупные выделения. Последние сложены серпентином

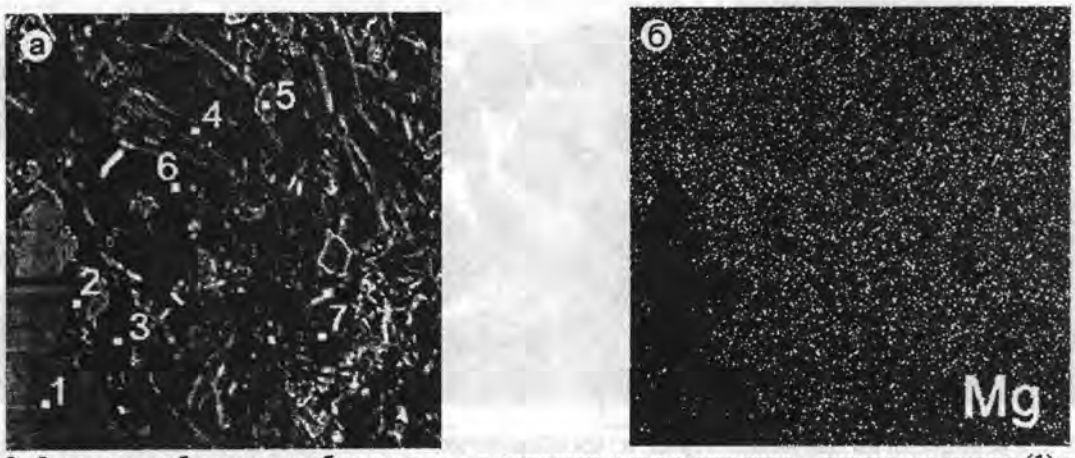


Рис. 6.3. Фрагмент обломка кимберлита: а – в отраженных электронах – пикроильменит (1) с келифитовой оторочкой из сфена (2) и серпентин-хлорита (3), флогопит (4). *Основная масса сложена волокнисто-пластинчатым агрегатом из серпентина и хлорита (5-7). б – распределение магния. Обр. 5/2. Ширина поля зрения 400 мкм*

Таблица 6.3

Химический состав породообразующих минералов кимберлитов*

Образцы	9/47	11,62	5/2	5/2	6/6	5/2	5/2	6/6	9/55
Анализы	1	2	3	4	5	6	7	8	9
Минерал	Бронзит	Флогопит	Серпофит	Серпентин-хлорит	Сфен	Сфен	Пикро-ильменит	Пикро-ильменит	Карбонат
SiO_2	49,5	34,14	38,9	31,34	30,17	31	0,37		
Al_2O_3	1,8	11	2,34	9,6		0.83	0,79	0,43	
CaO	1,18	0,2	0,77	0,11	28,5	26.8			58
MgO	30,1	17,6	24,7	32,32		1.57	10,2	3,7	0,3
Na_2O	0,27	0,72	1,23						
K_2O	0,13	8	0,18	0,9					
FeO	11,22	12,2	8,2	13,36	6,93	2.3	33,42	37,8	0,34
MnO	0,07	0,35	0,12	0,04			1,53	4,64	0,35
TiO_2	0,02	4	0	0,52	34,4	37	51,73	50,18	
P_2O_5	0,04	0,05	0,01						0,05
BaO		3,3	0,05						0,02
Cr_2O_3	0,15	0	0,004				0,7	0,61	
NiO		0,02	0.13						
Nb_2O_5	0,1					0.81			
ZrO_2	94,5					0.66			
Сумма		91,34	88			101	98,67	97,33	60

** Здесь и далее анализы, приводимые в таблицах, выполнены в МГУ на установке рентгеноспектрального анализа CAMEBAX SX 50*

или смесью серпентина с хлоритом и кальцитом. Крупные выделения, нередко обнаруживают зональное строение за счет серпентина разной морфологии и состава. Среди крупных вкрапленников отмечается флогопит, пикроильменит в келифитовой оторочке зонального строения (рис. 6.3). В основной массе всегда много тонкой рудной "сыпи" оксидов железа и титана. Рудные минералы нередко более плотно сгружены в келифитовой оболочке по периферии вкрапленников. В таблице 6.3 приведены химические составы породообразующих минералов кимберлитов.

Таблица 6.4

Химический состав цементирующей матрицы автолитовых кимберлитов и структур замещения

Оксиды	Средний состав лампроитов	Матрица обр. 9/40	Кайма	Реликт
SiO_2	38-55	43,9	61,19	36,9
TiO_2	1-5	8,1	0,005	0,2
Al_2O_3	4-10	8,3	17,0	8,2
$FeO_{общ}$	2-10	0.06	0,21	11,2
MgO	15-30	17.3	0,013	22,3
CaO	0.2-1.5	3.01	0,018	1,1
Na_2O	0.5-2	0.2	0,036	0,15
K_2O	01-3	3,4	16,62	0,09
P_2O_5	0.5-2	1.3	0,04	0
Ba	0.1-3	0.1	0,29	0,03
Сумма			98,01	79,1

Весьма характерно для этих пород постоянное присутствие аморфной метаколлоидной разновидности серпентина – серпофита, имеющего фарфоровидный облик, светло-голубоватую окраску и характерную для минералов такого генезиса неровно-округлую бухтообразную форму выделений, подобно халцедоновым. В отдельных обломках наблюдалась трахитоидная директивно-ориентированная структура течения, подчеркнутая соответствующим расположением длинных осей псевдоморфоз и серпофитовых выделений.

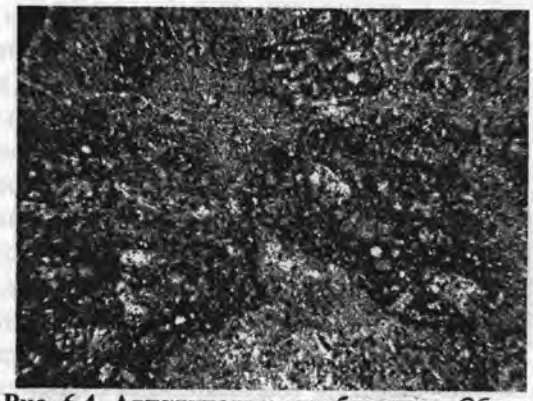


Рис. 6.4. Автолитовые кимберлиты. *Обломки кимберлита в матрице лампроитового состава (светлое). Обр.9/40. Отраженный свет. Ширина поля зрения 3 мм*

Автолитовые кимберлиты текстурно отличаются тем, что представляют собой округлые обломки порфирового кимберлита с четко выраженными цветовыми и структурными ограничениями, погружен-

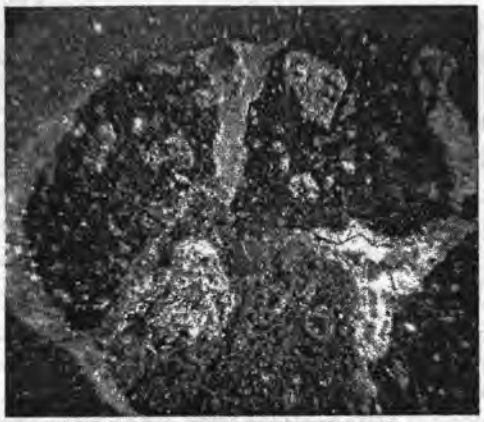


Рис. 6.5. Кимберлитовые туфы. *Обломки кимберлитов с ксенокристами серпентизированного оливина цементируются серпентин-карбонатной массой натечной текстуры. Обр. 1/88. Отраженный свет. Ширина поля зрения 5 мм*

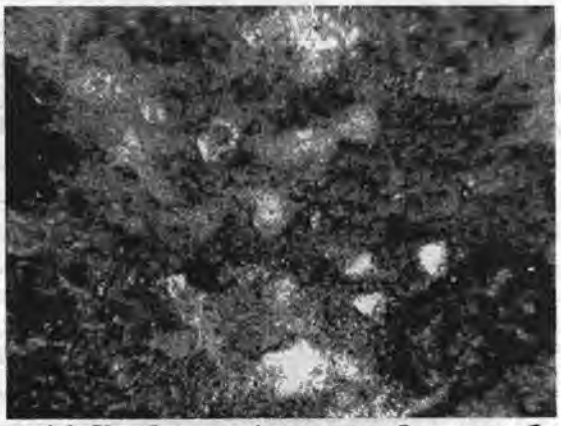


Рис. 6.6. Кимберлит. *Фрагмент обломка карбонатизированного кимберлита с теневыми реликтами основной массы и идиоморфного темноцветного минерала (оливин, пироксен?). Обр. 9/56. Отраженный свет. Ширина поля зрения 1 мм*

ными в более светлую матрицу также порфировидного сложения (рис. 6.4). По своему химическому составу (обр. 9/40, табл. 6.4) последняя оказалась близкой среднему составу лампроитов [46].

Следует обратить внимание на высокие содержание многозарядных элементов – фосфора и титана в матрице автолитовых кимберлитов, что, как известно, является характерной особенностью лампроитов. В основной массе этой матрицы имеются микроучастки (наблюдались при работе с препаратом этого образца на микрозонде при увеличении 400) скелетных минеральных структур, представляющих собой неправильно-петельчатые выделения полевого шпата, обволакивающие реликтовые блоки серпентин-хлоритового состава. В принципе это то же, что наблюдается и на текстурном уровне – проявление калиевого метасоматоза, наложенного на минеральные фазы первичного кимберлитового субстрата. Таким образом, подобные соотношения минеральных фаз указывают на последовательность в смене состава магм и сопряженных с ними магмо- и флюидометасоматических фронтов от умеренно щелочных и углекислотных на ранней стадиях до К-щелочных на более поздней. На основании таких удачных находок можно вполне обоснованно говорить о проявлениях в регионе двух алмазоносных формаций, которые, по-видимому, не столь и далеки генетически. Об этом же свидетельствует и тот факт, что среди массы обломков немалая доля и высококалиевых фоидитовых, в том числе и первично лейцитовых пород.

Кимберлитовые туфы или брекчии отличаются резко выраженной обломочной текстурой (рис. 6.5) с цементом смешанного состава. Цемент, обычно, окисленный с розоватой или красновато-буроватой окраской с терригенными минералами, в том числе кварца, карбонатов, рутила, полевых шпатов. От обломков кимберлита отличается отсутствием рудной сыпи оксидных минералов.

Карбонатно-метасоматические кимберлиты текстурно и по составу отличаются от других разновидностей. Кальцит, реже доломит, в них доминирующий. Характерно наличие теневых реликтовых форм порфировых кимберлитов и темноцветных минералов (рис. 6.6) Индикаторными минералами, обнаруженным и в наших кимберлитах являются пикроильменит и флогопит, составы которых изучены рентгеноспектральным анализам. Кроме того, общий минеральный состав, текстурно-структурные особенности самой породы, характер постмагматических изменений не оставляют сомнений относительно ее происхождения.

Микрозондовые химические анализы основной массы и псевдоморфоз по оливину отражают лишь сложную и тонкую смесь продуктов замещения, состоящую из хлоритов, серпентина, рудных минералов и карбонатов, а отдельные минеральные фазы слоистых и других реликтовых образований фиксируются только на основании рентгеноструктурного анализа: лизардит, сапонит, форстерит. Последний в породе наблюдается в основной массе в виде реликтовых блоков среди псевдоморфоз с идиоморфными формами оливина. Из акцессорных минералов в кимберлитах проанализированы пикроильменит и сфен (см. табл. 6.4). Пикроильменит имеет форму неправильных зерен размером 0,2-0,4 мм с зональной келифитовой реакционной каймой на стыке с основной

Таблица 6.5

Химические составы оксидов Fe, Ti (%)

Анализы	1/32	11/88	8/32	8/36	1/109	11/88	6/12
	1	2	3	4	5	6	8
Порода	Нефелиновый мелафонолит	Лейцитовый мелафонолит	Лейцитовый фонолит	Лейцитовый фонолит	Нефелиновый мелафонолит	Кимберлит	Кимберлито-брекчия
Минерал	Ti-магнентит	Ti-магнентит	Ti-магнентит	Ti-магнент	Ti-магнент	Ti-магнетит	Ti-магнентит
SiO_2		3,36-8,12					0-0,7
Al_2O_3	0,22	1,41-5,57	3,29				3,1-4
CaO		1,46				1,46	1,28
MgO		1,17-2,12	4				4,8-5,4
$FeO_{общ}$	82,56	80	83,53	83,35	81,9-78,7	80,3	75,7-76,7
MnO	2,31		0,62	0,15	0,52		0,43-0,4
TiO_2	14,37	0,34-1,36	9,58		8,78-9,1	6,5	8-9,4
P_2O_5		0-0,76				0,76	
Cr_2O_3	0,24	0,15-0,31		0,13	0,49-0,22	0,15	
CO_2+H_2O							
Сумма	99,7		100	100,84			94,2

массой. Внутренняя зона этой каймы сложена красноватым сфеном, а внешняя – хлоритом. Как кимберлиты, так и фоидиты отличает значительное содержание титаномагнетита (табл. 6.5).

6.4. Фоидитовые породы

Эти породы уже визуально отличаются от кимберлитов. Они имеют более свежий облик и представлены обычно угловатыми темно окрашенными обломочками с некоторыми вариациями химического и минерального составов. В целом, для этой группы характерны не порфировидные как для вышеописанных кимберлитов, а типично порфировые структуры, свойственные вулканитам. Структура основной массы стекловатая или криптозернистая с фенокристами главным образом моноклинных пироксенов: диопсида, авгита и реже оливина и эгирин-авгита. В части обломков этих пород присутствует флогопит, как в основной массе, так и в фенокристах. Химические составы пироксенов приводятся в таблице 6.6.

На основании микроскопического минералого-петрографического изучения обломков и данных по химическому составу в этой группе установлено несколько разновидностей пород

Щелочные трахиты встречены среди обломков в пробе № 9 (В. Колыбелька). Отличаются темно-бурой почти черной окраской основной массы, имеющей стекловатую структуру, на фоне которой выделяются черные или темно-зеленые идиоморфные разновеликие идиоморфные кристаллы клинопироксена (диопсид, авгит), с содержанием Al_2O_3 до 5,2 %, TiO_2 до 2 % и Cr_2O_3 до 0,89 %.

Минералогической особенностью этих петрографических разностей является постоянное присутствие красноватых выделений неоднородно-блочного сложения, внутренние части которых темные и непрозрачные, а внешние образуют подобие каймы-оболочки из красноватого полевого шпата. По химическому составу ядро отвечает алюмосерпентину с содержанием глинозема в 7,8 %, а оболочка – ортоклазу (рис. 6.7).

Химический состав основной массы характеризуется содержанием кремнезема 61 %, высоким содержанием глинозема – 20,96 % , а также щелочей: K_2O – 7,8 % и Na_2O – 4.028 %, что отвечает семейству щелочных трахитов – средним вулканическим породам калиево-натриевого типа щелочности.

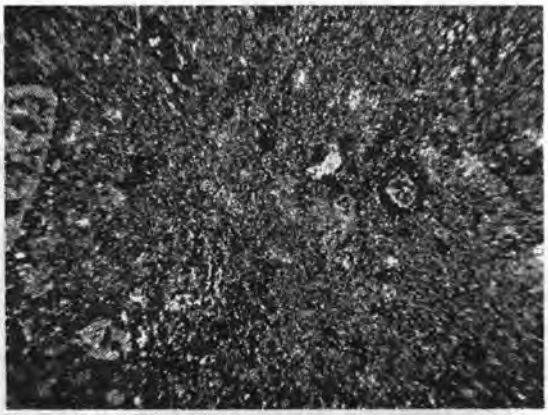


Рис. 6.7. Щелочной трахит. *Криптозернистая основная масса с красными (светлое) выделениями блочного строения (ортоклаз, серпентин). Обр. 9/44. Отраженный свет. Ширина поля зрения 1,5 мм*

Таблица 6.6

Химический состав пироксенов фоидитовых пород

Образцы	1/32				1162	11/59	9/44		9/54
Анализы	1	2	3	4	4	5	6	7	8
Порода	Нефелиновый мелафонолит				Нефелиинит	Лейцитовый фонолит	Щелочной трахит		
Минерал	Авгит	Диопсид-авгит	Диопсид-авгит	Эгирин-авгит	Хром-диопсид	Авгит	Диопсид-авгит	Авгит	Диопсид
1	2	3	4	5	6	7	8	9	10
SiO_2	49,68	51,47	50,54	50	50,91	48,81	50	46,3	50,49
Al_2O_3	2,83	2,2	1,97	0,52	1,35	1,42	3	5,2	2,17
CaO	23,09	23,32	23,31	10,71	21,68	22,1	22,57	21,2	22,57
MgO	14,66	15,41	15,7	4,55	16,58	16	15,5	12,3	15,4
Na_2O	0,17	0,93	0,5	7,2	0,69	0,57	0,61	0,85	0,48
K_2O					0,024		0,01	0,05	0,01
FeO	8,45	5,62	5,78	23,57	4,8	6,2	7,2	11,2	8,2
MnO	0,09			0,31	0,07	0,14	0,15	0,18	0,18
TiO_2	1	0,511	0,4	1,46	0,35	0,5	1,2	2,35	1,15
P_2O_5					0		0,01	0,04	0
BaO					0,04	0,04	0,05	0,13	0,02
Cr_2O_3		0,2		0,01	0,56	0,38	0,89	0,023	0,08
CO_2+H_2O									
Ni					0,04				0,02
Сумма	100,03	99,67	98,22	98,35	97		101,3	99,9	100,8

Нефелинсодержащие вулканические породы установлены в пробе № 11 из Орловской области (обр. 11/62) и в пробах № 1 и № 9 Липецкой области (обр. 1/3; 1/109; 9/52). Химический состав основной массы этих обломков приводится в таблице 6.7. Первый по соотношению химических компонентов относится к нефелинитам семейства ультраосновных фоидитов, а последний отвечает составу нефелинового мелафонолита, который относится к основным фонолитам. Для первого характерно высокое содержание магния, а для второго – кальция и железа.

Присутствие нефелина в этих породах установлено по данным рентгеноспектрального и рентгеноструктурного анализов.

Нефелиновый мелафонолит в полированном штуфе выглядит как порфировая порода с темно-серой почти черной криптозернистой основной массой, в которой выделяются разных размеров

Таблица 6.7

Химический состав нефелинсодержащих пород

Химические компоненты	Основная масса	Основная масса	Минерал
	Нефелиновый мелафонолит	Нефелинит	Нефелин
Образцы	9/52	11/62	1/32
SiO_2	54	39.4	43
Al_2O_3	14.9	25.4	31,54
FeO	7.8	2.8	1,9
MnO	0.16	0.07	0
TiO_2	0,42	0.01	0,03
CaO	7.5	2.5	0
MgO	2.2	11.9	
BaO	0.34	0.1	
Na_2O	5	5.9	15,31
K_2O	4.3	0.6	5,5
Cr_2O_3	0.36	0	
NiO	0	0.04	
Сумма	97,5	89.6	97,33

призматического облика темные фенокристы пироксенов (рис. 6.8). Нефелинит также порфирового сложения, но вкрапленники представлены флогопитом, нефелином и пироксенами (рис. 6.9), составы которых приводятся в таблицах 6.5-6.7. В отдельных обломках наблюдались миндалины, выполненные прозрачным минералом небесно-голубоватого цвета. При этом подложка миндалины слабо прозрачная, с голубоватым, но более светлым оттенком (рис. 6.10). Предположительно, это гаюин, минерал группы содалита, встречающийся в щелочных лавах.

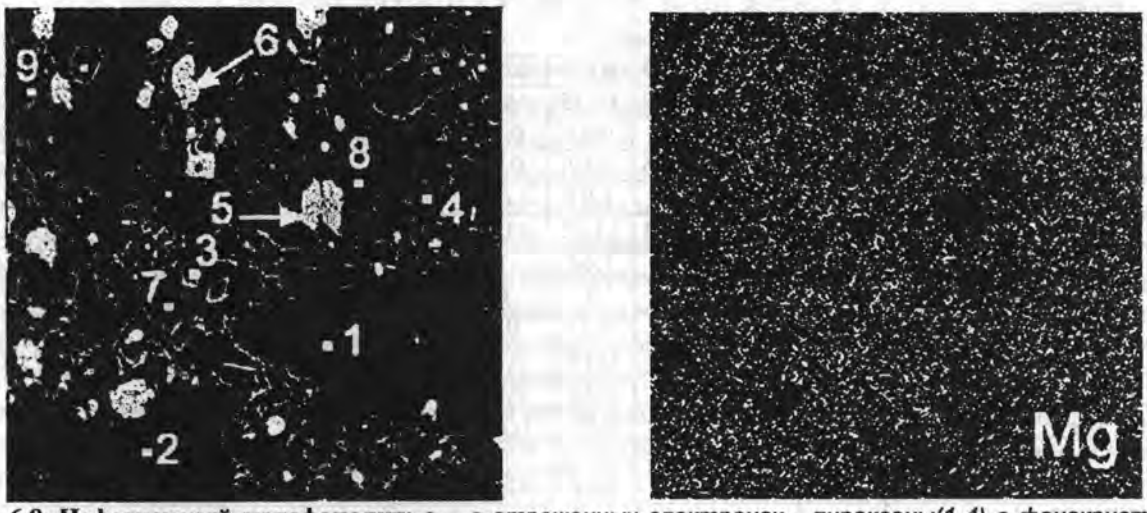


Рис. 6.8. Нефелиновый мелафонолит: *а – в отраженных электронах - пироксены(1-4) в фенокристах, в интерстициях – нефелин (8-9). Титаномагнетит (белое.5-6) образует рудную сыпь. б – распределение магния. Обр. 1/32. Отраженный свет. Ширина поля зрения 400 мкм*

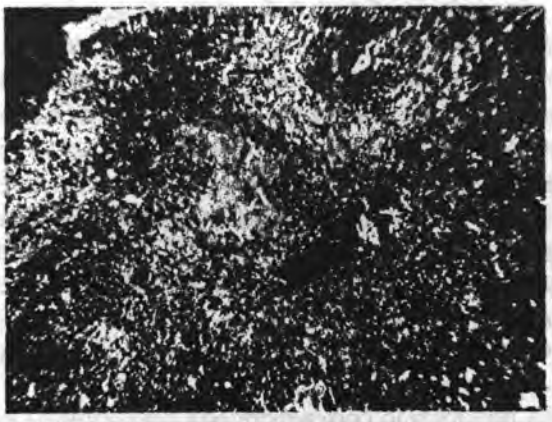


Рис. 6.9. Нефелинит. *Идиоморфные шестиугольные таблички нефелина (указаны стрелками). Обр. 11/62.. Отраженный свет. Ширина поля зрения 0,5 мм*

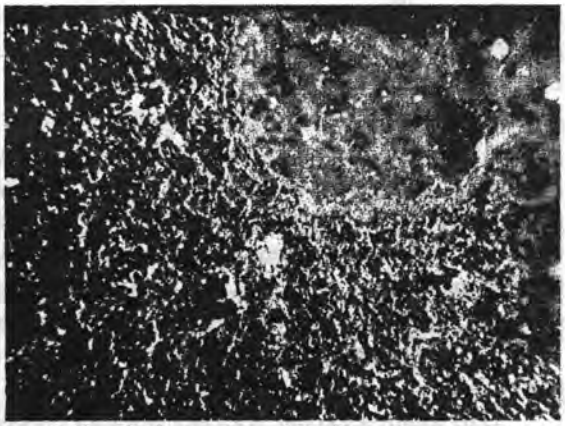
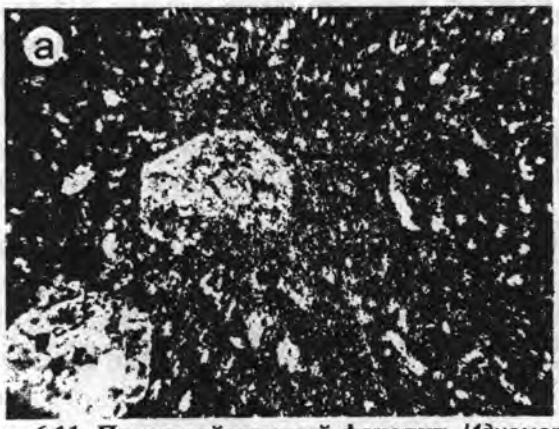


Рис. 6.10. Нефелинит. *Миндалина голубоватого прозрачного гаюина (?), (нижняя левая четверть поля). Обр. 11/59. Отраженный свет. Ширина поля зрения 1 мм*



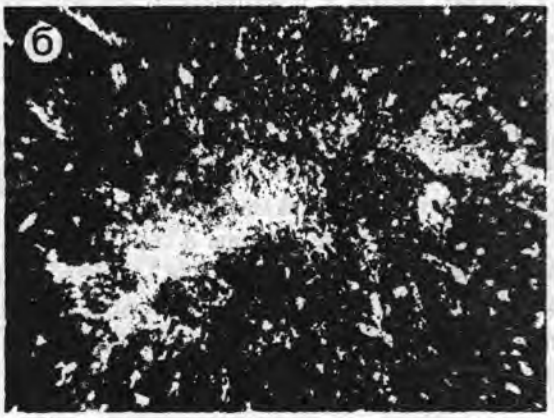


Рис. 6.11. Псевдолейцитовый фонолит. *Идиоморфные псевдоморфозы по лейциту (указаны стрелками). Обр. 6/8. Отраженный свет. Ширина поля зрения 2 мм*

Таблица 6.8

Химический состав высококалиевых пород и их минералов

Образцы	Орловская область		Липецкая область				Покрово-Киреевка (Украина)		Алдан	Средние по лампроитам Мира
	11/88	8/32	6/12	6/8	6/8	6/8				
Анализы	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10
Порода, минерал	Основная масса						Псевдолейцитовые порфиры			Полевой шпат
SiO_2	51,29	56,56	54,11	54,83	61,7	62,47	35,6	53,92	55,75	61,1-64,95
Al_2O_3	16,14	14,56	16,26	15,98	17,25	16,63	12,92	16,43	19,13	14,2-19,1
CaO	7,1	0	1,18	1,5	0,35	0,27	9,49	5,73	3,49	0,03-0,27
MgO	3	6,87	1,92	0,365	0,17	0,08	3,94	1,5	0,55	0,06-2,68
Na_2O	2,47	0	0	1,25	1,91	1,073	2,79	1,2	0,55	0,06-2,6
K_2O	6,77	9,94	12,42	12,74	13,02	13,97	4,05	11,85	11,36	11,9-17,03
FeO	4,6	7,54	4,3	2,45	1,64	1	8	3,93	6,3	0,1-4,7
MnO	0.1	0,05	0,02	0,01	0	0	0,31	0,15	0,12	
TiO_2	1,85	0	0,8	1,73	0,22	0,1	7,4	0,83	0,69	0,25
P_2O_5	3,78		0,73	0,65	0,16	0,11	2,1	0,07		0,1-0,4
BaO				0,17	0,32	0,08				
Cr_2O_3					0,08	1,527				
CO_2+H_2O							11,5	4	1,5	
Сумма	97	95,73	91,74	91,7	96.8	97,29	99	99,6	99	
$k=K_2O/K_2O+Na_2O$				0.91	0.92	0.93				0.83-0.99

Лейцитовые мелафонолит и фонолит. К средним вулканическим породам щелочного ряда семейства фонолитов нами отнесены некоторые обломки пробы 6 (обр. 6/8). В полированном штуфе основная масса коричневатая со стекловатой структурой с редкими вкрапленниками бесцветных восьмиугольных табличек лейцита и идиоморфных призм бесцветного прозрачного полевого шпата (санидин?) и доломита (рис. 6.11). Имеется также множество тончайших бесцветных лейст полевых шпатов. Что интересно, в одном из анализов в породе отмечено до 1,5 % окиси хрома. Содержание в основной массе оксидов кремния 57-62 %, алюминия 16-17 %, натрия 1,9 %, а калия 13-14 %, магния 0,-0,3 % .Этот состав в целом сопоставим с составом щелочных полевых шпатов. Близкого состава к описанным породам и некоторые обломки образца 59 и 57 из пробы 11 Орловской области. Здесь лишь более высокие содержания оксида натрия – 2.9 % и бария – 1,7 %, отмечаются фенокристы диопсида с содержанием оксида хрома 0,9 %.

Химический состав этих пород сопоставим с подобными породами других регионов (табл. 6.8).

По химическому составу порода образца 11/88 полностью соответствуют лейцитовым мелафонолитам семейства основных фонолитов с калиевым типом щелочности, а образца 8/32 и 6/12 средним по кремнекислотности вулканитам – лейцитовым фонолитам. Образец 6/8 более кислого состава с максимальным содержанием калия. При этом анализы 5 и 6 соответствуют щелочному полевому шпату с повышенной железистостью. Обращает внимание также высокое содержание хрома. Этот полевой шпат отличается от такового в лейцититах и лампрофирах, где он обычно существенно натровый, но он такой же, как в лампроитах – железистый и с высоким отношением k. Петрографическое и петрохимическое изучение обломка 6/8 свидетельствует о том, что эта порода изменена процессами калиевого метасоматоза. В ней отчетливо обособляются вкрапленники с типичными формами лейцита, но по составу они отвечают полевому шпату, которого много и в стекловатой основной массе породы.

Аналогичные породы в свое время были описаны В.И. Гоньшаковой как псевдолейцитовые и эпилейцитовые порфиры для Покрово-Киреевской шовной структуры зоны сочленения Днепрово-Донецкого авлакогена и Приазовского кристаллического массива [7]. В основной массе этих пород имеется апатит и предполагалось наличие нефелина по аналогии с близкими по составу породами Алдана [8].

ГЛАВА 7

ГЕОЛОГО-ГЕОФИЗИЧЕСКИЕ И СТРУКТУРНО-ТЕКТОНИЧЕСКИЕ ОСОБЕННОСТИ СТРОЕНИЯ ВКМ

ВКМ, наряду с Балтийским (БЩ) и Украинским (УЩ) щитами и другими подобной размерности объектами Восточно-Европейской платформы (ВЕП), представляет структурно-геологический элемент первого ранга. Эти структуры характеризуются существенными различиями: в геофизических полях (их уровнях, морфологии, ориентировке осей соподчиненных аномалий), наборе выделяемых геоформаций, породной и фациальной полноте последних, мощностях земной коры и базовых ее слоев, во многих других признаках. В частности, на ВКМ, по сравнению с вышеназванными структурами, наблюдается более низкий уровень гравитационного поля (в аналогичной редукции), иная ориентировка осей аномалий, более широкое и фациально полное проявление железорудных формаций, а также некоторых магматических ассоциаций (например, базит-гипербазитов типа мамонского комплекса, в наложенной на архейское основание в Эртиль-Калачской структуре, подобной которой нет на других щитах), отсутствие широкого проявления гранулитов, эндербитов, чарнокитов, анартозитов, рапакиви. Кроме этого, верхнеархейско-нижнепротерозойские подвижные зоны на ВКМ ориентированы в северо-западных румбах, на УКЩ – субмеридионально, на БЩ – ближе к субширотному, а для земной коры первого характерен более мощный гранито-гнейсовый слой.

Внутреннее структуирование перворанговых объектов платформы, в том числе ВКМ, также во многом подчинено их индивидуальности, заложенной еще на архей-протерозойском этапе формирования земной коры и отраженной в специфике структурно-вещественной гетерогенности стратифицированных уровней и глубинных горизонтов коры, литосферы в целом и пространственно-временной мобильности соподчиненных тел под действием различных напряжений на последующих отрезках эволюции.

Непосредственно в составе ВКМ, наряду с контрастной дифференциацией горнопородного и формационного спектра, достаточно четко фиксируются такие структурно-вещественные неоднородности, как гранито-гнейсовые купола, зеленокаменные пояса, палеорифты и грабен-синклинали, а также система равновеликих соподчиненных блоков. Крупные блоки обычно являются более глубинными и гетерогенными образованиями относительно включенных в них соподчиненных структур как результат вовлечения первых в систему активизации в каждый из очередных тектоно-магматических этапов, когда в преобразование задействуются все более глубокие области мантии [30,71].

Как единая структура в центре Восточно-Европейской платформы ВКМ сформировался в постнижнепротерозойское время, в момент заложения и развития ограничивающих его Днепровско-Донецкого (ДДП), Рязано-Саратовского (РСП) прогибов, Прикаспийской и Московской синеклиз, Оршанской впадины.

Размер массива порядка 1000x600 км, ориентирован он параллельно ДДП, РСП. основные структурно-тектонические и геоморфологические элементы постраннепротерозойской эволюции ВКМ подчинены более поздним, в том числе герцинской, мезозойской и альпийской эпохам тектогенеза. Они проявились в образовании выступов, прогибов, ступеней, разломов в фундаменте, формировании структурных комплексов в чехле, рельефа, размывах и несогласиях основных поверхностей осадочного комплекса, сменах направлений трансгрессий и регрессий, проявлениях базальтового и лампроит-кимберлитового магматизма.

Непосредственно в составе ВКМ к блокам наиболее крупного – 1-го порядка отнесены Воронежско-Волгоградский и Брянский с "тяжелой" корой, Центральный (КМА) – с "легкой" корой [43,70]. Блокировка этого уровня (рис. 7.1), в сравнении с первопорядковым расчленением платформы, подчинена более значительному и конкретизированному влиянию особенностей состава, строения, разнообразных палеотектонических перестроек на разных уровнях коры и верхов мантии.

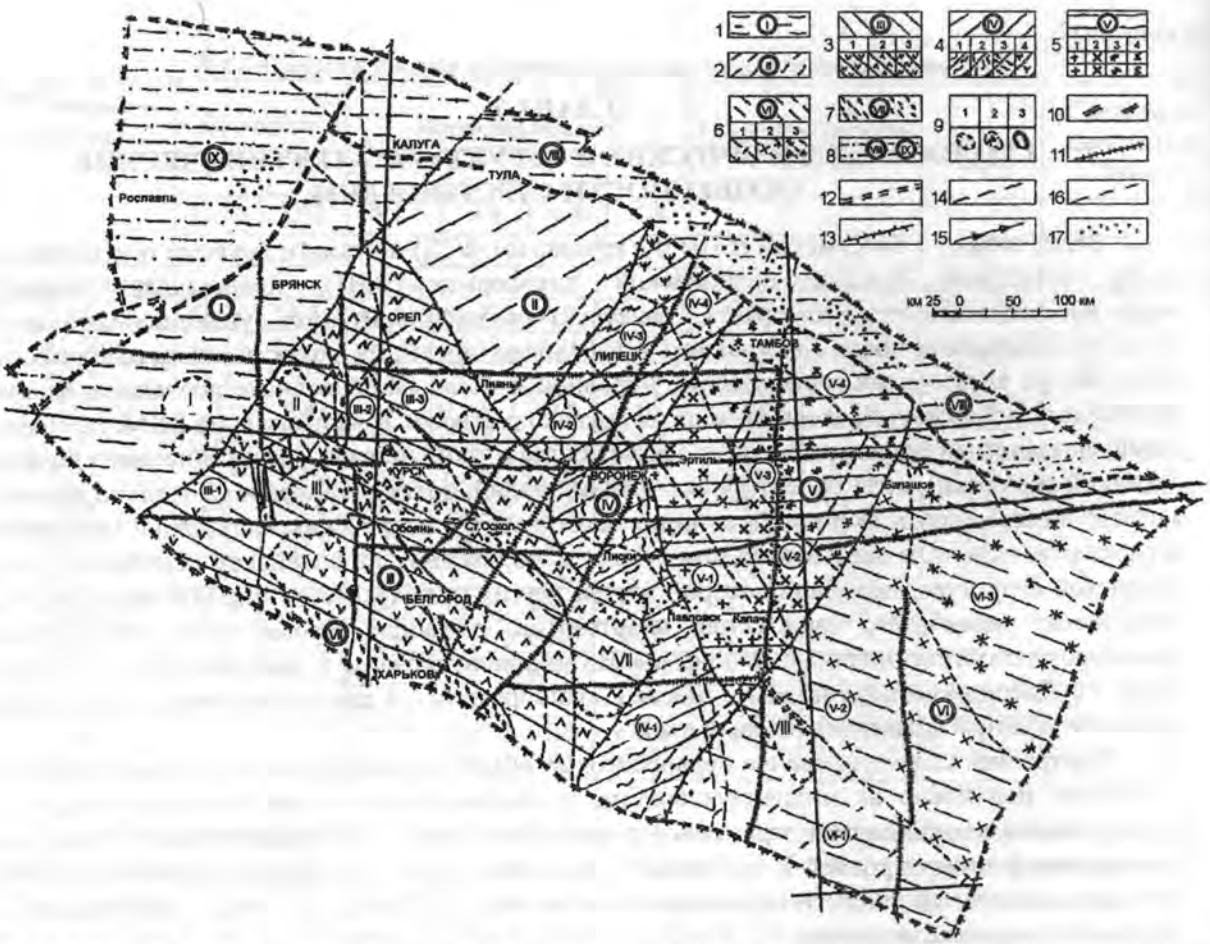


Рис. 7.1. Схема структурно-тектонической блокировки ВКМ по [4]: *1 – мегаблок I (Брянский, раннеархейский, гранито-гнейсовый); 2 – мегаблок II (Ливненско-Ефремовский, раннеархейский, тектонотермально активизированный в позднеархйско-раннепротерозойское время); 3 – мегаблок III (КМА, позднеархейского-раннепротерозойского протогеосинклинального режима развития с сохранением раннеархеских блоков – срединных массивов), III-1, III-2, III-3 – макроблоки: III-1 – Крупецкой, III-2 – Белгородско-Михайловский, III-3 – Орловско-Волотовский; 4 – мегаблок IV (Богучарско-Липецкий, гетерогенный- раннеархейских активизированных структур и раннепротерозойских подвижных вулканогенных структурно-формационных комплексов), IV-1, IV-2, IV-3, IV-4 – макроблоки: IV-1 – Павловско-Стрелицкий, IV-2 – Лосевско-Воронежский, IV-3 – Усманско-Липецкий, IV-4 – Чаплыгинский; 5 –мегаблок V (Калач-Эртильский раннепротерозойский миогеосинклинальный или перикратонного прогиба), V-1, V-2, V-3, V-4 – макроблоки: V-1 – Подколодновско-Мартыновский, V-2 – Новохоперский, V-3 – Борисоглебско-Жердевский, V-4 – Тамбовский; 6 – мегаблок VI (Волгоградско-Балашовский, выклинивающийся перикратонный) VI-1, VI-2, VI-3 – макроблоки: VI-1 – Миллеровский, VI-2 – Волгоградско-Михайловский, VI-3 – Камышенско-Баландинский; 7 – мегаблок VII (Харьковско-Купянский); 8 – архейские активизированные мегаблоки: VIII – Торопец-Рязанский, IX – Могилевский; 9 – локальные структуры: 1) устойчивые нижнеархейские блоки (срединные массивы) I-1 – Шосткинский, III-1-I – Комарический, III-1-III – Шептуховский, III-1-1V – Сумской, III-2-V – Варваринский, III-3-VI – Долгоевский, III-3-VII – Россошанский, VI-1-VIII – Липов Куст; 2) III-2-I – Курско-Бесединский нижнеархейский активизированный блок; 3) синклинорные и грабен-синклинорные нижнепротерозойские зоны: III-1-1 – Крупецкая, III-1-2 – Почепнянско-Рыльская, III-1-3 – Борисовская, III-1-4 – Сторожевская, III-2-5 – Михайловская, III-2-6 – Белгородская, III-3-7 – Орловская, III-3-8 – Тим-Ястребовская, III-3-9 – Волотовская; 10 – глубинные разломы, ограничивающие геоблоки, мегаблоки, авлакогены, впадины - первого порядка; 11 – глубинные трансрегиональные разломы сквозькоровые; 12 – глубинные разломы второго порядка; 13 – региональные межблоковые разломы третьего порядка; 14 – региональные разломы 4-го порядка – внутрикоровые; 15 – Тамбовско-Чернышевская рифтогенная зона; 16 – разломы высоких порядков; 17 – зоны палеозойкой активизации*

В основу настоящей главы положены данные работы по подготовке геолого-геофизической и петрофизической основы с целью комплексного изучения глубинного строения ВКМ, создания его объемной модели (титул 31 – "Информационный отчет о подготовке геофизической основы для изучения глубинного строения ВКМ и южного борта Московской впадины в масштабе 1:500 000 за 1991-1996 гг., ГГП "Воронежгеология", Воронеж, 1996" и "Изучение особенностей

геологического строения и металлогении Воронежского кристаллического массива с целью составления прогнозно-металлогенических карт м-ба 1: 500 000"). В окончательном варианте из-за прекращения ассигнований данные проекты не были завершены. Предварительные результаты по этим проектам, отраженные в отчетах и публикациях А.П. Таркова, А.И. Дубянского, Л.И. Надежка, И.И. Кривцова, Н.С. Афанасьева [56,29,70] и вновь полученные данные послужили основой для разработки объемной модели коры и верхов мантии в процессе возобновления темы 31.

Первичной структурно-вещественной базой для разработки модели принят авторский вариант схемы (см. рис. 7.1) и современные материалы, помимо ГСЗ, по потенциальным геофизическим полям, электроразведочным наблюдениям, включая ТТ, МТЗ, МВИ, петрофизическим исследованиям.

В то же время следует подчеркнуть, что при разработке данной глубинной сейсмоплотностной модели земной коры и верхов мантии в объемном варианте впервые привлечены и в соответствующем ключе подготовлены петрофизические данные.

Остановимся несколько подробнее на основных моментах описания, степени информативности, привлеченных в обобщение первичных наблюдений и ранее систематизированных данных.

Воронежско-Волгоградский геоблок фиксируется положительным полем силы тяжести. Он включает Россошанский и Ливненско-Касторенский раннеархейские срединные массивы, Павловско-Острогожско-Стрелицкую зону архейско-протерозойской тектоно-термальной активизации нижнеархейских образований, Богучарско-Лосевскую протогеосинклинеальную и Эртиль-Калачскую протомиогеосинклинальную структуры. Все названные объекты характеризуются различными петроплотностными параметрами в их эрозионных срезах (см. рис. 7.1). Выделение геоблока в гравитационном поле как единой области проводится по некоторому сокращению мощности гранито-гнейсового слоя, более высокому положению границ К (Конрада) и М (Мохо) в нижнеархейских массивах и зонах их тектоно-термальной проработки, накоплению основных вулканитов в верхах коры в Лосевской структуре (средняя плотность до 2,77 г/см^3), увеличению мощности диоритового слоя в Эртиль-Калачской структуре. Кроме этого, по специфике структурно-вещественной гетерогенности и петрофизической дифференциации геоблок уверенно разграничивается на ряд соподчиненных структур.

Центральный (КМА) геоблок выделяется в контурах отрицательного гравитационного поля при более высокой его плотности относительно сопредельных структур в эрозионном срезе (2,74 до 2,83 г/см^3). В состав геоблока входят верхнеархейско-нижнепротерозойские железорудные протогеосинклинальные структуры (Белгород-Михайловская, Новооскольско-Малоархангельская, в другой трактовке – Алексеевско-Орловская) и ряд мелких, иногда вложенных в них структур, активизированные нижнеархейские блоки разной размерности, в том числе Курский обращенный антиклинорий [29].

Региональная депрессия поля силы тяжести с дополнительными ее понижениями во флангах протогеосинклиналей (с плотностью их в эрозионном срезе 2.75 до 2,83 г/см^3) согласуется с большей мощностью в целом для блока гранито-гнейсового слоя коры, а в пределах протогеосинклиналей дополнительным его увеличением в результате интенсивного развития процессов гранитизации и интрузивного гранитоидного магматизма.

В петрофизическом отношении для мегаблока характерна максимальная петроплотностная и петромагнитная контрастность, а также закономерное чередование "структурно-уплотненных" и "разуплотненных" объектов [4,5].

Брянский геоблок представлен гранито-гнейсовым нижнеархейским сегментом ВКМ. Его выделение подчеркивается положительным гравитационным полем на фоне сопряженных отрицательных структур (КМА, Могилевского геоблока). Внутренняя дифференциация геоблока связана с различием состава гнейсов, степенью развития синхронных с ними метабазитовых ассоциаций, характера проявления и соотношения интенсивно гранитизированных объектов вплоть до гомогенизированных интрузивных их тел. Положительное поле силы тяжести в пределах геоблока при низкой приповерхностной плотности кристаллической коры – 2,69-2,72 г/см^3, скорее всего, обязано несколько сокращенной мощности коры в целом и гранито-гнейсового слоя, в частности. Соподчиненное разграничение геоблока, как уже отмечено, подчинено неоднородному распределению первичных продуктов коры и не в меньшей мере их палингенно-метасоматической перестройки и вариациям структурно-петрофизического состояния.

Могилевский геоблок является связующим сегментом между Воронежским и Белорусским выступами (массивами). Он характеризуется вяло пониженным гравитационным и мозаичным в целом повышенным магнитным полем, возрастающим в пределах "разуплотненных" областей. Мегаблок слабо изучен. В настоящем разделе особенности его внутреннего строения не анализируются.

При последующем соподчиненном структурно-тектоническом делении вышеназванных геоблоков, дополнительно учитывались и привлечены следующие расширенные сведения:

- пространственно-временные закономерности распределения геологических тел в блоках, в том числе горных пород, магматических формаций (комплексов), метаморфических фаций, структурно-вещественных ассоциаций вплоть до мегаструктур и характера их проявления в геофизических полях;
- особенности внутренней структуры объектов (блоков) – линейности, мозаичности, ступенчатости, купольности, брахиформности и т.д.;
- петрофизическое разграничение объектов по плотности, намагниченности, упругим параметрам (по данным измерения свойств на образцах горных пород при различных P-T условиях), структурно-петрофизическому состоянию и взаимосвязи свойств между собой и вещественным составом;
- характеристика состава, строения земной коры в выделяемых блоках, включая оценку мощности всей коры, ее слоев ("гранито-гнейсового", "метабазитового" и "перехода кора-мантия"), деталей дифференциации слоев, включая в первом область "дегранитизации" ("диоритовый" слой);
- особенности проявления постпротерозойской тектонической активизации в пределах блоков с использованием кратких сведений о рельефе фундамента, мощности осадков, об основных поверхностях перерывов осадконакопления, о структурно-морфологических формах объектов и поверхностей, неотектонических проявлениях.

Исходя из перечисленных факторов, опубликованных сведений, фондовых материалов, представлений авторов, в составе первопорядковых геоблоков ВКМ обосновывается выделение нескольких крупных мегаблоков (мегаструктур), включающих более мелкие блоки.

Мегаблок 1 (Брянский), по существу, выделяется в границах, установленных для геоблока в целом [43,70]. В дополнение к известной его геолого-геофизической характеристике укажем на следующие обстоятельства. При всей относительной однородности мегаблока по составу, строению, петрофизическим и геофизическим параметрам различных его частях наблюдаются четко прослеживаемые вариации перечисленных признаков. В частности, среди преимущественно биотитовых пород в отдельных блоках заметное место принадлежит амфиболовым и амфиболсодержащим породам, включая соскладчатые с гнейсами амфиболиты, а в ряде линейных структур, фиксируемых повышенным магнитным полем – гранулитоподобным породам по [64] или высокотемпературным метасоматитам по [6].

При средней плотности мегаблока 2,69-2,72 г/см^3 для соподчиненных микроблоков размерностью 50-150 км^2 она колеблется в интервалах 2,67-2,76 г/см^3. В некоторых структурах, фиксируемых более напряженным полем силы тяжести и часто сложной морфологией магнитного поля, обычно представительно развиты меланократовые гнейсы и другие повышенной плотности породы. Микроблоки с пониженной плотностью или интенсивно гранитизированы, или изначально представлены более лейкократовыми ассоциациями.

Мегаблок II (Ливненско-Ефремовский) выделяется в северо-западном фланге Воронежско-Волгоградского геоблока [71], является северной частью Ливненско-Касторенского раннеархейского массива по [5,29]. Мегаблок представлен в приповерхностном уровне гранито-гнейсовой серией пород с подчиненными им амфиболитами, габбро-амфиболитами. Среди гранито-гнейсов развиты биотитовые и биотит-роговообманковые разновидности как плагиоряда, так и двуполевошпатовые. Кроме этого, в составе мегаблока наблюдаются значительные области интенсивной гранитизации, а в узлах и зонах разломов (в сочленении соподчиненных блоков) – проявления мантиных постнижнеархейских габброидов, габбродолеритов, а на флангах мегаблока – небольших грабен-сенклинальных структур, выполненных образованиями глазуновской и грязинской толщ.

В геофизическом отношении мегаблок фиксируется слабо пониженным полем тяжести с крупными локальными осложнениями, в целом отрицательным магнитным полем, с отдельными (до 15 % блока) положительными аномалиями. Ориентировка локальных аномалий меняется от северо-западной до субширотной. Петроплотностная характеристика мегаблока лишь в общих чертах сопоставима с брянской структурой. Его усредненная плотность колеблется в пределах 2,68-2.71 г/см^3 и для соподчиненных образований (макроблоков, см. рис. 7.1) – 2.67-2,74 г/см^3. Отличительной чертой мегаблока также является приуроченность магнитоактивных объектов в основном к его северной периферии.

Мегаблок III (Центральный – КМА) включают в себя основные структуры накопления железорудных формаций. Выделение мегаблока обосновывается комплексом данных:

- минимальными значениями поля силы тяжести относительно смежных подобной размерности структур, особым сочетанием мозаичных и линейных северо-западной ориентировки, часто очень интенсивными магнитными аномалиями;
- широким представительством в составе мегаблока разновозрастных магматических формаций мантийной и коровой природы, т.е. базит-гипербазитовых и гранитоидных рядов;
- развитием среди супракрустальных комплексов объектов (тел, структур, зон и т.д.) различных фаций и метаморфизма – от зеленосланцевой до высокотемпературных амфиболитовой и гранулитовой;
- различием степени сохранности, переработанности и распространенности в тех или иных сегментах раннепротерозойских структур нижнеархейских гранито-гнейсовых ассоциаций;
- спецификой проявления и выраженности в мегаблоке раннеархейских блоков, протогеосинклинальных структур на различных уровнях коры и ее основания.

Закономерности эволюции кристаллической коры мегаблока, его петрофизическая дифференциация и система вышеперечисленных факторов дают основание для уточнения разграничения мегаблока на объекты последующих размерностей. В мегаблоке выделяется три крупных макроблока – Крупецкой, Белгород-Михайловский, Орловско-Волотовский и серия мегаблоков (см. рис. 7.1). При общности многих основных признаков для мегаблока, в макроблоках наблюдаются существенные различия в степени развития признаков, включая особенности внутренней блокировки проявлений тех или иных магматических формаций, петрофизической контрастности, включая особенности внутренней блокировки, проявлений тех или иных магматических формаций, петрофизической контрастности, вариаций в строении земной коры и так далее.

В Центральном мегаблоке максимально представлены все известные железорудные формации [89]. Белгород-Михайловская железорудная зона в нем имеет протяженность до 600 км. Железисто-кремнистые образования в зоне обладают оптимально полными разрезами, фиксируются интенсивными локальными гравитационными и магнитными аномалиями. Магматические формации, как базит-гипербазитов, так и гранитоидов широкого возрастного диапазона, формируются в особых геотектонических режимах – (от нуклеарного, протогеосинклинального до траппового). Блоки преимущественно нижнеархейской коры, как правило, активизированы в последующие геотектонические этапы, а некоторые из них преобразованы сравнительно слабо. В петрофизической сводке уже отмечено, что для мегаблока характерна предельная для ВКМ петрофизическая дифференциация, в том числе повышенная плотность (2,75 г/см^3) при межблоковом рассеянии 2,68-2,87 г/см^3.

Крупецкой макроблок, в сравнении с таковым в КМА отличается приповерхностным распространением в небольших угловатых структурах – Крупецкой, Рыльской, Сторожевской, Борисовской – вулканогенных, вулканогенно-осадочных с железистыми кварцитами образований в зеленосланцевых фациях метаморфизма. Эти структуры размещаются на активизированном гранито-гнейсовом фундаменте. Кроме этого, они приурочены к зонам разграничения менее преобразованных блоков нижнего архея (Комарического, Шестаковского, Сумского, характеризующихся повышенным положительным гравитационным полем). К упомянутым межблоковым пространствам тяготеют относительно небольшие тела базитов и крупные гранитизированные объекты или непосредственно интрузии гранитов. Петроплотностная характеристика макроблока определяется преобладанием в его составе гранито-гнейсовых ассоциаций и значительно подчиненных им других пород. В результате средние значения плотности варьирует в рамках, установленных для нижнеархейских структур (2,68-2,76 г/см^3), а для некоторых блоков поднимается до 2,85 г/см^3. В этом случае они выделяются соответствующими аномалиями потенциальных геофизических полей.

Орловско-Волотовский макроблок развит в западном фланге Воронежско-Волгоградского мегаблока, представлен рядом устойчивых гранито-гнейсовых массивов и складчатыми поясами между ними. Первые сложены глубоко преобразованными гранито-гнейсами нижнего архея и менее измененными разностями (блоки Касторненский, Россошанский), вторые, верхнеархейско-нижнепротерозойские, – слабометаморфизованными вулканогенно-осадочными образованиями с железистыми кварцитами (Орловская, Тим-Ястребовская, Волотовская и др. структуры). Сложное сочетание перечисленных пород, значительная насыщенность магматическиеми коровыми и мантийными разновременными образованиями макроблока выражаются в его петроплотностной и других петрофизических характеристиках. В частности, средняя плотность пород соподчиненных структур в нем колеблется от 2,67 г/см^3 (в раскисленных гранито-гнейсовых областях), 2,72-2,76 г/см^3 (в нижнеархейских массивах) до 2,85 г/см^3 (в вулканогенных нижнепротерозойских структурах, например, Тим-Ястребовской). В целом при повышенной плотности макроблока отрицательный уровень гравитационного поля (как и для мегаблока полностью) отражает совместное влияние всего разреза земной коры и подкоровых масс. При этом, ведущий вклад, вероятно, принадлежит степени гранитизации с ее различным распределением в соподчиненных блоках гранито-гнейсового слоя коры, насыщенной различными неоднородностями, в том числе волноводами.

Мегаблок IV (Богучарско-Липецкий) является гетерогенной структурой в центральной области ВКМ, сформированный в постраннеархейский этап его истории. С запада в нем преобладают активизированные в результате интенсивной гранитизации продукты нижнего и верхнего архея (обоянской и донской серий), гранитоиды Павловского комплекса (Павловско-Стрелицкая зона краевых поднятий – макроблок IV-I). В восток-северо-восточном его ограничении на максимально деструктивном макроблоке IV-2 вулканиты выполняют глубокие до 5-7 км прогибы (рифты) раннего протерозоя. Они выражены в виде отдельных вулканических построек, иногда линейно смыкающихся между собой. Вулканиты инициируются интрузиями гранитоидов усманского комплекса. В северном замыкании распространения лосевских вулканитов выделяется макроблок IV-3, где в разрозненных приразломных грабен-синклинальных структурах на породах лосевской серии или нижнеархейских гранито-гнейсах развиты вулканогенно-осадочные продукты – грязинской (воронежской) свиты.

В макроблоке IV-4 отдельные тела преимущественно вулканитов воронежской свиты размещаются в узлах или линейных зонах разломов непосредственно в гранито-гнейсовом фундаменте. Внутренние структурно-вещественные различия макроблока отражаются в его петрофизической контрастности. В гранитизированной его области при высокой намагниченности объектов средняя плотность составляет 2,56-2,69 г/см^3, в макроблоке IV-2 от 2.66 для гранитоидных тел до 2,83 г/см^3 – в вулканогенных объектах. В других структурах она колеблется в тех же рамках и зависит от конкретного заполнения структур.

Геофизическая характеристика мегаблока в целом, его соподчиненных объектов, в частности, не всегда соответствует приповерхностным их свойствам. Зона гранитоидов Павловского комплекса очень слабо проявляется в уровне гравитационного поля, а более плотный IV-3 блок имеет пониженный его уровень. Эти и многие другие примеры, как и в других мегаструктурах, указывают на нелинейный вклад в геополе структур неоднородностей всех уровней земной коры и активной мантии.

Мегаблок V (Калач-Эртильский) представляет центральную область Воронежско-Волгоградского мегаблока. От структур КМА, мегаблока IV с запада и от мегаблока VI с востока он ограничивается Лосевско-Мамонским и Богучарско-Балашовским зонами разломов и отличается от них по целому ряду признаков.

В составе верхнего стратифицированного уровня коры мегаблока преобладают нижнепротерозойские флишоидные песчаниково-сланцевые толщи, метаморфизиванные в зеленосланцевой фации, в то время как в мегаблоках КМА превалируют породы нижнего архея.

В отдельных микроблоках структуры развиты биотит-плагиоклазовые гнейсы и мигматиты амфиболитовой фации метаморфизма с четко выраженными признаками их образования в процессе гнейсификации песчаниково-сланцевых толщ. Гнейсы нижнеархейских блоков присутствуют лишь в северном замыкании структуры. В отличие от нижнепротерозойских комплексов КМА и мегаблока IV в Эртиль-Калачской структуре они формировались в менее напряженном тектоническом режиме. Синхронные с вмещающей толщей магматические образования представлены почти

нацело интрузивными фациями, в то время как на КМА во впадинах превалируют вулканогенные их аналоги. В мегаструктуре отсутствуют железорудные формации, определяющие специфику КМА.

Приповерхностные образования мегаблока в его соподчиненных телах, в отличие от западных структур, характеризуются сближенными петрофизическими признаками (плотностными – 2,72-2,74 г/см^3, магнитными – 30-100 $\cdot 10^{-5}$ СИ, скоростными – V_p – 5,70-5,85 км/с при относительно высокой анизотропии V_p – К = 1,31). Повышенными физическими свойствами, относительно песчаниково-сланцевой толщи, обладают базит-гипербазиты (σ – 2,88 г/см^3), а пониженными гранитоиды – плотность 2,65 г/см^3.

В морфологии спокойных потенциальных геофизических полей в пределах мегаблока выделяются с определенной закономерностью изометричные или неправильные локальные аномалии и отсутствуют интенсивные, присущие КМА, их линейные формы. В земной коре мегаблока наблюдаются сокращенная мощность гранито-гнейсового слоя (13-14 км) с минимальной скоростью V_p волн в его приэрозионном срезе (5,80 км/с).

Выделение в мегаблоке геоструктур V-1, V-2, V-3 и V-4 отражает степень развития и проявления перечисленных признаков или появления иных, присущих только для данного соподчиненного блока.

В макроблоке V-1 (Подколодновско-Мартыновском) в составе базит-гипербазитов мамонского комплекса шире, чем в других блоках, представлена их ультрамафитовая составляющая, а в песчаниково-сланцевой толще – углеродистые ее представители.

В макроблоке V-2 (Новохоперском) в мамонском комплексе преобладают базиты, хорошо представлены его норитовая и диоритовая фаза или еланский комплекс. Кроме этого, здесь, наряду с большей представительностью гранитоидов бобровского комплекса, в узлах некоторых разломов выявлены небольшие тела сиенитов артюшкинского комплекса и локальные структуры. выполненные вулканитами воронежской и панинской толщ (свит).

В макроблоке V-3 (Борисоглебско-Жердевском), особенно на его северном фланге, среди сокращенной по мощности вплоть до выклинивания песчаниково-сланцевой толщи воронцовской серии, наблюдаются окна (блоки) гранито-гнейсов архея, разной размерности тела вулканитов воронежской свиты, интрузии базитов Ольховского комплекса.

Макроблок V-4 (Тамбовский) практически в полном объеме представлен преобразованными гранито-гнейсами архея, спорадически приразломными толщами вулканитов, вероятно, грязинской (воронежской) свиты. В макроблоке четко проявляются субширотные структурно-морфологические элементы, характерные для Рязано-Саратовского авлакогена.

Мегаблок VI (Волгоградско-Балашовский) ограничивается с востока Волжским уступом ВКМ. Выделение структуры обосновывается положительным полем силы тяжести, знакопеременным мозаично построенным магнитным полем, разнообразием составов пород и вариациями их распространенности в соподчиненных структурах (микроблоках). В эрозионном срезе блоков VI-1 (Миллеровском) и VI-3 (Камышенско-Баландинском), в основном, распространены гранито-гнейсы архея и, локально выраженные, тела основных пород и гранитоидов. В геоструктуре VI-2 (Волгоградско-Михайловской) развиты песчаниково-сланцевые образования воронцовской серии, возможно, в определенном чередовании с блоками гранито-гнейсов архея. В макроблоке VI-3 среди гранито-гнейсовой ассоциации пород установлены реликты пород гранулитовой фации метаморфизма.

Мегаблоки VII и VIII (Харьковско-Купянский и Топорец-Саратовский) являются прибортовыми структурами соответственно Днепровско-Донецкого и Рязано-Саратовского авлакогенов. В пределах мегаблоков наблюдаются различные фрагменты неоднородностей в фундаменте и осадочном чехле, связанные с палеозой-мезозойской активизацией вплоть до проявления девонского магматизма.

Мегаблок IX (Могилевский) практически совпадает с границами ранее описанного соответствующего геоблока. К его характеристике можно лишь добавить, что в мегаблоке. наряду с гранито-гнейсами, наблюдаются тела (интрузии) базитов с высокими магнитными свойствами. Они фиксируются изометричными локальными гравимагнитными аномалиями (например, Смоленская аномалия).

В варьирующих петрофизических характеристиках докембрийских образований и, первую очередь, их плотности, структурно-петрофизических параметрах (табл. 7.1) отражены многочис-

Таблица 7.1

Физические свойства ведущих петротипов пород, измеренные при различных Р-Т-условиях

Наименование пород	σ, г/см^3	V_p, км/с Р-Т-норма	V_p, км/с Р - до 18 бар Т - 200-500° С	m, ср. ат. вес
Гранитоиды	2,64-2,66	5,75-5,90	6,15	20,19
Мигматиты	2,67	2,80	6,20	21,0
Мигматиты	2,69	5,85	6,25	21,1
Гнейсы мигматизированные	2,70	6,00	6,30	21,2
Гнейсы биотит-роговообманковые	2,75	6,10	6,35	21,2
То же с гранатом	2,85	6,15	6,55-6,70	21,4
Диориты	2,83	6,10	6,50-6,80	21,6
Габброиды	2,92	6,45	7,40	21,8
Амфиболиты	2,94	6,50	7,00-7,30	21,9
Плагиопироксениты	3,15	6,90	8,30	21,8
Амфиболиты по пироксенитам	3,14	6,80	8,10	22,0
Плагиоперидотиты	3,12	6,70	8,15	21,8
Пироксениты	3,25	7,30	8,50	21,6
Перидотиты	3,15	7,10	8,10	21,3

ленные фациально-литологические изменения и неоднородности в пределах всех структурных комплексов и этажей, в том числе особенностях распределения структурно-тектонических элементов-поднятий, прогибов, флексур, неотектонических движений и т.д. По комплексу геолого-геофизических и петрофизических характеристик в кристаллической коре ВКМ распознаются разноранговые объекты той или иной природы.

Раннеархейские гранит-мигматит-гнейсовые образования в составе ВКМ представляют более 75 % его территории, а непосредственно в собственных блоках до 85 %. Одновременно гранито-гнейсы являются ложем (фундаментом) постархейских структур и по существу определяющей средой гранито-гнейсовой оболочки земной коры.

В гетерохронных и постраннеархейских геоструктурах ВКМ представительно развиты метабазиты, сланцы, метапесчаники, железистые кварциты, широкий спектр магматических интрузивных тел коровой и мантийной природы.

Закономерности развития различных геоструктур ВКМ, особенности вещественного состава гранито-гнейсов и контрастно различающихся с ними по системе характеристик другие геологические объекты в докембрии ВКМ, их особое фиксирование в геофизических полях в зависимости от конкретных ситуаций, положены в основу геолого-геофизического картирования кристаллической коры региона. Постнижнеархейские тектоно-магматический процессы, мантийный и коровый магматизм, являются деструктивными относительно нижнеархейской платформенной коры, они структурно локализуются в зонах концентрации внутренней энергии Земли.

В постпротерозойские этапы активизации коры (подача магматических образований воронежской свиты, панинских кластолав, девонских базальтов, далее фанерозойское осадконакопление, жесткие подвижки по зонам разломов, сейсмоактивизация и т.д.) в тех или иных сегментах ВКМ наблюдаются особые формы их выраженности.

Анализ глубинного строения земной коры в пределах Воронежской антеклизы крайне важен для прогноза алмазоносности. На рис. 7.2 и 7.3 показана делимость земной коры в пределах региона, построенная благодаря глубинной сейсмоплотностной модели в ее объемном варианте (авторы модели Н.С. Афанасьев и И.И. Кривцов). Одной из ее особенностей является выделение на рубеже коры и мантии промежуточного слоя, представляющего сложнопостроенную, достаточно мощную коромантийную переходную зону. За ее счет происходит возрастание мощности коры до 60-70 км.

Площади развития такой коры сложены наиболее древними породами обоянской серии (A_1ов), отличаются слабым проявлением процессов тектоно-магматической активизации, выраженной тенденцией к поднятиям, представляющим области размыва в этапы осадконакопления. Площади эти отвечают доминирующим представлениям о тяготении алмазоносных магматитов к участкам развития наиболее мощной архейской (древнее 2,5 млрд. лет) коры. Имеются основания считать, что именно в их пределах локализованы коренные источники алмазов.

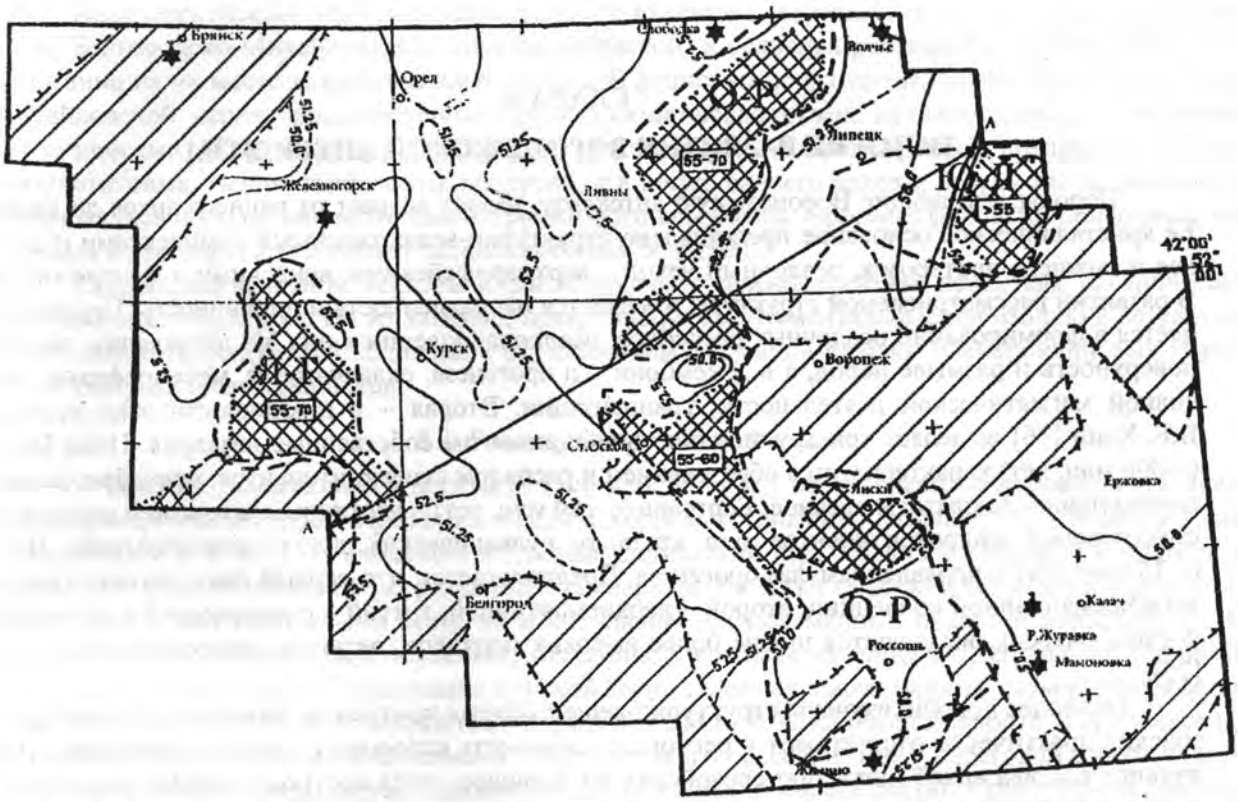


Рис. 7.2. Прогнозируемые кимберлитовые подрайоны Воронежской антеклизы (кимберлитового района) и некоторые особенности глубинного строения. С использованием глубинной сейсмоплотностной модели земной коры и верхней мантии Н.С. Афанасьева и И.И. Кривцова

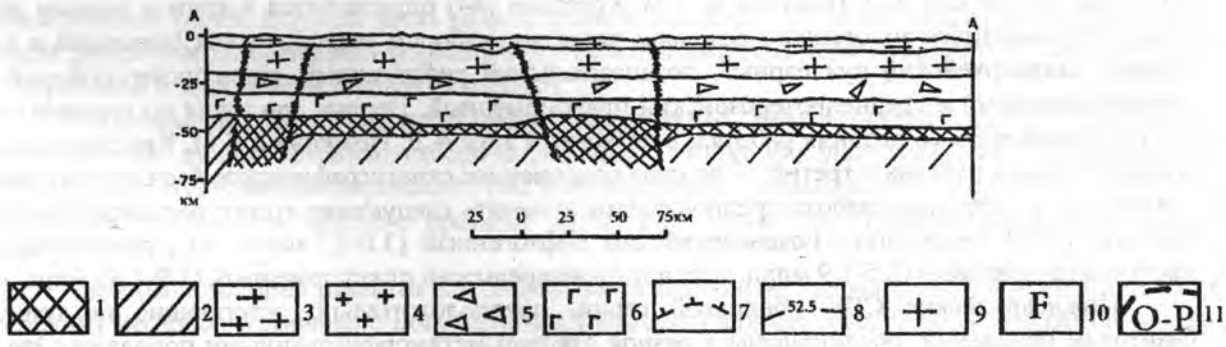


Рис. 7.3. Геофизический разрез по линии А-А (к рис. 7.2). *1 – участки с максимальной мощностью "переходного" слоя; 2 – то же, "переходный" слой отсутствует; 3 – "гранитный" слой-I; 4 – "гранитный" слой-II; 5 – "диоритовый" слой; 6 – "метабазитовый" слой; 7 – граница зон отсутствия "переходного" слоя; 8 – изолинии подошвы "переходного" слоя, км; 9 – углы листов карты м-ба 1:200 000; 10 – находка алмаза, высокобарических минералов, признаки эксплозий фанерозоя в осадочном чехле; 11 – прогнозируемые кимберлитовые подрайоны, т.ч. Олымско-Россошанский (О-Р), Льговский (Лг), Южно-Липецкий (ЮЛ)*

ГЛАВА 8
ИСТОРИЯ РАЗВИТИЯ ВОРОНЕЖСКОЙ АНТЕКЛИЗЫ

Породы, слагающие Воронежскую антеклизу, имеют возраст от раннего архея до квартера. Ее кристаллическое основание представлено структурно-вещественными комплексами (СВК) архея и нижнего протерозоя, осадочный чехол – верхнерифейскими, вендскими и фанерозойскими. В развитии рассматриваемой структуры отмечается направленность и цикличность. Первая проявляется в формировании осадочных бассейнов, осадконакоплении в них, их деградации, выводе на поверхность и размыве пород, а в докембрии – и орогенезе, складчатости, метаморфизме, интенсивной магматической деятельности, гранитизации. Вторая – в цикличности этих процессов. В.Е. Хаин [76] выделяет три крупнейших цикла, давая им собственные названия. Цикл Вилсона (~ 600 млн. лет) характеризуется образованием и распадом суперконтинентов, новообразованием и последующим закрытием океанов; Бертрана (~ 150 млн. лет) – частичным закрытием океанов из-за столкновения микроконтинентов или крупных вулканических дуг с континентами; Штилле (~ 30 млн. лет) – проявлением фаз орогенеза. Предполагается, что первый цикл связан с процессами общемантийной конвенции, второй – верхнемантийной, третий – с конвенцией в астеносфере. В свою очередь, выделяются циклы более высоких порядков, детально рассмотренные в работе [75].

Наиболее хорошо изучены структурно-вещественные комплексы фанерозоя, позднепротерозойские практически отсутствуют в регионе, а сложность строения и сильная измененность первичного состава архей-нижнепротерозойских не позволяет пока построить убедительную модель развития Воронежской структуры на ранних этапах ее развития.

8.1. Архейский этап

В последних работах по рассматриваемому региону [9,12,86] предлагается модель плитного тектоногенеза и выделяются раннеархейский, позднеархейский и раннепротерозойский этапы. В более ранней работе А.Д. Ножкина и Е.М. Крестина [44] определяется 4 этапа в раннем докембрии, отличающихся эндогенным режимом развития, набором геологических формаций и их составом: раннеархейский нуклеарный, позднеархейский рифтогенный, раннепротерозойский протоплатформенный и среднепротерозойский платформенный. Первые три этапа по времени совпадает в ранней и более поздних работах, а четвертый этап А.Д. Ножкина и Е.М. Крестина включен в более поздних работах в третий. Учитывая современное стратиграфическое расчленение раннего докембрия, в настоящей работе предполагается выделять следующие этапы: раннеархейский нуклеарный (4.0-3.0 млрд. лет), позднеархейский рифтогенный (3.0-2.5 млрд. лет), раннекарельский протоплатформенный (2.5-1.9 млрд. лет) и позднекарельский платформенный (1.9-1.65 млрд. лет).

Нижнеархейские СВК обоянской серии, предположительно залегающие на гранулит-базитовом основании, представлены в разной степени метаморфизованными породами. Это биотит-роговообманковые плагиогнейсы, коматиит-базальтовые высокожелезистые вулканиты, амфиболовые кристаллосланцы, гранулиты брянского типа. Интрузии имеют габбро-норит-пироксенитовый и мигматит-тоналит-плагиогранитный состав.

Раннеархейские нуклеары, установленные на всех древних кратонах, образовались в округлых впадинах (синформах) различного размера, унаследованных от древних кратеров лунного этапа развития Земли. С повышенных участков межкратерных пространств (антиформ) поступали продукты коры выветривания первичного базитового субстрата. Осадконакопление сопровождалось коматит-базальтовым магматизмом. Осадочные и вулканогенные породы затем были метаморфизованы, прорваны интрузиями основных и ультраосновных пород, превращены в гнейсы и кристаллические сланцы, мигматизированы и гранитизированы. Чечевицеобразные гранито-гнейсовые купола с межнуклеарными базитами образовали к концу раннеархейского этапа первые кратоны. Их останцы расположены в пределах Россошанского, Олымского, Сумского и Курско-Брянского массивов, а на востоке подстилают породы воронцовской серии и выходят на докембрийскую поверхность в виде отдельных поднятий (Варваринское, Липецкое, Миллеровское).

Позднеархейский этап характеризуется заложением рифтовых зон (Крупецко-Криворожской, Белгородско-Михайловской, Тим-Ястребовской) в условиях растяжения земной коры и образовании на их месте зеленокаменных поясов. В рифтовых зонах происходило накопление пород михайловской серии, представленных вулканогенно-осадочными, вулканогенными и вулканоинтрузивными образованиями. Заполнение рифтовых зон сопровождалось внедрением дунит-перидотитовых, габбро-диабазовых интрузий, а в конце раннего архея в результате палиногенеза образовались породы мигматит-плагиогранитового комплекса. Орогенез (коллизия) рифтовых зон привела к формированию гранит-зеленокаменных областей.

Сторонники плитной тектоники рассматривают зеленокаменные пояса как океанические протяженные структуры. По их мнению, превращение в континентальные произошло в результате субдукции и последующей коллизии с образованием формаций плагио- и микроклиновых гранитов и ультракалиевых риолитов.

8.2. Раннепротерозойский этап

В течение значительного перерыва (300 млн. лет [94]) на архейских образованиях в предраннепротерозойское сформировались мощные коры выветривания, детально изученные на Украинском щите и КМА [55] входящих в единый Сарматский щит. Развитие западной и восточной частей региона происходило по различным сценариям. На КМА (Курский мегаблок), где в архее образовалась континентальная кора, на месте гранит-зеленокаменных областей заложились субплатформенные рифтогенные осадочные бассейны, в которых началось формирование терригенных и хемогенных пород. В основании курской серии залегают конгломераты, сменяющиеся затем метапесчаниками сланцами, кварцитами и джеспелитами. В классической работе Н.А. Плаксенко [47] приводится типичный фациальный профиль такого бассейна, где у береговой линии отлагались обломочные породы, далее глинистые и в удаленных от берега частях – хемогенные (железистые кварциты). Отнесение последних к образованиям глубоководных котловинных морей, а тем более к турбитидам в плитотектонических построениях [12] представляются ошибочным, поскольку противоречит установленным фациальным взаимоотношениям и механизму железорудного образования. Формирование хемогенных железистых кварцитов происходило за счет выноса кремнезема и железа из кор выветривания в источниках сноса, сложенных породами обоянской и михайловской серий. Верхняя часть разреза (оскольская серия) сложена терригенной, карбонатно-терригенной и черносланцевой формациями с небольшими объемами вулканитов высококалиевой, липаритовой и толеит-базальтовой формаций.

Интрузивный комплекс представлен различными дайково-интрузивными комплексами (троснянский дунит-перидотит-габбро-норитовый; стойло-николаевский габбро-диорит-гранодиоритовый; волотовский пироксенит-габбро-диабазовый; атамановский гранитный и щебекинский сиенитовый). Для курского времени характерны только гранитоиды осколецкого времени [28].

Иной была история развития восточной части антеклизы, где выделяются Хоперский (Воронежский) мегаблок и Ливенско-Богучарская (Лосевская) шовная зона. В первом нижний протерозой представлен породами флишоидной песчаниково-сланцевой воронцовской серии внизу и метаэффузивами основного и среднего состава воронежской свиты, которая выделяется в Лосевской шовной зоне, где в основании вскрытого разреза залегают вулканиты лосевской серии. Формирование осадков воронцовской серии происходило в относительно глубоководном широком рифтогенном прогибе, образовавшемся на энсиалическом основании (эпикратонная впадина по [94]), сложенном породами обоянской серии. Формирование флишоидной толщи происходило в условиях расчлененного рельефа в отличие от сглаженного в мегаблоке КМА. Поэтому образования воронцовской серии имеют полимиктовый состав, поскольку в источниках сноса размывались слабо выветрелые породы. Заполнение прогиба (впадины) длиной порядка 450 и шириной до 180 км и последующий раннекарельский орогенез сопровождались внедрением интрузий сначала ультрамафит-мафитового мамонского, норит-диоритового еланского, а затем гранитоидного бобровского комплексов. Формирование пород неповсеместно развитой воронежской свиты, с размывом перекрывающих нижележащие метаосадочные и интрузивные образования, происходило в континентальных субаквальных и субаэральных условиях. Внедрение новогольских габбродиабазов фиксирует конечные стадии раннекарельского орогенеза.

В Лосевской шовной зоне шириной от 40 до 150 км, заложившейся в позднем архее по глубинным разломам, на начальных этапах происходило накопление осадочно-вулканогенных пород, но в основном в течение раннего карелия она испытывала тенденцию к поднятиям и насыщению интрузивными породами, т.е. ее можно отнести к зоне тектоно-термальной проработке. В эпоху раннекарельского орогенеза (2000-1900 млн. лет) мегаблоки КМА и Хоперский, Лосевская зона, также Украинский массив были объединены в домен Сарматию, вместе с доменами Волго-Уралии и Феноскандии составившими кристаллическое основание Восточно-Европейской платформы.

В позднекарельский этап (1990-1600 млн. лет) Сарматия испытывала устойчивую тенденцию к поднятию. В это время происходило выравнивание горной местности, ее пенепленизация. Это сопровождалось образованием мелких рифтовых впадин и формированием вулканитов панинской толщи. Интрузивный магматизм представлен преимущественно пегматоидными гранитами и пегматитами, в меньшей степени сиенит-порфирами, карбонатитами, щелочными мафитами и ультрамафитами.

По мнению сторонников глобальной тектоники плит [86] раннепротерозойский цикл в целом насчитывает следующие пять этапов: энсиалического рифтогенеза, спрединга и автономного развития Воронежского и Курского континентальных сегментов, субдукционная, коллизионная, постколизионная (тафрогенная) и раннеплатформенная. С первым этапом связано формирование главной (Донской) рифтогенной структуры и заложение ряда самостоятельных рифтов с характерными для зеленокаменных поясов СВК, сыгравших решающую роль в становлении континентальной коры и расслоенности литосферы; со вторым – развитие сложного сочетания зон растяжения и сжатия, с третьим – формирование главных черт структуры ВКМ, с четвертым, завершающим – доплатформенное развитие ВКМ, – заложение и развитие поздних прогибов рифтогенного характера с активным проявлением своеобразного магматизма, с пятым – достаточной активный режим внутриплитного развития, обусловленный остаточной активностью подкоровых уровней.

8.3. Позднепротерозойский этап

В течение позднего протерозоя 1600-540 млн. лет выделяются четыре этапа – бурзянский (1650-1350 ± 20 млн. лет), юрматинский (1350-1000 ± 50 млн. лет), каратавский (1000 ± 50 млн. лет – 650 ± 20 млн. лет) и вендский (650 ± 20 млн. лет – 540 млн. лет). После кратонизации раннедокембрийских образований планеты в суперматерик Родения (конец раннего протерозоя) в его пределах началось формирование авлакогенов и подвижных поясов. В раннем рифее (бурзяний) территория Восточно-Европейской платформы представляла приподнятую область, образовавшуюся в результате позднекарельского орогенеза, и интенсивно нивелируемую. К концу раннего рифея на месте платформы образовался пенеплен, зафиксированный гидрослюдисто-каолиновыми корами выветривания мощностью до 20 и более метров по раннепротерозойским породам на Украинском и Балтийском щитах [55]. Бурзянские континентальные образования встречены в центральных частях платформы и фиксируют этап ее становления (континент Балтия).

Во втором этапе готская тектоно-магматическая эпоха (1350 + 50 млн. лет) привела к некоторому оживлению рельефа, излиянию трахит-андезитовых порфиров на северо-западе Украинского щита, совместно с Воронежским кристаллическим массивом входящим в единый Сарматский щит. Среднерифейские (юрматинские) отложения представлены красноцветными алевритово-песчаными делювиально-пролювиальными отложениями с телами диабазов. В основании залегают буровато-серые гравелиты на каолиновом цементе, содержащие угловатый гравий кварца, гранитов и кварцитов.

Т.Н. Хераскова с соавторами [80] считают, что этот комплекс в Среднерусском авлакогене по своей формационной принадлежности сходен с грабеновым комплексом начальной стадии растяжения континентальных рифтов. Поэтому авторы работы предполагают, что в начале среднего рифея континент Балтия испытал крупную структурную перестройку и подвергся воздействию процессов рифтогенеза, особенно в периферических частях. Однако процессы рифтогенеза практически не проявились в его центральной части, где преобладали процессы размыва протоплатформенного чехла.

Наиболее масштабная тектоническая перестройка (гренвильская) началась на третьем этапе, в конце среднего – начале верхнего рифея. В это время заложились ранние авлакогены на всей платформе, в том числе и обрамляющие Воронежский кристаллический массив (рис. 8.1). Отложения юрматия с размывом перекрываются мощной толщей (первые км) пестроцветных конти-

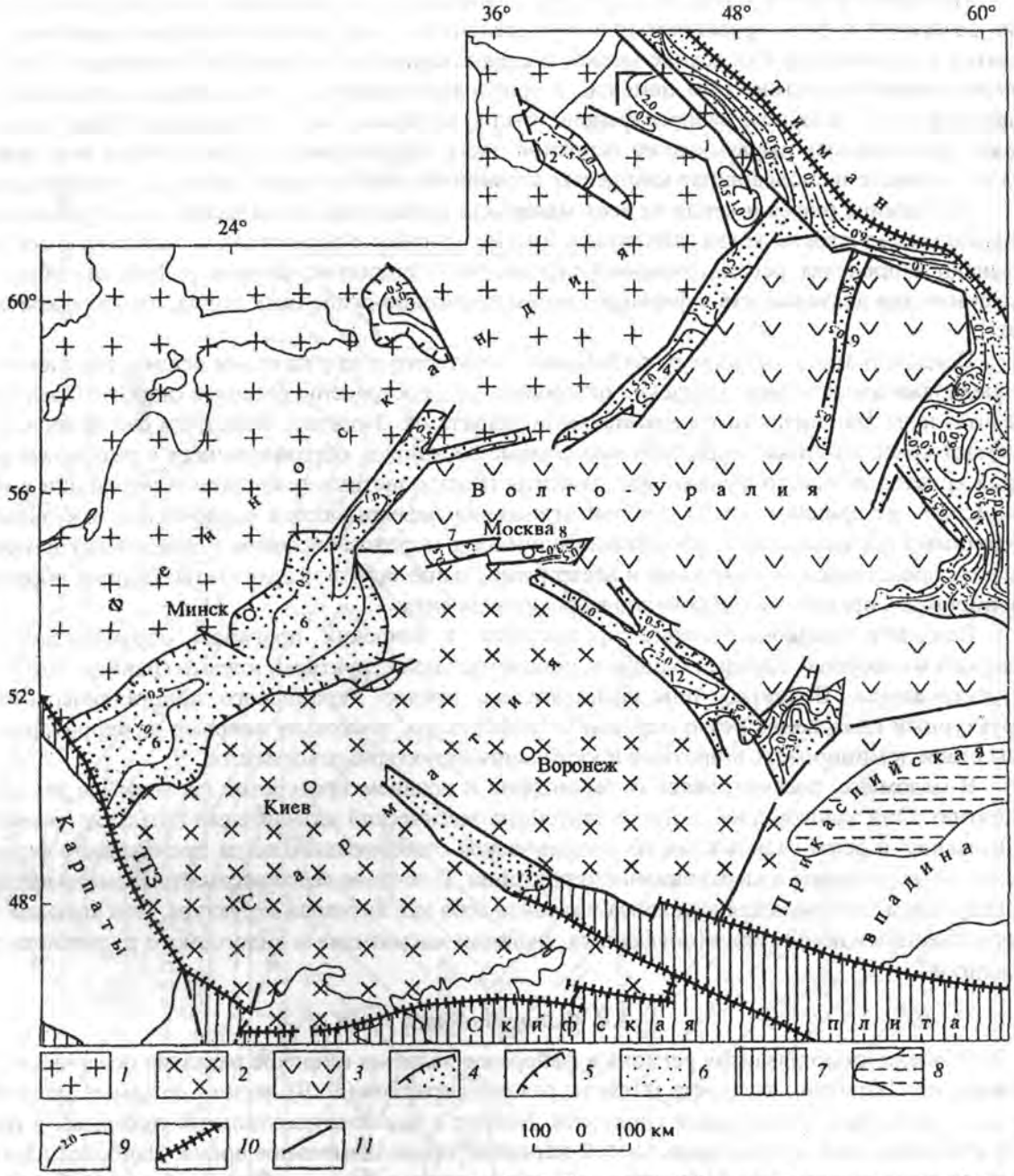


Рис. 8.1. по [16]. Схема расположения ранних (рифейско-ранневендских) авлакогенов Восточно-Европейского кратона: *1-3 – сегменты фундамента (по С.В. Богдановой): 1 – Фенноскандинавский, 2 – Сарматский, 3 – Волго-Уральский; 4 – авлакогены и контур распространения отложений рифея – нижнего венда; 5 — интракратонные впадины, грабены; 6 – зоны перикратонных опусканий рифея – раннего венда; 7 – палеозойские складчатые области; 8 – субокеанская кора Прикаспийской впадины; 9 – изопахиты отложений рифея – нижнего венда; 10 – краевые швы кратона, в том числе зона Тейссейра-Торикви́ста (ТТЗ); 11 – разломы. Цифры на схеме – авлакогены: 4 – Среднерусский, 5-6 – Волыно-Оршанско-Крестцовский, 9 – Кажимский (Вятский), 10 – Колтасинский (Камско-Бельский), 11 – Серноводско-Абдулинский, 12 – Пачелмский, 13 – Днепровско-Донецкий; грабены и грабенообразные впадины: 1 – Пинежский, 2 – Беломорская, 3 – Ладожская, 7 – Гжатский, 8 – Московский*

нентальных косослоистых разнозернистых полевошпат-кварцевых алевролитов и песчаников каратавия во всех отрицательных структурах. Залегающие выше по разрезу глауконитовые песчаники (58 м) представляют фазу стабильного стояния морского бассейна. Перекрывающая их доломитовая толща отвечает регрессивной фазе осадконакопления в регионе и представлена пестроокрашенными глинистыми доломитами с прослоями доломитовых мергелей, конгломератов, аргиллитов, являющихся осадками засолоненной лагуны с восстановительной средой.

Пачелмское время (поздний каратавий) отличалось уменьшением контрастности тектонических движений и формированием толщи переслаивающихся зеленовато-серых аргиллитов, алевролитов и песчаников. Последние мелко- и среднезернистые полевошпат-кварцевые, глауконитовые на глинисто-доломитовом цементе, с прослоями глинистых известняков и мергелей мелководно-морского генезиса, распространены были, возможно, и за пределами авлакогенов. В это время продолжалось выравнивание основной части территории и формирование кор выветривания, в том числе на полевошпат-кварцевых песчаниках, где полевые шпаты каолинизированы.

На границе рифея и венда на всех материках проявилась байкальская (панафриканская, бразильская) складчатость, когда замкнулись многие прогибы и образовались складчатые системы. Ее признаки в пределах рассматриваемой территории - поднятия, размыв рифейских образований, вулканическая деятельность с формированием туфогенно-осадочных пород, лапландское оледенение.

Вендский этап в отличие от рифейских характеризуется развитием осадконакопления далеко за пределами авлакогенов. Вендские отложения распространены севернее широты Орел-Брянск и представлены лапландским и редкинским горизонтами. В составе первого в самой нижней части залегают красноцветные кварц-полевошпатовые песчаники, образовавшиеся в результате размыва пород кристаллического фундамента, тиллиты (пестроцветные гравелиты и песчаники с обилием глинистого материала – до 65 %). Эти отложения перекрываются осадочными и вулканогенно-осадочными образованиями, сформировавшимися в морском бассейне. Редкинский горизонт в основании представлен песчаниками и алевритами, выше залегают аргиллиты. Первые образовались в прибрежно-, вторые – в мелководно-морских условиях.

Вендское осадконакопление происходило в широких прогибах, обрамлявших северо-западный и северный склоны обширной положительной структуры, южные границы которой пока не установлены. Вероятно, они располагались южнее Украинского кристаллического щита. Структурный план венда резко отличен от рифейского, поскольку впервые на территории антеклизы стали доминировать широтные простирания структурных элементов.

В целом же, рассматриваемая территория в позднем протерозое испытывала тенденцию к поднятию. Они усиливались в эпохи тектономагматической активизации (готская, гренвильская, байкальская) и ослаблялись в эпохи тектонической стабилизации, когда происходило формирование кор выветривания и выравнивание территории. В течение всего рассматриваемого времени и в последующем Воронежская антеклиза проявила себя как активная структура. Это выражается в ее многостадийных поднятиях и опусканиях, наличии магматизма и эндогенного рудогенеза различных типов.

8.4. Фанерозойский этап

Особенностью развития региона в фанерозое является широкое развитие осадочных пород в регионе, что позволяет выделять циклиты разных порядков (до 9), вплоть до самых мелких, отвечающих времени формирования горизонта. Вместе с тем континентальные перерывы в пределах всей антеклизы или ее отдельных частей занимают продолжительное время. Наиболее длительными были раннепалеозойский, захвативший также почти весь ранний девон (всего 150 млн. лет) и пермско-раннеюрский (105 млн. лет). Но самый длительный перерыв в истории региона – конец раннего карелия – ранний девон – около 1150 млн. лет.

В фанерозое можно выделить три цикла Бертрана – раннепалеозойский (каледонский), позднепалеозойский (герцинский) и мезокайнозойский (альпийский). Если раннепалеозойские осадки отсутствуют в регионе, то таковые двух других циклов развиты широко. Обычно циклиты разных порядков разделены перерывами [53].

8.4.1. Раннепалеозойский (каледонский) этап

В это время большая часть Восточно-Европейской платформы была сушей и только в ее центральной и северо-западной частях накапливались осадки. На суше формировались площадные и линейные коры выветривания. Образование элювия сначала происходило в гумидном климате, господствовавшем в регионе в кембрийское, ранне- и среднеордовикское время. Начиная с позднего ордовика до конца раннего девона и частично в эйфельское время преобладал аридный климат, о чем свидетельствуют эвапориты – доломиты с включениями гипса, ангидрита, а также залежи галита. В пределах антеклизы сформировался сложный рельеф (рис. 8.2).

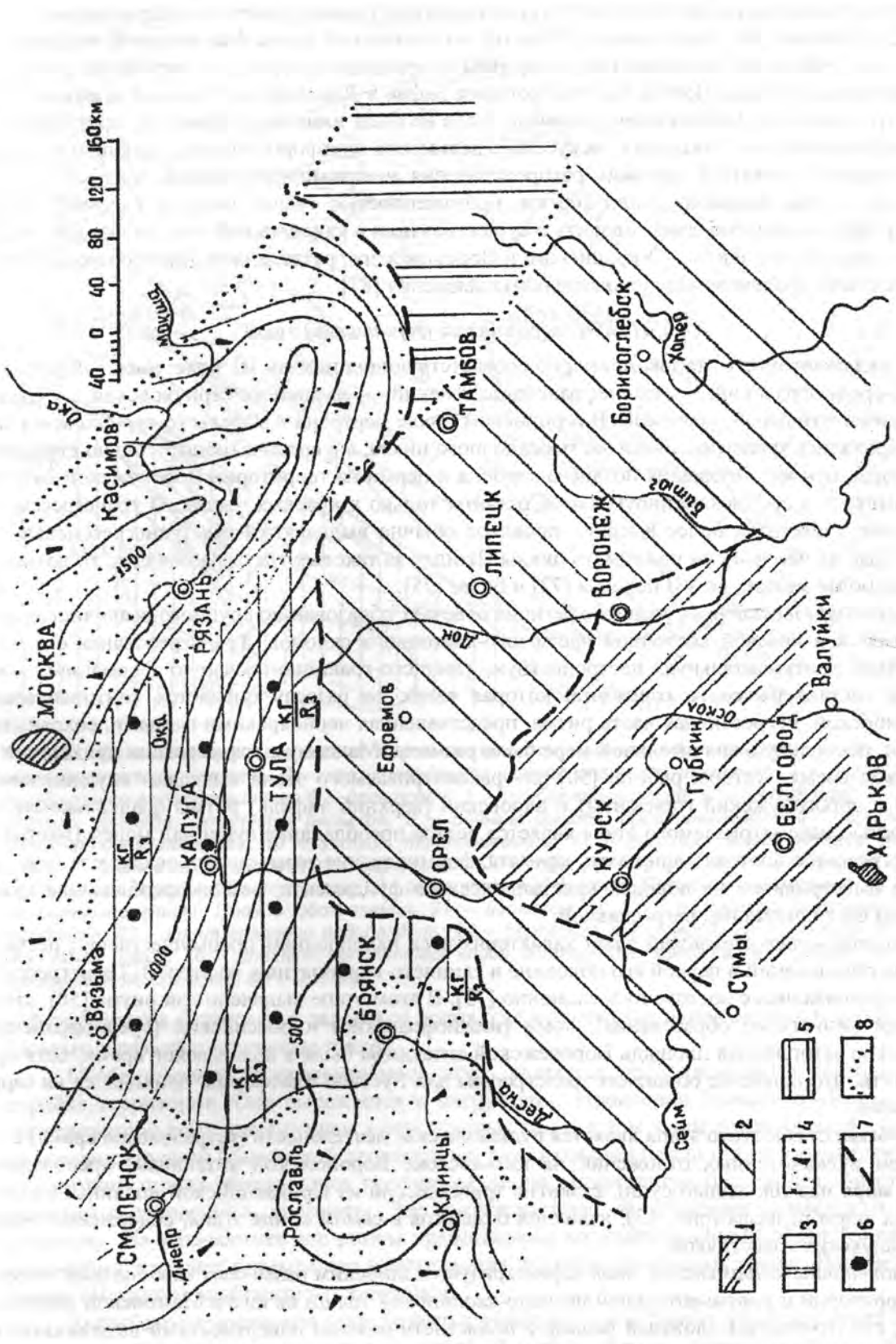


Рис. 8.2. Схематическая палеогеоморфологическая карта доэйфельского времени. *1 - денудационное плато, унаследованное от верхнерифейской горной страны; 2 - пенеплен, зафиксированный раннепалеозойской корой выветривания; 3 - денудационная равнина; 4 - аккумулятивная равнина; 5 - эрозионно-аккумулятивная равнина; 6 - кора выветривания, каолинит-гидрослюдистая (кг), перекрытая верхним рифеем (R_3); 7 - границы форм рельефа; 8 - границы современного распространения рифейских отложений*

Единого Сарматского щита не существовало, поскольку еще в рифейское время в Днепровско-Донецком авлакогене сформировались красноцветные глинисто-песчаные образования.

Н.С. Шатским для каледонского этапа на тектонической схеме был впервые показан Сарматский щит, обширное пространство платформы, в пределах которого, подвергались денудации кристаллические породы. Полоса распространения рифея в Днепровско-Донецкой впадине, выявленная бурением и геофизическими данными, тогда не была известна, однако его присутствие во впадине принципиально важно для дискуссии о делимости платформы в каледонский этап: может ли частью щита считаться площадь распространения неметаморфизованных осадочных пород мощностью 5-6 км, шириной около 100 км, протяженностью свыше пятисот километров? По-видимому, нет, и целесообразно говорить о существовании в каледонский этап на юге платформы двух самостоятельных щитов – Украинского и Воронежского, разделенных Днепровско-Донецкой впадиной, позже вовлеченной в положительные движения [87].

8.4.2. Позднепалеозойский (герцинский) этап

Он включает шесть этапов, примерно соответствующих циклам Штилле: эмско-эйфельский, живетско-среднефранский, позднефранско-фаменский, турнейско-серпуховской, средне-позднекаменноугольный, пермский. В герцинском цикле Бертрана в эйфельско-серпуховское время формировались трансгрессивная часть осадочного цикла, а в среднекаменноугольно-пермское - регрессивная, причем отложения позднего карбона и перми на территории Воронежской антеклизы отсутствуют, а среднекаменноугольные развиты только в краевых частях. В трансгрессивной части ритма в циклитах более высоких порядков обычно выделяются как трансгрессивные, так регрессивные их части. Если принимать циклы Штилле за таковые третьего порядка, то возможно выделение более мелких до VII порядка [72] и более [75].

Эмско-эйфельский этап развития региона отвечает образованию крупного осадочного ритма на северном и в краевой восточной части юго-восточного склонов. Трансгрессивная его часть представляет континентальную пестроцветную глинисто-гравийно-песчаную формацию, выделяемую в составе ряжского горизонта, которая вверх по разрезу сменяется континентально-лагунно-морской. Регрессивная часть ритма, представленная черноярскими глинами, сохранилась участками, поскольку в значительной мере была размыта. Максимум трансгрессии приходится на мосоловское время. Авторы работы [50] для рассматриваемого этапа выделяют глушанковский (ряжский и дорогобужский горизонты) и наровский (верхний эйфель) ритмы осадконакопления. Особенностью рассматриваемого этапа является резкое преобладание суши над морем (направление трансгрессии с востока), аридность климата, формирование терригенных осадков за счет размыва кор выветривания на породах кристаллического фундамента, резкое преобладание трансгрессивной части ритма над регрессивной.

Живетско-среднефранский этап характеризуется накоплением преимущественно песчано-глинистых образований в первой его половине и глинисто-карбонатных во второй. Трансгрессии и регрессии развивались с востока пульсационно [73]. В этом этапе выделено три ритма [50]: старооскольский (живетские образования), коми (нижнефранские) и российский (среднефранские). Максимально затопленная площадь Воронежской антеклизы была в ардатовское время, хотя принято считать, что наиболее обширная трансгрессия для Русской платформы приходится на саргаевское время.

Особенностями этого этапа является вулканическая деятельность (ястребовское время) с образованием вулканогенных отложений на юго-востоке Воронежской антеклизы, преобладание площади моря над площадью суши, развитие трансгрессий из Прикаспийской впадины, наличие различных форм рельефа (рис. 8.3), излияния базальтов в самом конце этапа, содержащих ксенолиты семилукских известняков.

Позднефранско-фаменский этап характеризуется широким развитием карбонатных толщ на севере территории и континентальной песчано-каолиновой толщи на юге в Мамонской депрессии (рис. 8.4), где отмечается сложный рельеф с полигенетическими поверхностями выравнивания и размахом его отметок до 700 м [54]. Для этого этапа выделяются четыре седиментационных ритма (цикла) [50] – донской (верхний фран), липецкий (нижний фамен), ольшанский (лебедянский и оптуховский горизонты) и орловский (плавский, озерский и хованский горизонты). Для каждого из них устанавливаются трансгрессивная и регрессивная части. Наиболее ярко начало трансгрес-

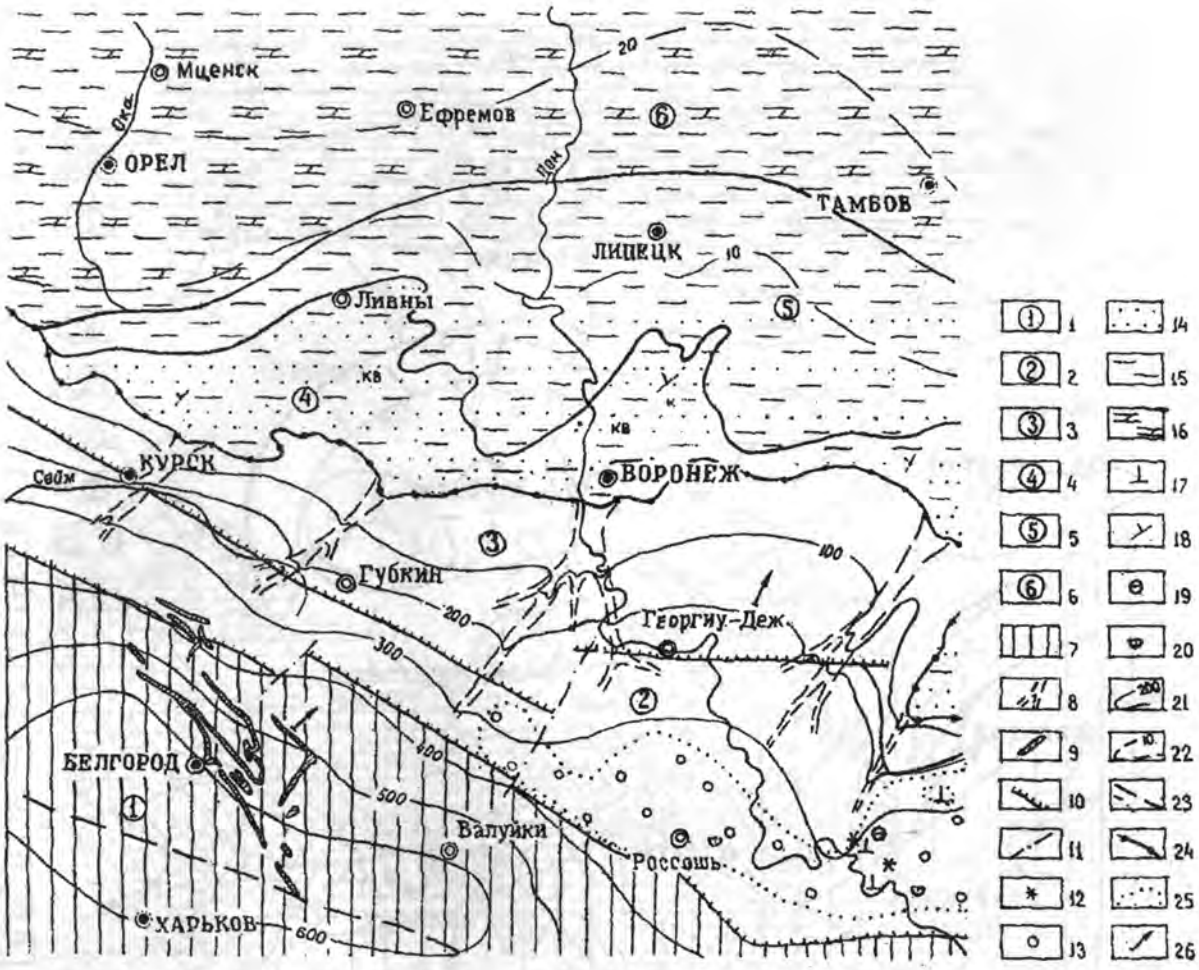


Рис. 8.3. Палеогеоморфологическая карта петинского времени: *1 – пенеплен слабо расчлененный, пологоволнистый. Равнины: 2 – эрозионно-денудационная слабо расчлененная; 3 – слабо расчлененная денудационно-аккумулятивная; 4 – дельтовая; 5 – прибрежно-морская; 6 – шельфовая; 7 – додевонский возраст рельефа. Элементы рельефа: 8 – речные долины, предполагаемые; 9 – гряды и останцы эрозионно-денудационные; 10 – уступы тектонические; 11 – разрывы, выраженные в рельефе; 12 – вулканы. Состав аккумулятивных образований: 13 – коры выветривания; 14 – пески; 15 – глины; 16 – карбонатные породы; 17 – базальты; 18 – растительный детрит. Полезные ископаемые: 19 – титан; 20 – керамические глины. Прочие обозначения: 21 – изогипсы, м; 22 – изопахиты отложений петинского горизонта; 23 – линия главного водораздела; 24 – береговая линия моря; 25 – границы литологических разностей пород; 26 – главные направления сноса обломочного материала. Авторы А.Д. Савко, Н.П. Хожаинов, В.М. Сташков, В.Н. Бунеев*

сий выражено в петинское и задонское время, где в основании одноименных горизонтов залегают базальные гравийно-песчаные толщи.

Особенностями рассматриваемого этапа являются продолжающаяся тектоническая перестройка территории. Она выражается в погружении территории Припятско-Донецкого грабена, сопровождающимся накоплением в нем мощных толщ, в том числе соленосных и вулканогенных, заложении крупной Мамонской депрессии на юге, излиянии базальтов на юго-востоке. В донской и липецкий циклы образовались преимущественно органогенно-обломочные известняки, в ольшанский и орловский – доломиты. Это свидетельствует об эволюции климатов от гумидного к аридному. На юго-востоке все ритмы представлены континентальными образованиями, сформировавшимися за счет размыва кор выветривания, и лишь у восточных границ Воронежской области они сменяются карбонатно-глинистыми.

Турнейско-серпуховской этап развития включает два довольно крупных цикла осадконакопления – турнейский и визейско-серпуховской. В турнейское время трансгрессия распространялась по Днепровско-Донецкому и Рязано-Саратовскому прогибам, образовавшимся на местах Припятско-Донецкого и Пачелмского авлакогенов. Она захватила краевые части антеклизы, оставив свой след в виде глинисто-карбонатных пород. Во второй цикл (визейский) море полностью перекрыло

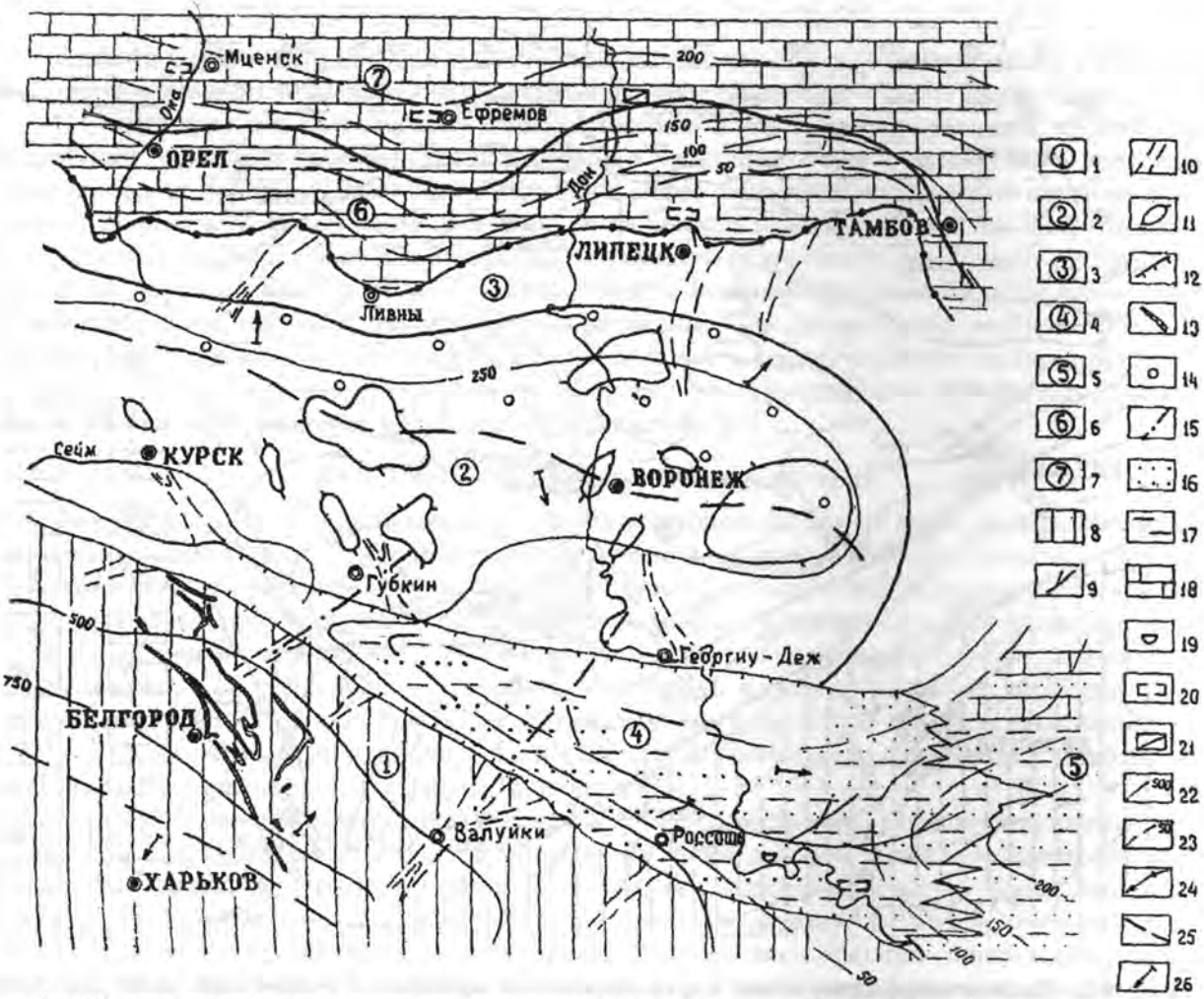


Рис. 8.4. Палеогеоморфологическая карта позднефаменской эпохи. *Морфогенезис рельефа: 1 – пенеплен. Равнины: 2 – денудационная слабо расчлененная; 3 – прибрежно-морская денудационно-аккумулятивная; 4 – аллювиальная; 5 – дельтовая; 6 – прибрежно-морская; 7 – шельфовая. Возраст рельефа: 8 – додевонский. Элементы рельефа: 9 – русла рек; 10 – предполагаемые речные долины; 11 – крупные эрозионно-денудационные останцы; 12 – уступы тектонические; 13 – структурные гряды, сложенные кварцитами; 14 – палеокарст; 15 – разломы, выраженные в рельефе. Состав аккумулятивных образований; 16 – пески; 17 – глины; 18 - известняки и доломиты. Полезные ископаемые: 19 – каолиниты; 20 – сырье для изготовления щебня и гравия; 21 – металлургические доломиты. Прочие условные обозначения: 22 – палеоизогипсы, м; 23 – изопахиты отложений фаменского яруса, м; 24 – береговая линия; 25 – линия водораздела; 26 – направления сноса обломочного материала. Авторы А.Д. Савко, Н.П. Хожаинов, В.М. Сташков, В.Н. Буневв, В.Ф. Лукьянов*

антеклизу, причем максимум трансгрессии отмечается в тульское время. Оно шло с юго-востока, а границы фациальных зон имеют субмеридиональное простирание (рис. 8.5). В третий цикл (серпуховской) максимум трансгрессии заметно уступает по площади тульскому, приходится на тарусское и стешевское время, а регрессия – на протвинское.

В настоящее время визейско-серпуховские отложения сохранились в краевых частях антеклизы, и в одной точке ее центральной части – в Курском грабене. На остальной территории они были размыты посткарбоновое время.

Особенностью данного этапа можно считать широкое развитие речных долин, приморских аллювиальных равнин (рис. 8.6.), где накапливались угленосные отложения коры выветривания с образованием богатых железных руд, бокситов. Отмечается гумидный теплый климат, обилие разнообразной растительности на суше и фауны в море. Терригенные породы представлены высокозрелыми образованиями – мономиктовскими кварцевыми песками и каолиновыми глинами. Некоторая аридизация климата намечается в конце этапа, когда в разрезах стешевского горизонта появляются палыгорскитовые глины.

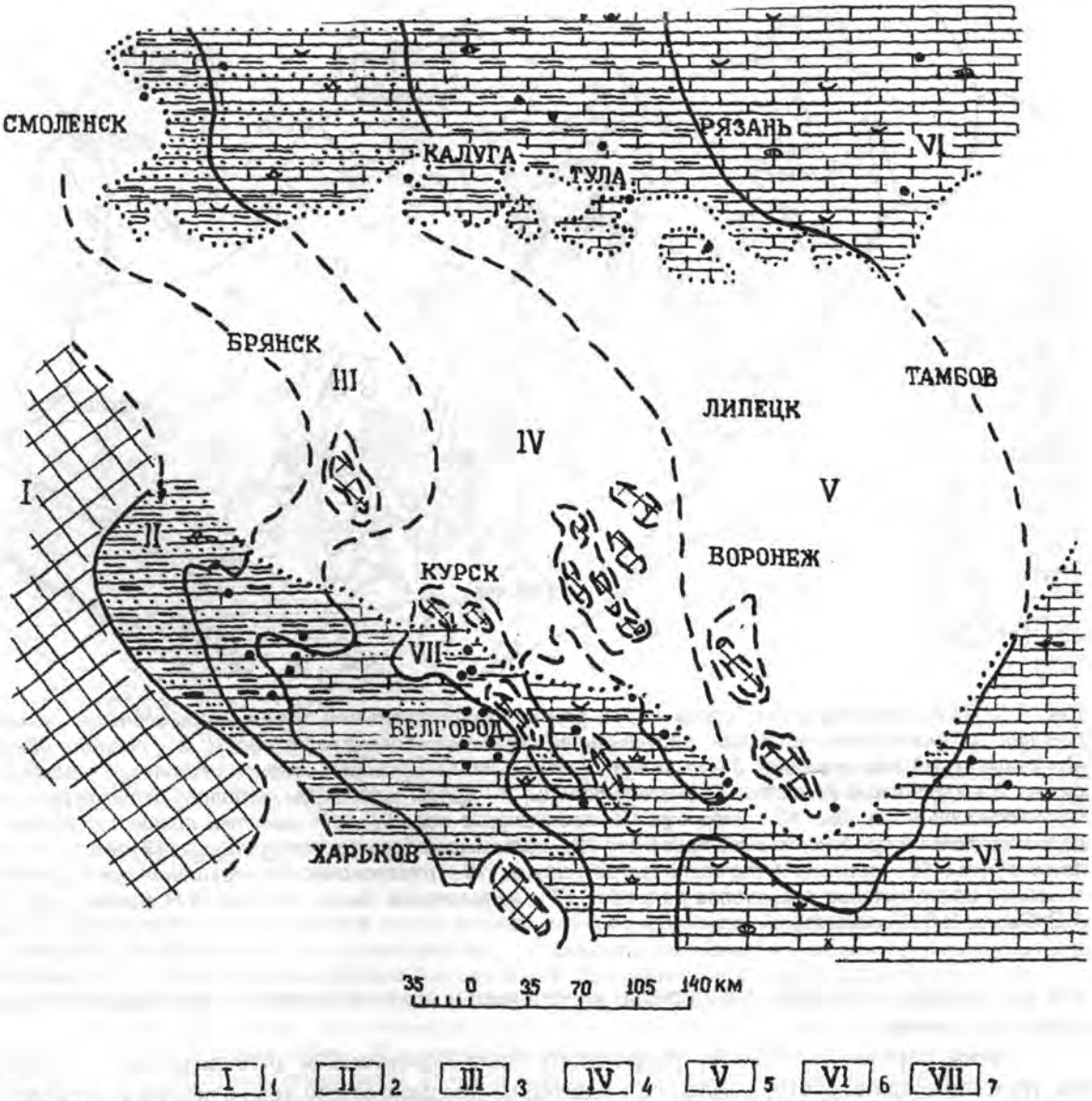


Рис. 8.5. Схематическая литолого-палеогеографическая карта алексинского времени. *1 – суша, являющаяся областью сноса; 2 – континентальная прибрежная низменность (лагунно-озерная, аллювиально-дельтовая и т.д.); 3 – аллювиально-озерная равнина, периодически заливаемая морем; 4 – лагунно-морская подводная аккумулятивная равнина; 5 – прибрежно-морская зона; 6 – мелководный бассейн, относительно удаленный от берега; 7 – мелководная приостровная зона моря типа архипелага с проливами, заливами и лагунами. Остальные условные обозначения см. к рис. 8.3*

Средне-позднекаменноугольный этап характеризуется тенденциями к поднятию территории, регрессиями морских бассейнов в отрицательные структуры. Осадочные образования известны в самых краевых частях юга антеклизы, где они представлены карбонатно-терригенными породами. Центром трансгрессии с юга стала Днепровско-Донецкая впадина, а источником сноса – центральная часть антеклизы. Трансгрессии в башкирский и московский века захватили крайне ограниченные площади. Следует отметить, что в соседней Днепровско-Донецкой впадине в это время образовались мощная (до 12 км) паралическая угленосная толща.

Отложения *пермского этапа* отсутствуют в регионе в связи с поднятием и перестройкой структурного плана антеклизы. но в то же время в соседних отрицательных структурах их мощность может достигать 4 и более км, что свидетельствует о расчлененности рельефа в результате тектонических движений. По данным Л.Т. Шевырева [87], в это время проявились эндогенные процессы, в том числе рост протрузий с "протыканием" вершинами гранитных куполов осадков девона, минерализация в виде солевых ореолов меди и других металлов. Характер осадконакопле-

Рис. 8.6. Палеогеоморфологическая карта раннекаменноугольной эпохи. *Морфогенезиз рельефа: 1 – равнина эрозионно-денудационная, расчлененная докаменноугольного возраста; 2 – равнина денудационная с локальной аккумуляцией; 3 – равнина аллювиальная; 4 – равнина озерно-болотная; 5 – равнина шельфовая; 6 – карстовые полости; 7 – речные долины; 8 – гряды и останцы литолого-структурные; 9 – песчано-глинистые породы; 10 – терригенно-карбонатные породы; 11 – участки локальной концентрации переотложенных продуктов выветривания; 12 – коры выветривания латеритные; 13 – бокситы; 14 – железные руды; 15 – эрозионно-тектонические уступы; 16 – тектонические нарушения предопределяющие линейное расположение элементов рельефа; 17 – направление сноса. Авторы В.Н. Буневв. С.К. Горелов, А.Д. Савко, Н.П. Хожаинов*

ния в соседних структурах (эвапориты, красноцветы) свидетельствует о преобладании в регионе аридного климата.

Таким образом, в течении герцинского этапа Воронежская антеклиза была сформирована как тектоническая структура. Для нее характерны неоднократные трансгрессии и регрессии, континентальные перерывы, в течение которых неоднократно размывались ранее образованные отложения в ее центральной части. Эти области размыва детально описаны в работе [87]. К концу этапа регион представлял собой расчлененную приподнятую эрозионную равнину.

8.4.3. Мезозойский (киммерийский) этап

Он длился в течение мезозоя и отвечает циклу Бертрана. По характеру осадконакопления или его отсутствию можно выделить триас-раннеюрский, среднеюрско-раннемеловой и позднемеловой этапы более высокого порядка; каждый из которых за исключением последнего, включает по два цикла Штилле.

Осадки *триас-раннеюрского этапа* отсутствуют в регионе, но отмечаются в соседней Днепровско-Донецкой впадине, где их мощность достигает первых километров, что свидетельствует о расчлененном рельефе региона в это время, как и в пермское. Пенепленизация началась в позднем триасе и закончилась в ранней юре по аналогии с выравниванием на Украинском щите и в Западной Европе (верхнетриасовая карбонатная платформа). Позднетриасовый – раннеюрский пенеплен фиксируется каолиновыми и охристыми корами выветривания [55], широко развитыми не только на Воронежской антеклизе, но и на Украинском щите на докембрийских породах и герцинском основании Западно-Европейской платформы.

В ранней юре началось заложение юрских речных долин, врезанных до глубины 50 м в палеозойское основание. В это время началось формироваться субмеридиональное Доно-Донецкое

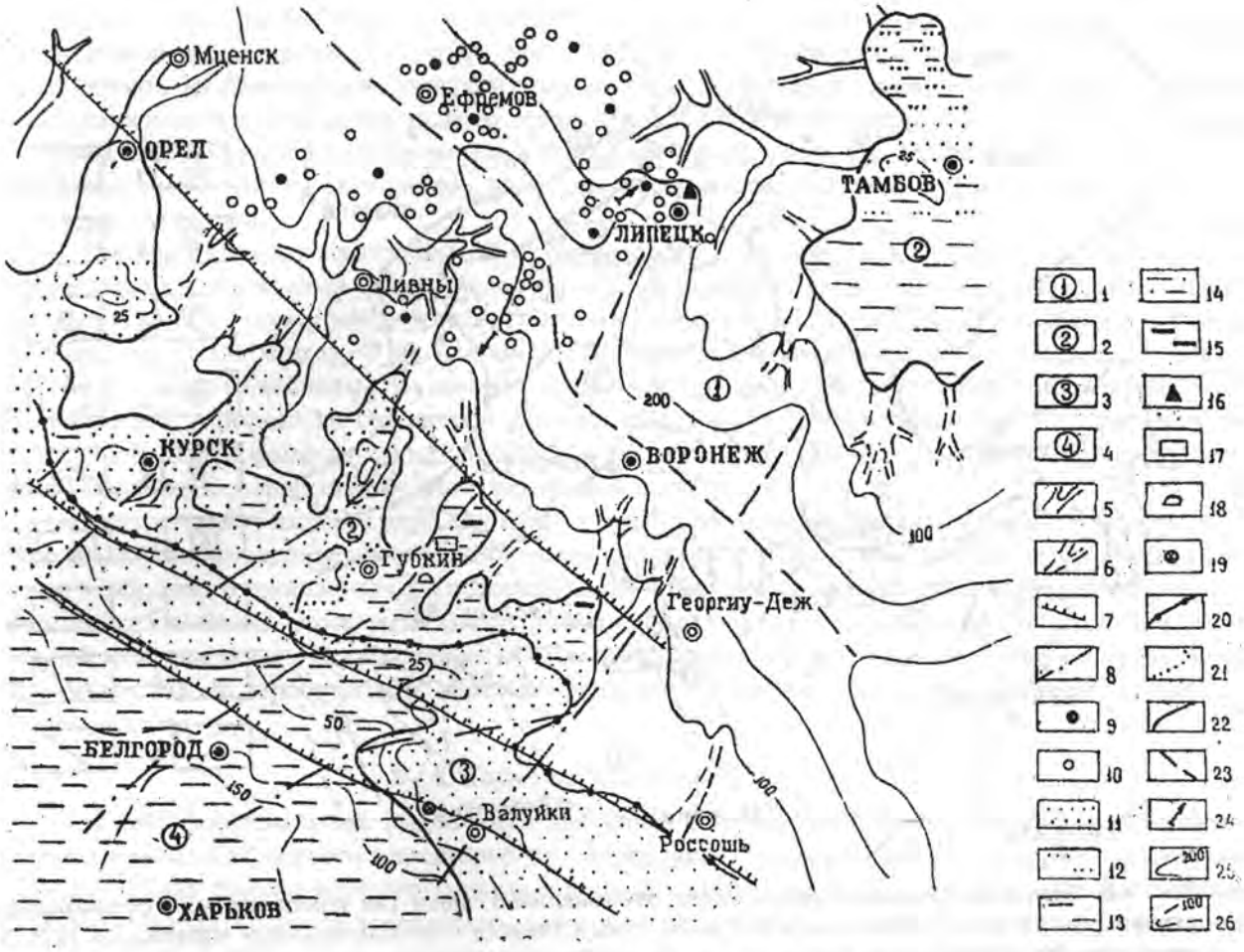


Рис. 8.7. Палеогеоморфологическая карта раннекелловейской эпохи. *Морфогенезис рельефа. Равнины: 1 – эрозионно-денудационная; 2 – аллювиальная; 3 – прибрежно-морская; 4 – мелководно-морская. Элементы рельефа: 5 – установленные речные долины; 6 – предполагаемые; 7 – уступы тектонические; 8 – зоны разрывных нарушений; 9 – карст; 10 – коры выветривания. Состав аккумулятивных образований: 11 – пески, 12 – алевриты; 13 – глины; 14 – глины песчаные; 15 – углистость. Полезные ископаемые; 16 – бурый железняк; 17 – огнеупорные глины; 18 – керамические глины, 19 – титан-циркониевые россыпи. Прочие обозначения: 20 – береговая линия моря; 21 – границы литологических разновидностей пород; 22 – границы между морфогенетическими типами рельефа; 28 – линии главных водоразделов; 24 – направление сноса; 25 – палеоизогипсы; 26 – изопахиты отложений средней юры. Авторы А.Д. Савко, В.М. Сташков, Н.П. Хожаинов*

поднятие, с которого реки текли на юго-запад и северо-восток. Между Прикаспийской и Днепрово-Донецкой впадинами на юге располагалась северная часть Воронежско-Ставропольского свода.

Среднеюрско-раннемеловой этап в свою очередь подразделяется на байосс-среднебатский, верхнебатско-кимериджский, титон-берриасский, валанжин-аптский. Для палеотектонической структуры начала средней юры характерно наличие поднятий и впадин субмеридионального направления – Восточно-Белорусской, Ефремовской, Белгородской, Тамбовской моноклинали, Щигровский и Павловский своды. Основное направление трансгрессий было из Мезотетиса, располагавшегося на месте нынешнего Альпийского подвижного пояса.

В *байосс-среднебатский этап* море располагалось на юго-западе региона, а к северо-востоку морские фации сменялись лагунными и континентальными, в том числе и аллювиальными (рис. 8.7), а сама трансгрессия носила ингрессионный характер. Море было частью более обширного морского бассейна в пределах ДДВ. Второе направление трансгрессии – из Прикаспийской впадины на северо-восточный склон. Более мощная трансгрессия состоялась в позднебатско-кимериджское время. Ее максимум был в оксфордский век, когда образовались известняково-глинистые породы. Регрессивная фаза этапа приходится на кимериджский век.

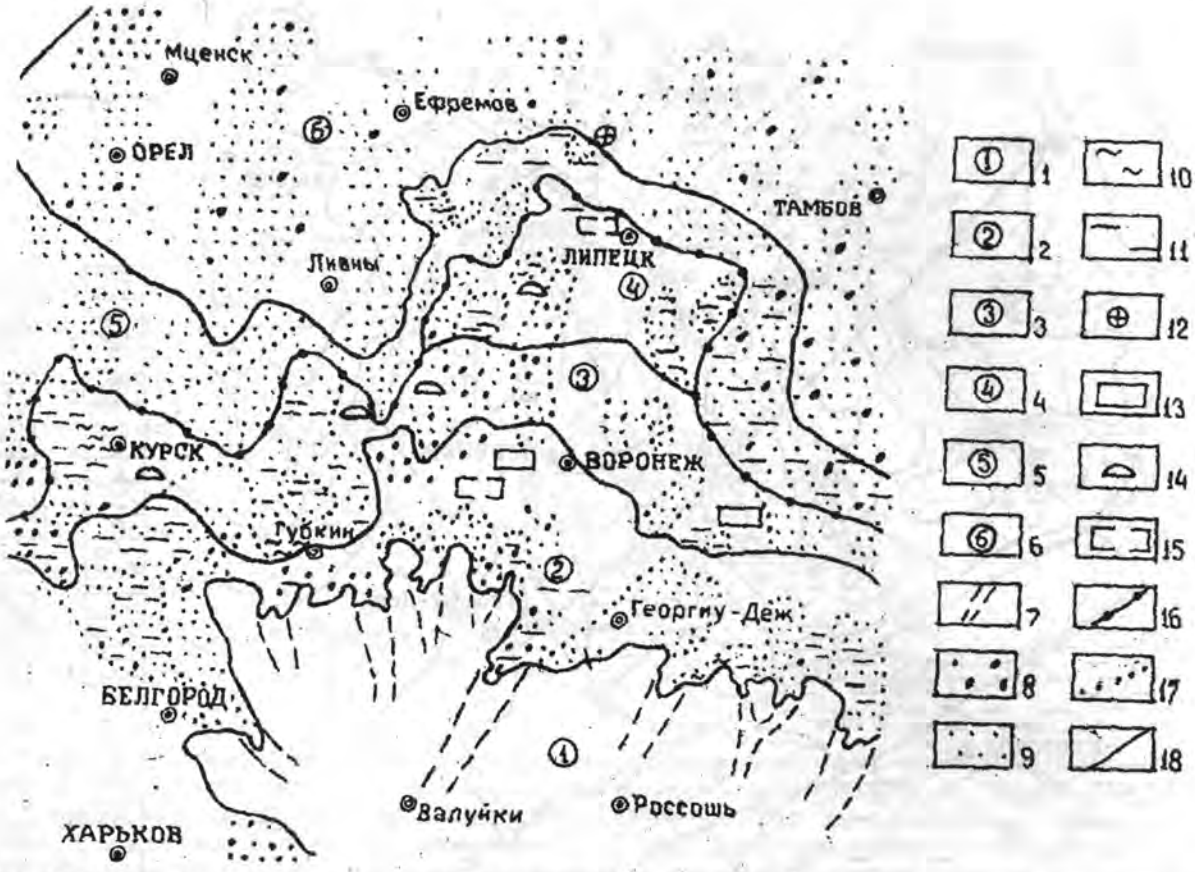


Рис. 8.8. Палеогеоморфологическая карта равнемеловой эпохи (на конец времени формирования огнеупорных глин). Составили А.Д. Савко, В.М. Сташков с использованием материалов Н.П. Хожаинова). *Морфогенезис рельефа: 1 – эрозионно-денудационная равнина; 2 – верховья аллювиальной равнины; 3 – низовья аллювиальной равнины; 4 – наземная дельта; 5 – авандельта; 6 – аккумулятивная мелководно-морская равнина. Элементы палеорельефа; 7 – предполагаемые речные долины. Состав аккумулятивных образований: 8 – гравийники; 9 – пески; 10 – алевриты; 11 – глины. Полезные ископаемые: 12 – титан-циркониевые россыпи; 13 – огнеупорные глины; 14 – керамические глины; 15 – строительные материалы. Прочие обозначения: 16 – береговая линия моря; 17 – границы литологических разностей пород; 18 – границы между морфогенетическими типами рельефа*

Титон-берриасский этап является одним из переломных для структуры региона. Если в титонский (волжский) век направление трансгрессий унаследовано от такового предыдущего этапа, то в берриасский век, в регрессивную фазу этапа, произошла перестройка структуры и юго-западная погруженная часть региона испытала поднятие, что привело к смене основных направлений трансгрессий в раннем мелу с юго-западного на северо-восточное, когда моря трансгрессировали из Рязано-Саратовского прогиба. Отложение берриаса отсутствуют в регионе. В это время формировалась кора выветривания на юге по осадочным породам и нижнемеловые терригенные отложения имеют "зрелый" состав.

Валанжин-аптский этап характеризуется расположением источников сноса на юге и трансгрессиями морей с северо-востока на территорию региона. Трансгрессивная часть валанжин-аптского седиментационного ритма приходится на валанжин-готеривские века, регрессивная – на аптский век. Раннемеловые моря были мелководными [49], перекрывали сводовую часть антеклизы и на юго-западе сменялись приморскими континентальными равнинами с богатой растительность. В регрессивную фазу море ушло на север и северо-восток (Липецкая и Тамбовская области) и в центральной части антеклизы на аллювиальной равнине начали формироваться континентальные осадки (рис. 8.8).

Позднемеловой этап характеризуется очередной тектонической перестройкой и началом нового крупного позднемелового трансгрессивного цикла, широким развитием мергельно-меловых образований и подразделяется на этапы более высокого порядка: альб-сеноманский, турон-конъякский и сантон-маастрихтский. Альбский век включен в этот этап, поскольку альбские и се-

номанские образования трудно различаются и контакт между ними постепенный. В альб-сеноманское время произошло опускание южной части территории и моря снова начали трансгрессировать из Днепровско-Донецкой впадины при сохранении Рязано-Саратовского направления. Особенностью альб-сеноманского осадконакопления является терригенный состав осадков, в котором глинистая часть преобразована в глауконит в результате гальмеролиза. Сеноманское море было более глубоким по сравнению с альбским, поскольку в последнем формировались более грубозернистые осадки.

В конце сеномана произошло обмеление морского бассейна, о чем свидетельствует образование песков с желваками фосфоритов (сурки) в основании туронского яруса. Туронская трансгрессия – одна из самых масштабных в истории антеклизы, когда последняя была полностью перекрыта глубоким морем. В ее южной части формировались карбонатные осадки, на северо-востоке – глинисто-песчаные, на северо-западе – кремнисто-глинистые. Глубина моря на юге была значительной – несколько сот метров. В конъякское время осадконакопление отличалось от туронского большей фациальной изменчивостью, свидетельствующий о некотором обмелении морского бассейна и регрессивной фазе турон-конъякского цикла.

Сантон-маастрихтский цикл начинается с размыва нижележащих отложений, обусловленного с воздыманием территории и образованием поднятий и впадин. Сантонские отложения пользуются наибольшим площадным распространением в регионе по сравнению с другими верхнемеловыми образованиями и широким спектром осадочных пород, что связано со значительной фациальной изменчивостью. Регрессивный кампан-маастрихтский цикл осадконакопления представлен преимущественно карбонатными образованиями, резко сокращенными по площади по сравнению с сантонскими.

8.4.4. Кайнозойский (альпийский) этап

В кайнозойском этапе выделяются два цикла Штилле: палеоцен-эоценовый и олигоцен – четвертичный. Для первого характерно превалирование трансгрессий, для второго – регрессий. Каждый из них фиксируется перерывами и корами выветривания В.П. Семеновым [65] построена сложная предпалеогеновая поверхность, где выделяется ряд валов, сводов, выступов, структурных носов, поднятий и прогибов с превышениями рельефа до 50 м. Это повлияло на фациальный план последующего терригенного осадконакопления, источником сноса для которого являлись Орловско-Тамбовский свод и в меньшей степени Щигровско-Кантемировское поднятие.

Палеоцен-эоценовый этап начинается с сумской трансгрессии затоплением небольших участков на юго-востоке и юго-западе региона. Каневско-бучакская трансгрессия, когда сформировались глауконит-кварцевые, кварцевые пески и алевриты, была более обширной, а максимальная с наиболее широким спектром осадочных пород – в раннекиевское время. Позднекиевско-харьковское время отвечает регрессивной фазе палеоцен-эоценового этапа.

Олигоцен-четвертичный этап осадконакопления связан с общим воздыманием территории и отступлением моря в сторону Паратетиса. Трансгрессивная часть цикла приходится на полтавское время, а с миоцена начинается регрессивный неотектонический этап, подробно рассмотренный в работах [74,81]. Он характеризуется формированием поверхностей выравнивания в неогене, речных долин с террасами, различными климатами – от субтропического в олигоцене до ледникового в квартере, широким развитием эрозионных процессов, образованием Среднерусской и Калачской возвышенностей и Окско-Донской низменности. Последний раз море проникало на территорию антеклизы, ее северо-восточную часть, в раннем миоцене.

Таким образом, начиная с раннего архея, территория Воронежской антеклизы прошла сложный геологический путь развития. В ее истории отмечаются стадии: нуклеарная в раннем архее, формирования зеленокаменных поясов и орогенеза в позднем архее, протоплатформы и эпикратонных впадин в раннем протерозое. В конце раннего протерозоя было образовано кристаллическое основание Сарматского щита, частью которого являлся Воронежский кристаллический массив. Рифейское время – авлакогенный этап развития региона, а в палеозое заложилась Воронежская антеклиза как герцинская структура. Л.Т. Шевырев [87] доказал, что в отличие от принятых взглядов об антеклизе как пассивной структуре, на самом деле она является весьма активной, что выражается в ее поднятиях и опусканиях, смещениях и разворотах основной оси, приводивших к сменам направлений трансгрессий и регрессий, проявлениям основного магматизма и эндогенной минерализации.

8.5. Возможные эпохи алмазоносного магматизма

Как показано в работе [59], существует определенная связь кимберлитового магматизма с мощными корами выветривания, формирующимися в геократические эпохи, отвечающие этапам увеличения радиуса Земли, когда происходили существенные тектонические перестройки в пределах древних кратонов с образованием структур более высоких порядков. Такие эпохи отмечаются в пределах Воронежской антеклизы. Они могли сопровождаться мантийным алмазоносным магматизмом.

Наиболее древней из хорошо изученных является позднерифейская, когда в результате опускания по глубинным разломам блоков кристаллического фундамента образовались Пачелмский, Подмосковный и Днепровско-Донецкий авлакогены. Их заложение сопровождалось основным магматизмом. При этом на плечах авлакогенов могли по боковым, отходящим от авлакогенов, разломам формироваться кимберлитовые и лампроитовые тела.

Следующей благоприятной эпохой могла быть среднепалеозойская. В это время на юго-востоке в ястребовское время проявился эксплозивный магматизм, петинское и евлано-ливенское время – трапповый. Последний характеризовался излиянием оливин-содержащих авгит-плагиофировых, анальцимовых, анальцимсодержащих базальтов, лейкобазальтов и андезито-базальтов. Критериями выделения среднепалеозойской эпохи мантийного магматизма, в том числе и алмазоносного, является наличие трубок взрыва щелочно-базальтоидного состава с пикроильменитом, находки в девонских образованиях пиропов и диопсида.

Для позднетриасово-раннеюрской эпохи характерна кардинальная тектоническая перестройка Воронежской антеклизы с образованием Доно-Донецкого поднятия. На северо-востоке антеклизы в базальных горизонтах аптского, альбского и сеноманского возрастов встречено значительное количество минералогических и петрографических свидетельств вулканических эксплозий. Это мелкие алмазы (450 кристаллов), многочисленные обломки эффузивов, размером до 3 мм, псевдоморфозы сульфидов по вулканическим стеклам, минералы-спутники алмазов. Для этой же эпохи характерно наиболее масштабное эндогенное оруднение в осадочном чехле [87,88].

Еще одной эпохой крупной перестройки региона является аптская, когда было поднято северо-восточное крыло Днепровско-Донецкой впадины, ставшее источником сноса для аптских морей, расположенных на севере антеклизы. Столь масштабная тектоническая перестройка могла привести к мантийному магматизму с внедрением лампроитов и кимберлитов. С этой эпохой связаны эндогенные эксгаляционно-осадочные проявления золота и интерметаллидов [57].

В последнее время проявляется все больше свидетельств о докембрийском алмазоносном магматизме [2]. Об этом свидетельствуют прямые предпосылки – находки алмазов в докембрийских образованиях Сибири и косвенные – наличие в фанерозойских россыпях алмазов, отсутствующих в коренных источниках. Это, прежде всего, кристаллы эклогитового и метаморфогенного парагенезисов. Последние обнаружены в аптских россыпях Воронежской антеклизы. Все это может свидетельствовать о докембрийских эпохах алмазоносности Воронежского кристаллического массива.

ГЛАВА 9

ПРОГНОЗ КОРЕННОЙ АЛМАЗОНОСНОСТИ ВОРОНЕЖСКОЙ АНТЕКЛИЗЫ. КАРТА ПРОГНОЗА КОРЕННОЙ АЛМАЗОНОСНОСТИ

9.1. Обзор прогнозных исследований на алмазы

Первые попытки прогнозирования коренных месторождений алмаза для территории Воронежской антеклизы имеют сорокалетнюю историю. К 1974 г., когда В.А. Милашовым Восточно-Европейская платформа (ВЕП) была определена как перспективная на кимберлиты, О.М. Ружицким, И.Н. Быковым, М.С. Точилиным и др. [52] уже было открыто тело серпентинизированных гипербазитов у с. Русская Журавка. Породы содержали минералы-индикаторы алмаза и описывались как "кимберлиты типа трубки Мир". Позднее И.Н. Быков (Воронежский госуниверситет) высказал предположение о возможности обнаружения в пределах Воронежской антеклизы коренных месторождений алмазов нескольких эпох, от рифейской до меловой включительно. В 1969 г. из аптских песков титан-циркониевой россыпи с. Волчье Липецкой области сотрудниками ИМРа И.Ф. Кашкаровым и Ю.А. Полкановым были извлечены 241 зерно мелких алмазов [27]. Источник их остался не известен. Высказывались предположения о его нахождении в пределах нынешнего Уральского региона. Тем не менее, в 1976 г. ВСЕГЕИ посчитал целесообразным организовать поиски коренных и россыпных месторождений алмазов на склонах Воронежской антеклизы. В 1985 г. Б.И. Прокопчук с соавторами на своей карте алмазоносности в пределах провинции ВЕП масштаба 1:1500 000 выделил Северную, Юго-Западную, Поволжскую субпровинции. Одновременно (1985-1986 гг.) В.П. Дмитриев и др. (ПГО "Центргеология") составили карту алмазоносности на территорию центральных районов Восточно-Европейской платформы в масштабе 1:1000 000. Она была выполнена на геологической основе, отражавшей строение фундамента региона. Первоочередные же направления работ на алмазы получили отражение на карте минерагенического районирования ВЕП масштаба 1:5 000 000 (ЦНИГРИ, ВСЕГЕИ, 1990 г.). В пределах Южно-Русской субпровинции выделялись алмазоносные области Воронежская, Брянская, Тверская.

ЦРГЦ [18] предположил существование в центре Европейской России (не только на Воронежской антеклизе) восьми прогнозируемых кимберлитовых районов (ПКР) и оценил прогнозируемые ресурсы каждого. В основу подсчета с использованием формулы Быховера являлось предположение о наличии в каждом ПКР хотя бы одного месторождения с промышленными содержаниями алмазов. Базовым при расчетах признавался Зимнобережный район Архангельской алмазоносной провинции (диатремы) и Южно-Кокчетавский рудный район Казахстана (метаморфогенные алмазы). Сведения о пяти ПКР Воронежской антеклизы, по этим данным, приведены в таблице 9.1.

Попытка выделения ПКР представляется нам важным шагом в череде прогнозных построений, так как придавала конкретность нашим предпочтениям при организации поисков, оценивала масштабы того, что можно было бы считать (в случае удачи) поисковым успехом. Другое дело, что объемы информации, которыми располагали авторы этой работы, был невелик, делая выводы авторов не очень убедительными.

Практическая значимость качественного прогноза при исследовании такого закрытого региона, которым является Воронежская антеклиза, велика. Неверно выбранная поисковая стратегия ведет к большим материальным и моральным потерям. В самом деле, в 90-е годы поиски алмазов на антеклизе концентрировались исключительно на "Павловском поднятии", одной из локальных структур, осложняющих свод антеклизы. Этот свод (часть более крупного "Воронежского поднятия") сравнивали с Мирненским поднятием [10], притом, что все основные находки алмазов в осадочных толщах в прошлом обнаруживались не у Павловска, а на значительном (350 км к С) расстоянии, на северо-восточном склоне, обращенном к Пачелмскому авлакогену. Подобный подход объяснялся благоприятной поисковой позицией этой части юго-востока антеклизы, к которым относили проявления толеитового и щелочно-базальтоидного вулканизма, определенные геофизические характеристики его разреза, особенно присутствие многочисленных магнитных и гравимет-

Таблица 9.1

Параметры прогнозируемых кимберлитовых районов (ПКР) центральных районов Европейской России [18]

№№ п.п.	Название ПКР	Структурное положение, площадь	Административные области РФ	Кем, когда выделен ПКР	Прогнозируемые запасы P_3 (усл. карат)
1	Брянский	СЗ склон Воронежской антеклизы, ЮВ борт Волыно-Подольского авлакогена	Брянская область	ГГП Центргеология, 1991	113,4
2	Курский	Центральная часть Воронежской антеклизы, ее СВ склон. 14 200 км^2	Курская область	ЦРГЦ, 1994	42,6
3	Тамбовский	СВ склон Воронежской антеклизы. 4 700 км^2.	Центральная часть Тамбовская область	ЦРГЦ, 1994	28,2
4	Павловский	ЮВ склон Воронежской антеклизы. Более 50 000 км^2	Юг Воронежской области, север Ростовской, запад Саратовской и Волгоградской областей	И.Н. Быков, 1974; ЦРГЦ, ВСЕГЕИ, 1991	Весьма значительны
5	Кимовский	СВ склон Воронежской антеклизы, ЮЗ борт Пачелмского авлакогена, 15 750 км^2	Север Липецкой, восток Тульской, юг Рязанской областей	ЦРГЦ, 1994	47,2

рических аномалий трубочного типа. Однако более чем за десять лет опробования девонских, меловых, палеогеновых и четвертичных толщ Павловского поднятия были обнаружены лишь единичные зерна собственно алмаза (на северо-востоке антеклизы И.Ф. Кашкаров и Ю.А. Полканов в конце 60-х гг. выделяли их сотнями). Налицо нелогичность и странность поисковой стратегии 90-х гг.: уже известные высокопродуктивные ореолы полезного компонента Липецкой области оставались без внимания, а все усилия прилагались к опоискованию новых, пока еще "пустых" площадей юго-востока. Из публикаций [10,85] мы знаем, что большинство из найденных за десятилетие поисков нескольких зерен алмаза Павловского поднятия оказались отмытыми из аллювия современных сухих ложков Россоховатого и Поддубного, делювио-пролювия с. Копанки. Все эти участки расположены в поле развития ледниковых и водноледниковых отложений раннеплейстоценового донского ледникового языка. Областью питания последнего были алмазоносные площади восточной Финляндии (в районах г.г. Каави и Куоппио известны десятки кимберлитовых тел рифея и раннего палеозоя), Архангельской провинции и прочие, считающиеся весьма перспективными на алмазы, территории российского Севера. Однако и местное происхождение алмазов из палеогена Павловского свода (участок Мамоновка), о которых сообщают С.Д. Черный и др. [85], вызывает настолько большое сомнение, что мы не сочли возможным их выносить на представляемую здесь Карту (приложение 1). И вот почему. На исследования в ЦАЛ Ботуобинской экспедиции из гравелитов базального горизонта палеогена этого участка была отправлена малообъемная проба 1 м^3, в которой встречены три практически неизношенных весовых алмаза-октаэдра, 25,4 мг; 17, 3 мг; 7,4 мг, все в классах -4+2 мм; -2+1 мм. При этом не обнаружено ни единого зерна меньшего размера. Но именно такие зерна и образуют алмазный фон в здешних конгломератах сумской свиты палеоцена. Об этом говорит наша находка подобного зерна в пробе объемом всего 0,2 м^3 у с. Михайловка-Ержовка на р.Татарке, т.е. в том же практически районе. Несомненно, указанные весовые алмазы попали в пробу из Мамоновки путем элементарного загрязнения. Прямым и неопровержимым подтверждением этого является *повторное опробование того же палеогенового разреза на том же участке объемом в 10 раз большим (10 м^3)*. В новой пробе, исследованной в той же ЦАЛ Ботуобинской экспедиции, оказалось 1 зерно пиропа алмазной ассоциации и – никаких алмазов [85 с. 440-441].

На юго-востоке структуры в 90-е гг. были выделены более сотни аномалий трубочного типа. Небольшая часть их была заверена бурением, не обнаружившим потенциально алмазоносных пород. Таким образом, поиски, проводимые в 90-е гг. на госбюджетные средства, не только не привели к решению основной геологической задачи – обнаружение коммерчески интересных коренных источников алмаза, – но и практически не дали новых материалов по алмазоносности. Самое

же печальное, что за это время здесь так и не была создана собственная регионального лабораторная база, приспособленная к работе с местным весьма тонким веществом базальных горизонтов (с создания нескольких таких баз в п. Кумачово Донецкой области, под Керчью и в Симферополе начиналось изучение алмазоносности Украины). Не было проведено и базовое рекогносцировочное равномерное опробование нижнемелового и палеогенового коллекторов, наиболее перспективных из-за широкой распространенности на большой части антеклизы.

Между тем огромная (540 тыс. км^2) территория Воронежской антеклизы и соответствующего ей Воронежского кристаллического массива заслуживает более глубокого и профессионального анализа. Для начала укажем на типичные просчеты в прогнозировании, допускаемые предшественниками из-за недостаточного знакомства с особенностями геологического развития территории. Так, при прогнозе позднедевонского кимберлитового магматизма (и даже трех его самостоятельных фаз, предъястребовской-раннеястребовской, предпетинской, "предмамонской" – "раннемамонской") на своде Воронежского поднятия, якобы столь похожего на Мирненское ЯАП, авторам прогноза [4] нужно было бы учесть, что нынешний его "приподнятый" облик никакого отношения к прогнозируемым продуктивным франским фазам не имеет. Он возник много позже, в *раннекаменноугольное* время (скорее в визе, чем в турне) после обрушения юго-западного склона девонской антеклизы. В раннем карбоне площадь бывшего франского свода с его лавовыми полями уменьшилась вдвое; юго-западная его половина ныне погребена под толщами C_{1-2} и никем на алмазы не опоисковывалась. Само Павловское поднятие, с его участками Русская Журавка, Мамоновка, Осетровка – *структура скорее неотектоническая*, – расположено в пределах раннепротерозойского подвижного пояса, обрамляющего с востока Россошанский срединный массив, и имеющего возраст консолидации всего 2,3-2,1 млрд. лет. В связи с этим любопытно, что даже современную повышенную сейсмическую активность "Воронежско-Липецкой зоны активизации" некоторые авторы склонны считать одним из "основных критериев алмазоносности" [10]. Однако эмпирическим, хотя и не абсолютным, фактом является связь коренных алмазных месторождений с наиболее древними, консолидированными, *обычно малосейсмичными* участками земной коры [40]. "Павловское поднятие", в терминологии A.J. Janse et P.A. Sheachan [91], всего лишь "протон", площадь, где могут быть встречены только лампроиты, но никак не кимберлиты. Отчего тогда его при поисках десять лет предпочитали соседнему, по той же терминологии, Россошанскому "архону", фундамент которого (обоянская серия A_1ob) имеет возраст около 3,0-3,5 млрд. лет и подходит в качестве вместилища всех типов алмазоносных магматитов? Другой серьезнейшей методической ошибкой алмазопоисковых работ 90-х гг., о которой мы уже упоминали, но подробней еще остановимся ниже, был массовый пробоотбор из водноледниковых толщ fQ_1ds, областью питания которых были алмазоносные территории Европейского Севера.

9.2. Магматиты фанерозоя и их прогнозное значение

Открытие в 60-е и 70-е гг. прошлого века обширных полей развития базальтоидов на юго-востоке Воронежской антеклизы было одним из важнейших достижений геологической службы региона. Выявлено, что становление тел этих магматитов происходило в течение трех временных интервалов франского века позднего девона: ястребовского (ранний фран), петинского (средний фран) и евлановско-ливенского (поздний фран) времени.

9.2.1. Вулканиты ястребовского времени (D_3js)

Наиболее ранним оказался взрывной щелочно-базальтоидный вулканизм ястребовского времени. Признаки его (туфы и туффиты) начинают разрез франа на площади более трех тысяч км^2. Мощность туфогенных пород меняется от первых десятков см до 7 м. Вулканические аппараты до сих пор не обнаружены. Исследователей всегда привлекала высокая титаноносность ястребовских вулканогенных толщ, связанная с обогащением их ильменитом.

Петрографический состав, фациальная принадлежность, рудоносность ястребовских образований подробно и полно описана в диссертации В.А. Канцерова [23], отчего нет нужды приводить ее здесь. Но В.А. Канцерова и И.Н. Быкова, помимо титаноносности, весьма занимало и прогнозное значение на алмазы ястребовских туффитов. В течение пятнадцати лет ими были просмотрены сотни проб из скважин и Павловского карьера (единственного объекта, где туффиты обнажены и доступны непосредственным наблюдениям). Эти авторы отметили присутствие среди минералов тяжелой фракции пикроильменита; ими же в одном случае было встречено зерно альмандин-

пиропа [24]. Они рассматривали ястребовский магматизм, источники которого находились на глубинах алмазоносной мантии (около 200 км), как вероятное сопровождение магматизма кимберлитового, вещество которого могло использовать те же разрывные структуры для проникновения к дневной поверхности. В самом деле, *дайки щелочных базальтоидов* часто *сопровождают* алмазоносные *кимберлиты* в Якутской алмазоносной провинции [51], встречаясь вместе с ними в пределах кимберлитовых полей. Однако известны и иные соотношения. А.Д. Харькив и др. [79] сообщили, что Архангельской алмазоносной провинции свойственна *концентрическая зональность базит-ультрабазитового* магматизма, в которой *щелочным базальтоидам* (кстати, по времени внедрения синхронным ястребовским) отведено место на *самой дальней периферии* алмазоносных площадей. И есть признаки того, что на юго-востоке антеклизы мы имеем дело с зональностью позднедевонского магматизма архангельского типа. На карте видно (см. рис. 7.2), что поля распространения щелочно-базальтоидных туфов действительно обрамляют вновь выделяемый Россошанский прогнозируемый кимберлитовый район, так как обнаруживаются и на восточной, и на северной (у г. Лиски) его периферии.

М.В. Михайлов и др. [41], рассмотрев минералогическую и геохимическую специфичность "пикроильменитов ястребовского типа", происходящих из описываемых туффитов, посчитали, что они не являются продуктами дезинтеграции кимберлитов (в противоположность "пикроильменитам осетровского типа"), и потому не должны рассматриваться в качестве индикаторных минералов алмаза.

9.2.2. Базальты петинского и евланово-ливенского времени (D_3pt, ev-lv)

Поля, сложенные покровами толеитовых базальтов известны на юго-востоке Воронежской антеклизы с 60-х гг. [45]. Общие площади эффузивов занимают более 1700 км^2, объем излившихся эффузивов – более 76 млн. м^3 [14]. Это одно из наиболее древних и самых крупных проявлений девонской трапповой формации на платформах Земли. Для сравнения отметим, что известные с XIX века одновозрастные эффузивы антон-тарамской свиты зоны сочленения Приазовского массива и Донбасса установлены только на 180 км^2. Распространение, химизм, происхождение южно-воронежских девонских траппов подробно описаны в монографии И.Н. Быкова [13] и поэтому здесь не рассматриваются. Однако отметим, что цитированный автор отметил весьма небольшую глубинность магматических очагов, локализованных в основании разреза коры (40-50 км).

Отмечаемая многими локализация полей в пределах зоны влияния Мигулинско-Новохоперского и других субмеридиональных глубинных разломов была в свое время важным аргументом оппонентов отнесения тел базальтов к формации плато; их полагали рифтогенными образованиями. Как бы то ни было, поражает идентичность тектонической и геодинамической ситуации двух разделенных Днепрово-Донецким авлакогеном тектоногенных пар: "Россошанский архейский срединный массив (жесткая глыба)" – "Доно-Медведицкий авлакоген (естественная восточная граница Воронежской антеклизы)" и "Приазовский архейский срединный массив (жесткая глыба)" – "Донецкий авлакоген (Донбасс)". В последнем случае с толеитовыми базальтами антон-тарамской свиты верхнего девона *пространственно* (не генетически!) ассоциировали не настоящие кимберлиты, но породы диатрем Петровской и Горняцкой, лишь с трудом в свое время отнесенные к кимберлитоподобным. Настоящие кимберлиты трубок Надія, Южная и др. оказались *на удалении* от полей толеитовых базальтов в пределах *архейского Приазовского массива.* То есть и здесь мы видим Архангельский тип зональности базит-ультрабазитового магматизма девона. Таким образом, сравнительно-тектонический анализ размещения магматитов девона на юге Русской платформы и в ААП рекомендует нам сместить наши поиски алмазоносных диатрем на юго-востоке Воронежской антеклизы в пределы Россошанского архейского массива, аналога Приазовского.

9.2.3. Косвенные признаки магматических проявлений последевонских эпох

Закрытость Воронежской антеклизы является серьезным препятствием для исследований ее геологического строения, в частности, магматизма. Однако есть все основания полагать, что в регионе проявились те же эпохи, что и в намного лучше обнаженной зоне сочленения Донбасса и Приазовского массива. В последнем, а также в соседнем кряже Карпинского, помимо девонских, как известно, обнаружены магматиты [88]:

1 – нижнекаменноугольные Покрово-Киреевского интрузивного щелочного комплекса в пределах Южно-Донбасского разлома (штоки и дайки ортоклазитов, нефелиновых сиенитов и базальтов с датами 330-300 млн. лет);
2 – нижнепермские южнодонбасского раннеорогенного интрузивного субщелочного комплекса Донецкого авлакогена (штоки, пластовые интрузии и дайки пород габбро-монцонит-сиенитовой формации с датами 290-270 млн. лет);
3 – сформировавшегося на рубеже ранней и поздней перми позднеорогенного андезит-трахиандезитового комплекса Донецкого авлакогена (штоки, лакколиты, дайки, силлы андезито-базальтов, андезитов, дацитов, трахиандезитов, трахидацитов с датами 240-230 млн. лет);
4 – сформировавшегося на рубеже триаса и юры Миусского лампрофирового комплекса (мончикиты, камптониты с датами 160 ± 12 млн. лет, развитые вдоль Миусско-Деркульского субмеридионального сдвига; батские андезитовые туфы Орельско-Донецкой седловины);
5 – дайки нижнемеловых дацитов кряжа Карпинского с датами 136 и 124-116 млн. лет;
6 – сформировавшиеся на рубеже раннего и позднего мела штоки плагиопорфиров с. Болдырево Ростовской области, с датами около 105 млн. лет;
7 – сформировавшегося на рубеже позднего мела и палеогена базальтового комплекса Северного Донбасса, с датами около 80 млн. лет [67].

Все больше появляется прямых и косвенных свидетельств того, что, по меньшей мере, некоторые из перечисленных эпох магматизма активно проявились в структуре Воронежской антеклизы. Перечислим следующие факты;

1. Р.В. Красненковым в скважине № 2 (г. Калач Воронежской области) была обнаружена сильно выветрелая *полевошпатовая порода* в кровле девонских отложений. В данном случае речь могла идти об обнаружении проявления щелочных пород (ортоклазитов), схожих с таковыми нижнекаменноугольного *Покрово-Киреевского комплекса* Южного Донбасса.
2. В.И. Скаржинским и др. [68] на южном склоне Воронежской антеклизы (граница со Старобельско-Миллеровской моноклиналью, 5 км к западу от с. Можнаковки Ново-Псковского района Луганской области, скв. 1751-Г) на глубине 846-850 м встречены щелочные эффузивы весьма переменчивого (от основных до кислых) состава с возрастом около 74 млн. лет (К-Ar, рубеж позднего мела и палеогена). В.И. Скаржинский с соавторами допустили, что скважиной вскрыта дайка, и что со временем здесь же среди каменноугольных и меловых толщ могут обнаружиться и верхнемеловые трубки взрыва.
3. На северо-восточном склоне антеклизы в псаммитах нижнемелового (аптского) коллектора встречены многочисленные свидетельства недавних мощных экслозий: неокатанные длиннопризматические цирконы, каплевидные выделения сульфидов (рассматриваются как псевдоморфозы по вулканическим стеклам), сами вулканические стекла. Здесь же обнаружены и обломки размерностью 0,7-8 мм ультраосновных брекчий [61]. Их количество, размерность, степень окатанности явно изменяются по площади, тяготея к вновь выделяемому Олымскому прогнозируемому лампроитовому району.

9.3. Методические решения, принятые при изучении алмазоносности

9.3.1. Глубинная геофизическая основа прогнозных построений

Приведенная в разделах 7.1 и 7.2 аргументация явилась причиной того, что свой объем опробования научная группа ВГУ разместила в пределах архейских Россошанского и Олымского срединных массивов [63]. Дополнительным основанием послужили также принципиально новые и важные выводы по глубинному строению региона, полученные Н.С. Афанасьевым и И.И. Кривцовым при ревизии геолого-геофизических материалов. Эти авторы убедительно показали существование под некоторыми из архейских ядер-архонов на разделе кора-мантия мощного промежуточного слоя. Последний, как правило, отсутствует под соседними подвижными поясами. Подобные особенности разреза земной коры логично связывать с существованием мантийных диапиров (протолитов, корней массивов), что имеет большое значение для распределения кимберлитовых полей. Таким образом, возникла возможность – нечастая для новых алмазоперспективных регионов, – построения Карты прогноза с учетом столь важного глубинного критерия оценки. Здесь мы должны отдать должное специалистам кафедры геофизики ВГУ (А.П. Тарков, А.И. Дубянский, В.А. Самойлюк, Н.С. Афанасьев и др.), за десятилетия упорного труда превра-

тившим площадь антеклизы в одну из наиболее изученных в СНГ. На Карте прогноза мы поместили все их 11 профилей ГСЗ 70-80-х гг. прошлого века, а также последние профили треста "Уралгеофизика" [43].

9.3.2. Отказ от использования в прогнозных построениях четвертичного коллектора

Были приняты следующие методические решения: 1 – опробованию подвергаются только базальные горизонты *крупных* осадочных ритмов. Нижнечетвертичные водноледниковые отложения местной области покровного оледенения, не смотря на их доступность и привлекательный петрографический состав, исследованию не подлежат. Только таким путем можно добиться доверия к получаемым материалам; 2 – обследование и опробование смещается на площади архейских ядер, Россошанского и Олымского массивов; 3 – обработку проб, выделение полезного компонента и высокобарических минералов следует вернуть в ИМР, где имеются эффективные технологии работы с тонким веществом Воронежского типа (-0,5+0,1 мм). Необходимо сознавать, что основная зернистая часть отложений даже базальных горизонтов региона как раз и принадлежит названному классу, причем доля его может достигать 97,2 вес. %. Но есть и еще один важный аспект. Возвращение к эффективным технологиям работы с местным веществом конца 60-х гг. делает вновь получаемые материалы сопоставимыми, обеспечивает преемственность поисков; 4 – качественная интерпретация минералогических материалов по распределению алмаза и ВБМ в осадочном чехле для последовательного приближения к коренным источникам невозможна без использования нового поколения фациальных карт основных коллекторов, учитывающих изменчивость петрографического состава на уровне микрофаций. И комплекс таких карт масштабов 1:200 000 – 500 000 был в Институте геологии ВГУ был специально подготовлен и использован в прогнозных построениях.

Важной в методическом отношении была предпринятая в 2001 г. попытка выяснения преемственности минералогического состава тяжелой фракции основных промежуточных коллекторов антеклизы. Для этого проведено детальное изучение уникального объекта – комплекса обнажений мамонской толщи D_3fr_2-fm, сеноманского яруса и водноледниковых fQ_1ds на правобережье Дона в районе с. Осетровка. Породы всех этих разновозрастных стратиграфических уровней примерно одинаковы по петрографическому составу (песчано-гравийно-галечниковые), что делало полученные результаты вполне сравнимыми. В результате минералогического анализа была установлена высокая преемственность минералогических ассоциаций сеноманской и девонской частей разреза, что связано с единством источника питания соответствующих бассейнов. Флювиогляциальные пески донского оледенения оказались насыщенными чуждым, дальнеприносным веществом, поступившем с алмазоносного севера Восточно-Европейской платформы (гранаты, сиреневые цирконы, крупные идиоморфные кристаллы ильменитов и пикроильменитов, отличные по ряду признаков от девонских и сеноманских, кремни с подмосковной фауной и т.д.). Исследование подтвердило предположение о невозможности использования в алмазопоисковых целях ледниковых и постледниковых четвертичных отложений. Информация о находках алмазов и индикаторных минералов прошлых лет по этой причине в прогнозных построениях не учитывалась, и на Карту прогноза не выносилась.

9.3.3. Принципы пробоотбора, экстракции алмаза и индикаторных минералов

Уже первые два года (2000 г. и 2001 г.) использования заявленных методических решений привели к обнаружению двух важных и неизвестных ранее групп фактов: 1 – алмазы и ВБМ в осадочном чехле распространены значительно шире чем считали ранее. Алмазоносными оказались не только мелководно-морские толщи (на северо-востоке – титан-циркониевые россыпи, на юге – основание палеогенового разреза). Зерна полезного компонента были впервые открыты в субконтинентальных прибрежно-морских аптских песках Олымского массива (местонахождения Захаровка, Кудеяровка, Колыбелка). При этом в северо-восточном районе антеклизы, где И.Ф. Кашкаровым и Ю.А. Полкановым отмечалось отсутствие в пробах с местными алмазами индикаторных минералов, были впервые такие минералы установлены. Ими оказались сопровождавшие зерна алмаза в аптских песках с. Колыбелка Липецкой области крупные неокатанные зерна пикроильменита в перовскитовой оболочке (А.И. Чашка, письменное сообщение), отдельные знаки пиропов, хромдиопсида, хромшпинелидов. Для юго-восточного района антеклизы установлено обогащение комплекса ВБМ в восточном направлении от линии Павловск-Осетровка за счет

появления в шлихах совместно с пиропом значительного количества нестойких хромдиопсида, оливина, а также хромшпинелидов. Судя по фациальным картам альба, для которого установлен этот минералогический эффект, коренные источники расположены в пределах альбской области сноса, т.е. на Россошанском массиве ("архоне"); 2 – в северо-восточном районе встречено значительное количество минералогических свидетельств вулканических эксплозий (МСВЭ), которые по сохранности материала считаются мезозойскими (раннеюрскими-раннемеловыми?). Сюда относятся длиннопризматические цирконы Слободки на р. Птань (апт на севере Липецкой области), псевдоморфозы сульфидов по вулканическим стеклам (характерные булавообразные формы сгоревшей спички), каплеобразные шарики магнетитовые и самородного железа и т.д. На данном этапе пока невозможно оценить, как эти находки соотносятся с прогнозируемыми на Олымском массиве телами алмазоносных лампроитов, происходят ли минералы из кратерных фаций, но каждая такая находка, нанесенная на фациальную карту сужает район поисков вулканитов.

В это связи большой поисковый интерес представляет сама возможность использования витрокластического материала, рассеянного в осадочных толщах для прогнозных целей. Определенный опыт в этом деле уже накоплен для северных регионов Европейской России. Так, Б.А. Мальков, Е.Б. Холопова [35] сообщили об обнаружении кимберлитовых стекол в плиоценовых отложениях Немской возвышенности Южного Тимана (скв. н-93), что позволило предположить существование там кайнозойских (?) кимберлитовых диатрем. Таким образом, можно говорить о постепенном формулировании теоретических основ нового витрологического метода поисков взрывных алмазоносных магматитов. Привлекательность его для закрытых районов Восточно-Европейской платформы велика. В условиях слабой обнаженности основных коллекторов, и как следствие, больших затрат, связанных с отбором и обогащением преимущественно тонких местных отложений, выделение, попутное изучение не только ВБМ, но неизмеримо более распространенных минералогических признаков эксплозий (стекол, в т.ч. кимберлитовых), вовлечение в алмазопоисковый процесс не только тяжелой, но и легкой фракции могло бы стать источником принципиально нового материала для прогноза. Тем более важен витрологический метод при исследовании континентальных толщ (аллювиальных, озерных, элювиальных), столь широко представленных на локальных поднятиях Воронежской антеклизы. Критериями приближения к коренным источникам эксплозий могли бы стать постепенное увеличение содержаний стекол и МСВЭ в осадочных толщах, степень окатанности их частиц, размерность. Предвидятся для нового метода и определенные сложности в интерпретации получаемых данных. Дело в том, что в разрезах осадочных толщ установлены и изучаются около века признаки палеопеплопадов, последствия катастрофических вулканических выбросов вулканов Италии и Карпат. Так, в байчуровское время *раннего миоцена* (20 млн. лет назад) толщи *риолитовой тефры* в некоторых местах на северо-востоке антеклизы достигли мощности в один м. Источником считают Флегрейские поля близ Неаполя. Следующий катастрофический выброс карпатской *трахитовой тефры* имел место в *позднем плейстоцене*, 38 тысяч лет назад. Мощность чистых пеплов верхнего плейстоцена в линзах доходит до 1 м (Г.В. Холмовой, письменное сообщение). Вероятно, подобные эпизоды могли иметь место и в мезозое, хотя сведений об этом не существует. Но мы должны учесть, что размеры дальнеприносных частиц ничтожно малы, около 10 мкм. Они могут образовывать в некоторых случаях фон, который при определении положения эруптивных центров можно будет не учитывать. В то же время стекла местного происхождения на порядок крупнее и не способны к переносу на большие расстояния. Имеются первые указания ведущих геологов региона (В.А. Лючкин, В.Н. Бурыкин) об обнаружении подобных объектов в меловых породах на юго-западе Липецкой области и в апте бассейна р. Кшень, Курская область. Хорошо видно, они укладываются в предполагаемый ореол распространения высокобарических минералов и алмаза в *прибрежно-морских* фациях, что является заметным приближением к коренным источникам (ранее все находки алмаза были сделаны в *мелководно-морских* фациях). Таким образом, при прогнозных построениях целесообразно учитывать лишь те признаки эксплозий, которые можно определенно связать с *местным* вулканизмом. Дальнеприносные тонкие пеплы миоцена и квартера (в отличие от меловых) прогнозного значения не имеют, и их местонахождения на Карту не выносились.

9.4. Перспективность отдельных площадей Воронежской антеклизы на карте прогноза коренной алмазоносности

Одним из постулатов любого специального картографирования (и составление Карты прогноза алмазоносности, в том числе) является использование цветовой гаммы для отображения основной содержательной темы предпринятой работы. Очевидно, для Карты прогноза алмазоносности такой темой, окончательным продуктом, может быть только сравнительная оценка перспективности отдельных площадей региона на коренные месторождения полезного компонента. Оценке перспектив посвящен пятый блок условных обозначений (см. рис. 7.1). Прочие важные критерии перспективности, естественным образом подводящие к выводам пятого блока, изложены в блоках 1-4, которые включают:

1 – геолого-геофизические предпосылки;
2 – результаты изучения промежуточных коллекторов;
3 – районирование территории с выделением площадей, перспективных на обнаружение алмазоносных магматитов разных эпох (по сохранности мощных кор выветривания): среднепалеозойской (поздний девон) и мезозойской;
4 – особенности геологического строения, влияющие на размещение алмазоносных магматитов (выделение площадей с различным возрастом кратонизации фундамента, развития девонских вулканитов и т.д.).

9.4.1. Геолого-геофизические критерии оценки

К таковым относятся: присутствие в разрезе на разделе кора-мантия промежуточного слоя; глубинные разломы, деформирующие, по данным ГСЗ, кровлю мантии. Все они учтены а прогнозных построениях.

Площади развития промежуточного слоя "кора-мантия" традиционно рассматриваются как перспективные на месторождения, генетически связанные с мантийным диапиризмом. Выделены они в пределах Воронежской антеклизы с использованием глубинной сейсмоплотностной модели в ее объемном варианте (авторы модели Н.С. Афанасьев и И.И. Кривцов). Впервые выделяемый промежуточный слой характеризуется как сложно построенная, достаточно мощная переходная коромантийная зона. За ее счет происходит возрастание мощности коры до 60-70 км. Подобные площади нередко сложены наиболее древними породами обоянской серии A_1ob, отличаются слабым проявлением процессов тектоно-магматической активизации, выраженной тенденцией оказываться областями размыва в этапы осадконакопления. Площади эти отвечают доминирующим представлениям о тяготении алмазоносных магматитов к участкам развития наиболее мощной архейской (древнее 2,5 млрд. лет) коры. Имеются веские основания (фациальный анализ) считать, что именно в их пределах локализованы коренные источники алмаза и его генетических спутников, выявленных в осадочных породах. В этой связи в составе Воронежского массива на Южно-Русской субпровинции выделяются три площади развития промежуточного слоя, считающиеся перспективными: Олымско-Россошанская, Льговская, Южно-Липецкая. Им противостоит ряд площадей пониженной перспективности, где подобного слоя при нынешней степени изученности не встречено.

Глубинные разломы, подтвержденные геофизическими данными. На профилях зафиксирован целый ряд нарушений сплошности поверхностей М и К, принадлежащих четырем основным типам (охарактеризованы совместно с А.И. Дубянским): 1 – разломы со значительной амплитудой вертикальных перемещений, фиксированных смещениями не только поверхности М, но и, однотипно, коровой. Это Новооскольско-Воронцовский, Рыльско-Стегаловский, Шаблыкинско-Фатежский, Россошинско-Киселевский разломы; 2 – разломы, выраженные широкими зонами нарушений сплошности поверхностей М и К (Новосолдатско-Коблинский); 3 – разломы-широкие зоны, интенсивно приподнятые над средним положением поверхностей М и К. От предыдущей группы разрывов их отличает то, что над рельефом М и К выступает, либо образует желоб сама зона разрыва, т.е. нет смещения блоков вдоль указанной линии (Кодинцовский,Брасовский разломы); 4 – разломы с инверсионным положением разделов М и К в пределах их зон, т.е. поднятиям по поверхности М отвечает погружение по К (Банинский разлом) или погружению по М отвечает поднятие по коровому разделу (Алексеевско-Жиляевский разлом).

Лучше всего в геологическом строении и морфологии дневной поверхности выражены разломы первой группы. Так, Новооскольско-Воронцовский, разделяет Северо-Восточную синкли-

норную и Курскую антиклинорную зоны КМА. Находит он отражение и в петрографическом составе пород осадочного чехла: распространение доряжско-доморсовских кор выветривания, граница размыва верхнещигровских и валанжинских отложений, положение областей с разными режимами осадконакопления в аптский, альбский, коньякский века, палеогеновый период. Все перечисленное – особенности северо-западного фланга тектонического нарушения, но известны проявления автивности и юго-восточного фланга: наличие там желоба с уменьшенными мощностями средне- и верхнедевонских отложений, своеобразные коры выветривания, положение границ размыва отложений визейских, оксфордских, байосских, барремских, фаций сеноманских, сенонских. Большая протяженность разрывов первой группы, до 300 км, объясняет определенные самостоятельность, своеобразие, разновременность активизации их отдельных фрагментов.

Разломы второй группы выражены в строении фундамента и осадочной толщи хуже. Для Новооскольско-Коблинского разлома только на фациальной карте сантона наблюдается совпадение с ним границы фаций, обусловленной большей активностью северо-восточного блока. Для последнего, кроме того, фиксируются отсутствие домосоловской коры выветривания, а также размыв аптских отложений; линия, ограничивающая площадь их развития, совпадает с дизъюнктивом. К этой же группе несколько условно отнесен Платавско-Варваринский разлом, имеющий поднятый по М на 1,5 км западный блок, но практически не выраженный в осадочном чехле. С большой осторожностью можно приписать его активности в фанерозое размыв отложений чехла вдоль западного ограничения долины Дона. Скорее всего, мы имеем здесь дело с "молодым" субмеридиональным разрывом иной ориентировки нежели Платавско-Варварьинский разлом. Разломы второй группы можно считать относительно малоактивными в фанерозое.

Разломы третьей группы Кодинцовский и Брасовский ограничивают срединные массивы (Россошанский и Курско-Карачевский соответственно) со сторон, наиболее удаленных от весьма активных в фанерозое Доно-Медведицкого и Оршанского прогибов. Можно допустить, что наблюдаемые поднятия поверхности М в пределах зон (1,5-2,0 км у Кодинцовского, 3-4 км у Брасовского разрывов) обусловлены деформацией границы "гранитного" слоя позади "пятящегося" массива вследствие "раздвигания" бортов соответствующих авлакогенов. В осадочном чехле такие разломы выражены плохо. И все же отметим, что в келловейский век Кодинцовский разлом разделял область суши и акваторию, где накапливались лагунные отложения. Он проявлялся в течение всего юрского периода. Прибрежные участки морского бассейна, в пределах которых накапливались более крупнозернистые осадки сеноманского яруса, верхнего палеогена, граничат вдоль разлома с фациями больших глубин.

Сведения об активности Брасовского разлома существуют лишь в материалах, характеризующих осадочный процесс в келловее и более позднее время. Анализ авторских фациальных карт нового поколения показал, что движения по разломам были знакопеременными. Поднятия небольших амплитуд доминировали в северо-восточном крыле в келловее, в доальбское, альбское и туронское время преобладали опускания. В частности, в туронский век разлом контролировал положение площадей с разными гидродинамическими режимами осадконакопления. В целом, в меловом периоде более активным был юго-восточный блок. Интересно, что к разломам третьей группы нередко приурочены долины современных водотоков.

Разломы четвертой группы сложно интерпретируются. Вдоль Банинского разлома, на участке от с. Бутурлиновка до устья р. Подгорной, по данным ГСЗ, фиксируется зона растяжения с уменьшенной мощностью земной коры и увеличенной мощностью "гранитного" слоя. К разлому тяготеют поля развития франских платоэффузивов, граница фаций сеномана. Можно предположить, в сеноманский век более активным был воздымавшийся западный блок. Разлом этот явно субвертикальный: линии изменения мощностей "базальтового", "гранитного" слоев, смены фаций и т.д. явно наследуются (совпадают), телескопируюся.

Все эти разломы указаны на Карте прогноза (приложение 1), как материал явно представляющий значительный интерес в связи со стоящей перед нами задачей поиска коренных месторождений алмаза: известно, в конце концов, все кимберлитовые поля Мира оказываются контролируемыми подобными линейными структурами. Тем не менее, авторам отчета близка и понятна мысль В.А. Милашева [39]: пока подобные поля в конкретном регионе не будут открыты, говорить о рудоконтролирующей роли отдельных глубинных разломов не приходится. Подлинное поисковое значение, указанных на карте глубинных дизъюнктивов, пока не совсем ясно. Оно будет

уточняться в процессе дальнейшего опробования. Представляется наиболее вероятным, что искомый кимберлитоконтролирующий разлом все же окажется одним из уже отображенных на карте.

9.4.2. Минералогические критерии оценки площадей – результаты изучения алмазоносности промежуточных коллекторов

При оценке алмазоносности использованы результаты анализа 33 собственных проб объемом 0,2-10 м^3, характеризующих преимущественно нижнемеловой коллектор северо-восточного склона (Липецкая область) и палеогеновый коллектор (основание разреза палеогена) юго-восточного склона (Воронежская область). Все пробы анализировались в одной лаборатории – ИМРа (А.И. Чашка, Ю.А. Полканов, К.Е. Рыков, А.Д. Юрьева [84]), что не только делает минералогические анализы сравнимыми, но и сохраняет преемственность поискового процесса (первые алмазы в регионе открыты ИМРом в 1969 г. [27]). Пробы прочих организаций, изучавших алмазоносность в 1990-е гг., характеризуют лишь ограниченные площади юго-востока Воронежской области, и часто отбирались из четвертичных толщ и вызывают претензии, сформулированные выше. При картографировании результатов анализов использованы условные обозначения и рекомендации В.И. Ваганова.

Конечно, 33 пробы не могли охарактеризовать алмазоносность осадочного чехла *всей* площади Воронежской антеклизы (более 200 тыс. км^2), поэтому опробование концентрировалось вдоль сравнительно узкой субмеридиональной зоны Россошанского и Олымского архейских массивов, с одной стороны, и их сочленения с восточным нижнепротерозойским подвижным поясом, с другой. Минералогические алмазопоисковые работы в пределах западной половины Воронежской антеклизы (Курская магнитная аномалия) все еще ждут своего часа.

В пределах опоискованной полосы на Карте отчетливо выделились два шлиховых ореола рассеяния, внутренняя "минералогическая" зональность которых чрезвычайно интересна.

Северо-восточный ("Липецкий") ореол указан в пределах большой части Липецкой области. Выделен он при изучении аптских псаммитов. В реальности ореол может быть еще шире: в 60-е гг. 17 зерен алмаза были обнаружены И.Ф. Кашкаровым и Ю.А. Полкановым в тонких песках сеноманского титан-циркониевого Центрального месторождения Тамбовской области. На карте эта точка указана. Удаленность ее от поля развития основного аптского алмазоносного коллектора, принадлежность к более высокому стратиграфическому уровню, вот основания для невключения Центрального месторождения в общий контур распространения алмазов в меловых толщах северо-востока региона. Здесь мы не стали без должных оснований нарушать региональную традицию: геологи ЦРГЦ [18] считали алмазоносность Центрального месторождения одним из важных признаков существования в пределах Тамбовской области самостоятельного Тамбовского прогнозируемого кимберлитового района, никак не связанного с Кимовским (Липецким) ПКР.

Особенностью северо-восточного ореола алмаза являлось, как это отметили И.Ф. Кашкаров и Ю.А. Полканов [26], отсутствие индикаторных минералов. И в самом деле, при промывке ими 900 кг аптских псаммитов Волчинской россыпи с содержанием тяжелой фракции 21,6 % весьма однообразного грансостава (класс -0,315+0,063 % составлял 96,8 %) ими были извлечены 241 зерно алмаза и – ни одного зерна пиропа, хромдиопсида и пр. Подобное можно связать как с полным отсутствием подобных минералов в коренных источниках, так и со спецификой их переноса и захоронения. Второй вариант представляется предпочтительным: даже в типичных лампроитах и породах типа "кимберлит-лампроит" определенное, хотя и невысокое (иногда единичные зерна), содержание подобных минералов есть всегда. Сама Волчинская алмазоносная россыпь сформировалась в мелководно-морских условиях при определяющем влиянии подводных течений, активно влиявших не только на обогащение осадков тяжелой фракцией, но и на истирание минеральных частиц. Об этом говорит и отсутствие пиропов во вновь открытом алмазопроявлении Лев Толстой, аналогичном по генезису Волчинской россыпи. По мере смещения опробования к З и ЮЗ в прибрежно-морскую зону аптского моря, приближения к коренным источникам, единичные зерна ВБМ стали фиксироваться вместе с алмазом. Больше всего их оказалось в проявлении Кудияровка-2 (Измалковский район), где проба 2 массой 2060 кг, помимо зерна алмаза, содержала (зерен): пиропа – 1, хромдиопсида – 2, хромшпинели – 4, пикроильменита – 15.

Юго-восточный ("Россошанский") ореол минералов-индикаторов алмаза занимает большую часть одноименного срединного массива и прилегающих с востока площадей. Пиропы, пикроильмениты, хромдиопсиды, хромшпинель здесь обнаружены в породах нижнемелового (альбского)

коллектора и в основании разреза палеогена. В альбский век площадь Россошанского массива была областью сноса. Вынесенные отсюда пиропы, хромшпинелиды и т.д. обнаружены на периферических площадях, в отложениях Лебединского карьера и с. Верхнетурово. Особенностью палеогенового коллектора (базального горизонта палеогена) является его приуроченность к *разным* стратиграфическим уровням на лево- и правобережье р. Дон. Разрез палеогена левобережной Калачской возвышенности начинает сумская свита *верхнего палеоцена.* Самые древние отложения палеогена правобережной Среднерусской возвышенности (Белогорье и Дивногорье) относятся к более молодой бучакской свите *среднего эоцена.* Из этого видно, что Россошанский срединный массив в первой половине палеогена еще около 10 млн. лет продолжал оставаться областью сноса, откуда в пределы акватории к востоку сносились индикаторные минералы, фиксировавшиеся в отложениях P_1s. Выше ту же тенденцию Россошанского срединного массива сохранять высокое положение в этапы осадконакопления мы отметили и для альба. Таким образом, выделенный на Карте прогноза шлиховой ореол пиропов алмазной ассоциации гетерохронен в разных частях. Сначала, в сумское время, образовалось местонахождение пиропов у с. Мамоновки, о котором сообщили С.Д. Черный и др. [86], а затем, в среднем эоцене, когда море заняло Россошанский массив, аналогичные пиропы предположительно из того же источника на Россошанском массиве попали в морские осадки Жилино-Поддубного и Кривоносово. Это предположение подтверждается и пополнением списка минералов алмазной ассоциации проявления Кривоносово хромшпинелью, подтвержденной микрозондированием.

9.4.3. Вероятные ареалы проявления алмазоносного магматизма разных эпох (по сохранности соответствующих мощных кор выветривания)

В работе [59] были обоснованы представления о восьми существовавших в неогее эпохах мощного корообразования и кимберлитового магматизма, имевших планетарное значение. Одним из выводов был: по сохранности в разрезе и по площади мощных кор можно объективно судить о вероятности обнаружения алмазоносных магматитов соответствующей эпохи. В свою очередь, размывы, ведущие к уничтожению уровней мощных кор, неминуемо ведут к уничтожению вещества диатрем (если они, конечно, существовали в регионе).

Большая часть Воронежской антеклизы пережила два временных интервала, колоссальных по длительности высокого стояния и размыва. Первый продолжался около 1,4 млрд. лет (смородинское время PR_1 – ранний девон D_1e). В течение его должны были быть уничтожены диатремы рифейского и раннепалеозойского этапов. Второй крупный интервал длился не менее 120 млн. лет (C_3-J_1, 300-175 млн. лет назад). В это время были полностью размыты отложения палеозоя на своде структуры, в полосе длиной около 250 км при ширине 40-50 км. Сохранности гипотетических верхнедевонских диатрем это не способствовало, но вне полосы размыва благоприятные условия все-таки существовали, делая обнаружение верхнедевонских алмазоносных диатрем делом вероятным (особенно на юго-востоке региона). Все это подтверждает гипотезу, высказываемую многими [4,9] о перспективности Воронежской антеклизы на верхнедевонские алмазоносные магматиты.

Позднетриасовая-раннеюрская эпоха мощного корообразования оставила многочисленные следы на территории всей антеклизы, но особенно значительны ее проявления на северо-востоке, в Липецкой области. Там с нею связывают месторождения известных остаточных железных руд на карбонатных породах девона. Прекрасная сохранность своеобразной коры выветривания, пространственное совпадение с площадями ее распространения ореола алмазов и кимберлитоподобных пород делают открытие "среднемезозойских" алмазоносных магматитов здесь весьма вероятным.

9.4.4. Особенности геологического строения региона, влиявшие на локализацию алмазоносных магматитов

На Карте прогноза при оценке перспектив отдельных площадей учтены наиболее общие их особенности, отличия в строении фундамента и осадочного чехла.

Гетерогенность фундамента – "архоны" и "протоны". Геологическим сообществом признается справедливость "правила Клиффорда", связавшего коренную алмазоносность с участками древних платформ, возраст кратонизации фундамента которых превышает 1,5 млрд. лет. A.J.A. Janse et P.A. Sheahan [91] показали неприменимость этого "правила" к лампроитам. Эти ав-

торы различали по возрасту кратонизации "архоны" (древнее 2,5 млрд. лет), "протоны" (2,5-1,6 млрд. лет), "тектоны" (моложе 1,5 млрд. лет). Первые перспективны на все типы алмазоносных магматитов, включая классические кимберлиты, вторые – только на лампроиты, третьи таких магматитов не содержат.

Фундамент Воронежской антеклизы прелставляет собой чередование "архонов" и "протонов". Восточная часть ("Хоперский мегаблок") может рассматриваться как раннепрототерозойская протомиогеосинклинальная область, консолидировавшаяся в позднем карелии (около 2,1 млрд. лет назад). Вдоль близмеридиональной Лосевской шовной зоны Хоперский "протон" граничит с полосой "архонов" – Россошанским, Касторенским, Олымским срединными массивами. Последние сложены преимущественно плагиогнейсами ("серыми гнейсами") обоянской серии нижнего архея (возраст кратонизации более 3,0 млрд. лет). Западный блок фундамента – "мегаблок КМА", – также образован мощной (7-15 км, по А.Д. Ножкину, Е.М. Крестину [44]) толщей "серых гнейсов" обоянской серии нижнего архея. В его пределах выделяются близмеридиональные прнимущественно нижнепротерозойские гранит-зеленокаменные пояса (поля развития пород михайловской, курской, белгородской, оскольской серий) с возрастом консолидации 2,3-2,1 млрд. лет [42].

Вслед за A.J.A. Janse et P.A. Sheahan [91], мы предполагаем относительно большую перспективность обнаружения алмазоносных магматитов в пределах местных "архонов", не отрицая, тем не менее, вероятности открытия коммерчески значимых лампроитовых тел в гранит-зеленокаменных поясах КМА и Хоперском мегаблоке – "протонах".

Поля распространения девонских основных вулканогенных пород. Поля распространения девонских щелочно-базальтоидных туфов и покровов толеитовых базальтов – исключительная особенность юго-востока антеклизы [48]. Глубинное (около 200 км) положение очагов, генерировавших взрывной магматизм ястребовского времени начала франа, как полагают, осваивал полости глубинного разлома Лосевской шовной зоны и мог сопровождаться магматизмом кимберлитовым. Это и было главным основанием для концентрации алмазопоисковых работ 90-х годов прошлого века в пределах области распространения девонских эффузивов. Неуспешность этих исследований, скорее, свидетельствует в пользу противоположного мнения: высокая раздробленность этой части Хоперского мегаблока раннепротерозойской консолидации могла быть препятствием для формирования кимберлитовых трубок взрыва на поверхности. Иными словами, используя нашу терминологию [91], можно предположить, что юго-восток антеклизы был слишком ненадежной "крышкой автоклава", не способной обеспечить становление кимберлитовых диатрем. Тем не менее, на данном уровне изученности региона подобное альтернативное утверждение не может считаться твердо доказанным.

На карте показано положение предполагаемых вулканических аппаратов, активность которых в свое время определила положение покровов толеитовых базальтов девона, по [7]. Один из аппаратов среднего франа (петинское время) близ г. Новохоперск Воронежской области, названный Каменносадовским палеовулканом, вскрыт скв. 8485. Несколько сотен метров перебуренных туфов и туфобрекчий опробовались Придонской КГРЭ на алмазы, но полезный компонент не был обнаружен. Уникальная особенность юго-восточной части региона – ее поля девонских вулканитов остаются благоприятным прогнозным критерием, повышая общую перспективность соответствующих площадей.

Глубинные проницаемые зоны, ответственные за проявления в осадочный чехол мантийных флюидов, широко развиты на площадях, лежащих к востоку от Олымского и Россошанского срединного массивов. Установлена ртутоносность некоторых из них (присутствие в породах выделений ультратонкого золота с летучими), что может свидетельствовать о связи зон с верхней мантией. Прогнозное значение на алмазоносные лампроиты не вполне ясно.

9.4.5. Сравнительная, по комплексу признаков, перспективность отдельных площадей Воронежской антеклизы на коренные месторождения алмаза

Осуществить прогнозное районирование какой-либо обширной территории – это значит аргументировано сформулировать вероятность обнаружения в ее пределах искомого полезного ископаемого, построив иерархическую систему своих (по определению, всегда субъективных) предпочтений. Уменьшить долю субъективности такой системы можно единственным способом: используя при ее построении максимально полно известную геологическому сообществу информацию о регионе. При неполноте информации построения оказываются весьма уязвимыми. Для Во-

ронежской антеклизы иерархический ряд прогнозных площадей выстроили М.В.Михайлов и соавторы [41]. К Воронежской кимберлитовой области Южно-Русской субпровинции они отнесли Воронежскую антеклизу и Белорусское поднятие. Область делится на кимберлитовые районы Жлобинский, Минский и Воронежский, два из которых находятся в Белоруссии и, судя по [18] пространственно выходят к польской границе. Воронежский кимберлитовый район отождествляется этими авторами с "Воронежским сводовым поднятием диаметром около 300 км".

В чем крайняя уязвимость такого районирования? В том, что в состав "Воронежской области" включены площади платформы с огромными отличиями в глубинном строении, особенностях геологического разреза, в свою очередь, обусловленными совершенно иными событиями геологической истории неогея. Все это настолько существенно, что не может не сказаться на методах поисков месторождений алмазов, ради которых и осуществляется прогнозирование. В самом деле, Воронежская и Белорусская (а если быть совсем точным, Белорусско-Мазурская, с обширными выходами кристаллического фундамента в соседнем Мазурском воеводстве Польши) антеклизы *никогда* в неогее не были единой структурой, будучи разделенными рифейским Оршанским прогибом. Воронежская антеклиза – компактная тектоническая форма с рекордным по мощности для платформы "гранитным" слоем (30-35 км, по Н.С. Афанасьеву) и связанными с этим четкими и определенными границами – глубинными разломами. Ее юго-западная половина в раннем карбоне оказалась поглощенной Днепрово-Донецким авлакогеном. На Воронежской антеклизе практически нет отложений рифея и венда, широко развит верхнедевонский вулканизм, в том числе, траповый. Белорусско-Мазурская антеклиза, напротив, имеет очевидные ограничения лишь на юго-западе и юго-востоке (Припятский авлакоген и Оршанский прогиб), все остальные неясны и постепенны. Она практически нацело перекрыта мощными толщами рифея и венда, отложения которых отсутствуют на немногих небольших массивах. Максимум девонской трансгрессии здесь был в наровское время эйфеля (на Воронежской антеклизе в живете и фране). Еще больше отличий мы увидим, если станем сравнивать разрезы мезозоя и кайнозоя. Даже из этих немногих данных видно, что в Белоруссии можно ожидать, например, открытия рифейских алмазоносных диатрем, которые если и были когда-то на Воронежской антеклизе, то давно уничтожены эрозией (единственным исключением может быть район Унечского грабена на крайнем северо-западе). Таким образом, по нашему мнению, Воронежская прогнозируемая алмазоносная область должна отвечать только площади одноименной антеклизы.

Площади наиболее перспективные I очереди (прогнозируемые районы). В пределах Воронежской алмазоносной области на данном этапе намечаются два прогнозируемых района, *Олымский лампроитовый* на северо-восточном склоне и *Россошанский кимберлитовый,* на юго-востоке антеклизы. Они отнесены к перспективным площадям I очереди, так как выделены по полному набору благоприятных признаков, рассмотренных в блоках I-IV. Остальная территории разбита на площади различной перспективности, или II-V очереди. Полностью бесперспективных площадей в регионе нет – на настоящем начальном этапе неблагоразумно считать таковыми части Воронежской алмазоносной области, в пределах которых специализированных работ не велось. Охарактеризуем площади детальней.

Олымский прогнозируемый лампроитовый район (ОПЛР). Занимает большую часть одноименного архейского срединного массива на Донском правобережье, а также примыкающую часть нижнепротерозойского подвижного пояса (Липецкая область). Форма его "архейской" части достаточно сложная, напоминающая в плане бумеранг: в центре длинная ось круто меняет ориентировку с ССВ на СВ (отражает распространение нижнеархейского комплекса фундамента). В ССЗ направлении район вытянут на 180 км. Ширина его доходит до 90 км, а площадь составляет около 30 тыс. км^2. На востоке и юге района развит промежуточный слой "кора-мантия". С востока к наиболее перспективному, – собственно Олымскому, – сегменту примыкает Хлевенская площадь II категории перспективности, фундамент которой нижнепротерозойский (это обстоятельство и было определяющим при прогнозной классификации). Объединяют их в единый район общие контур распространения промежуточного слоя на разделе кора-мантия и ореол распространения алмаза в нижнемеловом коллекторе.

В аптских псаммитах отмечены зерна полезного компонента (проявления Кудияровка-2, Захаровка, Нижняя Колыбелка), на севере – неокатанные длиннопризматические цирконы проявления Слободка на р. Птань, на юге и западе – находки вулканических стекал в разновозрастных меловых отложениях, рассматриваемые как признаки мезозойских эксплозий. Из всей площади рай-

она по особенной выраженности признаков выделяется его юг, где между с.с. Захаровка и Нижняя Колыбелка намечается прогнозируемое лампроитовое поле, которое (по местному райцентру) может быть названо Хлевенским. Важными элементами выраженности являются первое появление в апте Нижней Колыбелки вместе с алмазом неокатанных крупных зерен пикроильменита в перовскитовой кайме, а также присутствие там же рекордного количества микрообломков (до 8 мм) кимберлитоподобных пород. Подобные результаты можно интерпретировать как реальное приближение к коренным источникам алмаза, бедным индикаторными минералами, что свойственно лампроитам или переходным породам типа кимберлит-лампроит, по терминологии А.Д. Харькива и др. [79]. Последние авторы полагают, что кимберлит-лампроитами являются алмазоносные магматиты северо-запада Австралии, Архангельской и Североиндийской субпровинций.

Россошанский прогнозируемый кимберлитовый район (РПКР). Вновь выделяемый район пространственно совпадает с архейским Россошанским срединным массивом и целиком расположен на правобережье р. Дон в пределах Воронежской области. Его протяженность с ССЗ на ЮЮВ составляет около 200 км, ширина – несколько меньше, около 90 км. Таким образом, площадь РПКР – 98 тыс. км^2. Не все границы района одинаково достоверны. Наиболее очевидно восточное ограничение, совпадающее с Лосевско-Мамонским глубинным разломом (разделяет собственно архейский массив и нижнепротерозойский подвижный пояс Хоперского мегаблока). Зона влияния этого разлома в последней стратиграфической схеме нижнего докембрия региона (2001 г.) именуется Лосевской шовной зоной. Северная граница проведена по глубинному разлому Репьевка-Лиски. Последний в фанерозое активно влиял на конфигурацию области осадконакопления. В частности, в альбский век он ограничивал с юга площадь развития морских отложений. Южный и западный рубежи в целом оконтуривают распространение промежуточного слоя "кора-мантия", приуроченной к полю развития пород нижнего архея.

К РПКР тяготеет шлиховой ореол различных индикаторных минералов алмаза, прежде всего, пиропов, хромшпинелидов, пикроильменитов, оливина, хромдиопсида. Часть находок связана с альбскими отложениями, источник сноса которых находился на архейском массиве, другая (среди нее пиропы и хромшпинелиды алмазной ассоциации из местонахождений Жилино-Поддубный и Кривоносово) – с базальным горизонтом палеогена (бучакская свита эоцена).

Перспективные площади II очереди. К ним на Карте прогноза отнесены части региона, сложенные породами нижнего архея пространственно тяготеющие к лучше изученным площадям I очереди. В их осадочном чехле известны, несмотря на отбор лишь единичных рекогносцировочных проб, находки индикаторных минералов. Таких площадей намечено четыре: обширная Орловско-Белгородская (I), Варваринская (II), Южно-Липецкая, или Дрязгинская (III), Хлевенская (IV).

На *Орловско-Белгородской площади* (I) в пробах объемом 1 м^3 № 11,12,13 в песках нижнемелового (аптского) коллектора обнаружены единичные зерна пиропа, оливина, значительное количество знаков хромдиопсида (до 16), пикроильменита (1-17).

С *Южно-Липецкой площадью* (II), занимающей изолированный выход нижнеархейских пород в поле развития нижнепротерозойских метаморфитов, связывают находку единичного слабо изношенного октаэдра алмаза (проба 5150, размерность около 1 мм), отмытого из песчаных отложений доледниковой ильинской свиты Липецкого городища (Q_1il). В этой же пробе были обнаружены оливин, хромшпинелиды, пикроильменит.

Варваринская площадь (III) – изолированный выход нижнеархейских пород в поле развития нижнепротерозойских метаморфитов, – наименее изучена и никогда не опробовалась на алмазы. Однако в пробе 5148, отобранной из основания палеоценового разреза близ ее западной границы, встречены пикроильменит и хромшпинелиды, предположительно снесенные с описываемой площади.

Хлевенскую площадь (IV) мы уже упоминали при характеристике Олымского прогнозируемого кимберлитового района (ОПКР). Ее объединяет с архейской частью последнего единые контуры распространения промежуточного слоя на разделе кора-мантия и шлиховой ореол рассеяния алмаза в нижнемеловом коллекторе, наличие в шлихах многочисленных обломков кимберлитоподобных пород. Есть все основания ожидать обнаружения здесь проявлений лампроитового магматизма.

Перспективные площади III-V очереди. Все отнесенные сюда сегменты Воронежской антеклизы объединяет единый признак: они расположены вне полей развития нижнеархейских пород с возрастом кратонизации более 3 млрд. лет.

К *перспективным III очереди* отнесены площади раннепротерозойских гранит-зеленокаменных поясов, в пределах которых глубинными геофизическими исследованиями обнаружено развитие переходного слоя кора-мантия. В этом их основная относительно большая привлекательность на обнаружение алмазоносных лампроитов, в отличие от прочих частей таких поясов. Намечены три площади III очереди (в скобках их № на Карте прогноза): Тамбовская (I), Новочеркутинская (II), Рыльская (III). Промежуточные коллекторы должным образом здесь не опробовались. Известны лишь старые материалы И.Ф. Кашкарова и Ю.А. Полканова, обнаруживших 17 зерен алмаза в тонких песках Центрального титан-циркониевого россыпного месторождения Тамбовской области.

К *перспективным IV очереди* принадлежат площади гранит-зеленокаменный поясов, в пределах которых открыты проявления девонского взрывного щелочно-базальтоидного магматизма. Здесь же в промежуточных коллекторах установлены единичные зерна алмаза и его индикаторных минералов. Пространственно эти площади примыкают с востока к вновь выделяемым Россошанскому и Олымского прогнозируемым районам.

Прочие площади гранит-зеленокаменных поясов на данном этапе остались пока неизученными. В их пределах практически не проводились глубинные геофизические исследования, почти не опробовались промежуточные коллекторы. Расположены они преимущественно в периферических частях Воронежской антеклизы, занимая Окско-Донскую равнину на СВ, части Средне-Русской возвышенности в пределах Брянской и Курской областей. Тем не менее, относительно древний возраст консолидации их фундамента (2,1-2,3 млрд. лет), присутствие зерен единичных зерен высокобарических минералов (зерно пиропа в пробе 7 из сеномана Полпинского месторождения Брянской области; зерна алмаза и других ВБМ в пробе 5171 в Новохоперском районе Воронежской области и т.д.) не позволяют отказаться полностью от их дальнейшего изучения, отнеся к *перспективным площадям V очереди.*

9.5. Выводы

Обнаружение в массовом количестве обломков кимберлитов, сопровождаемых фоидитовыми породами в нижнемеловом коллекторе на северо-восточном склоне Воронежской антеклизы, – еще один шаг в сторону превращения Воронежской прогнозируемой кимберлитовой области в регион с реальными коренными месторождениями драгоценного минерала. Из трех областей Юго-Западной субпровинции (Воронежская, Украинская, Белорусская) первая уже сейчас выглядит предпочтительней, что отражается в повышенном к ней внимании научных подразделений АК АЛРОСА. На УЩ и Белорусской антеклизе, несмотря на сорокалетние поиски, коренные источники алмаза так и не обнаружены; принадлежность ксенобрекчий Новоласпинского куста Покрово-Киревского поля Приазовского массива к кимберлитам аргументировано отрицается [38]. Нигде за пределами Воронежской антеклизы в Юго-Западной субпровинции нет и схожих с ее северо-восточным ореолом столь концентрированных россыпных проявлений алмаза.

Тем не менее, рассчитывать на скорый поисковый успех не приходится. Поиски коренных месторождений в регионе затруднены его высокой закрытостью, практически полным отсутствием естественных выходов базальных горизонтов наиболее привлекательных промежуточных коллекторов. Осложняет работу и то обстоятельство, что здесь приходится искать заведомо погребенные диатремы, в то время как в мировой практике освоению перспективных территорий неизменно предшествовали открытия алмазоносных тел, выходящих на дневную поверхность. Поэтому исследования в регионе должны включать:

1 – оценку алмазоносного потенциала отдельных регионов Восточно-Европейской платформы методами дистанционного зондирования в масштабе 1:1 000 000 (с детализацией наиболее перспективных участков в масштабе 1:200 000);

2 – прогнозирование коренной и россыпной алмазоносности Европейской части Российской Федерации путем составления набора специализированных карт и в первую очередь:

- структурно-тектонической карты Европейской части РФ на основе геофизических материалов;

– палеогеоморфологических карт основных эпох россыпеобразования на современную территорию Восточно-Европейской платформы;
– сводной Карты прогноза коренной и россыпной алмазоносности Европейской части РФ с выделением площадей, подлежащих опоискованию в первую, вторую и третью очередь.

Подобный подход представляются стратегическим, поскольку позволит оценить многие интереснейшие, давно известные алмазопоисковые объекты Воронежской антеклизы, на что прежде не хватало ни средств, ни воли государственных геологических организаций. Вторая причина еще более важна: надрегиональный характер планируемых НИР впервые позволяет произвести сбивку на общей структурной основе для юго-запада единой Восточно-Европейской платформы результатов многочисленных прогнозных построений, осуществленных в свое время разными ТГУ (Ростовским, ГУЦР, Поволжским) и РГЦ. Здесь имеются уже свои первые небольшие достижения, поставлены задачи теоретического и поискового планов. Перечислим их.

I. Теоретическая часть

1. Впервые на основе минералогических исследований доказана некорректность использования четвертичных толщ для алмазопоисковых целей (привнос большого количества ВБМ из северных источников). Для этого проведены детальные минералогические исследования на полигоне "Осетровка" Если минералогические ассоциации сеноманского и верхнедевонского коллекторов там оказываются связанными едиными источниками сноса, то местные водноледниковые толщи g, fgQ_1ds – основной объект опробования прочих организаций, – насыщены чуждыми для региона сиреневыми цирконами, специфическими неместными гранатами, ильменитами, частицами подмосковных кремней и т.д.
2. Комплексом новых геофизических, геологических, минералогических данных обоснована целесообразность смещения поисков коренных алмазоносных магматитов в области срединных массивов – Россошанского, Олымского и прочих, а также на площади изолированных выступов архейского основания на востоке региона (Южно-Липецкий, Варваринский). Было показано, что глубинная структура антеклизы вовсе не так однородна как полагали еще недавно. Под архейскими массивами расположен мощный промежуточный слой, который иногда можно связывать с "корнями" массивов, а иногда с присутствием протолита, мантийного диапира. Под подвижными поясами промежуточного слоя нет.
3. Успешно использован комплекс вновь построенных авторских фациальных карт нового поколения масштабов 1:200 000 – 500 000 (70 карт) для оконтуривания площадей вероятного нахождения алмазоносных магматитов, из которых происходят находки алмазов и их спутников.

II. Поисковая часть

1. Впервые выявлены ореолы рассеяния минералов-индикаторов вокруг Россошанского срединного массива, а также на самом массиве (в том числе, пиропы с содержанием $Cr_2O_3 > 10$ %);
2. Показана перспективность северо-востока Воронежской антеклизы на коренные источники алмаза лампроитового типа (без минералов-индикаторов), скорее всего, мезозойские, а юго-востока – на классические кимберлиты верхнего девона.
3. Выявлены несколько новых точек с алмазами в аптском коллекторе Олымского срединного массива Липецкой области. Все они приурочены к породам, сформировавшимся в прибрежно-морских условиях (прежние находки относились к псаммитам *мелководно-морской фации*), что можно рассматривать как определенное продвижение к коренным источникам алмазов.
4. Впервые обнаружены и минералогические свидетельства мезозойских эксплозий в осадочном чехле СВ антеклизы в Липецкой области в контуре крупнейшего в регионе россыпного ореола алмазов.

Целью дальнейших первоочередных исследований должно явиться распространение алмазопоисковых работ на всю территорию Воронежской антеклизы (200 000 км^2) для выявления площадей, перспективных на обнаружение коммерчески значимых месторождений полезного компонента. Для достижения этого целесообразно решить следующие задачи:

1 – развить сеть опробования промежуточных коллекторов (основание разреза палеогена, основание брянской серии альба-сеномана, основание апта), с акцентом на максимальное приближение к площадям архейских срединных массивов; объем рядовых рекогносцировочных проб -

1 м^3, проб детализационных (из разрезов, где уже обнаружены алмазы и пиропы алмазной ассоциации) – 10 м^3;

2 – наладить в регионе экстракцию алмаза и сопровождающих его высокобарических минералов (ВБМ) из проб (размерность от 0,1 мм и выше);

3 – продолжить минералогические и геохимические (в т.ч. микрозондовые) исследования уникальной вновь созданной коллекции алмаза, высокобарических минералов, обломков магматических пород, с выявлением их генетической принадлежности, типов коренных источников, дальности переноса;

4 – продолжить анализ фациальных ситуаций для местонахождений зерен алмаза и ВБМ в конкретных коллекторах, с использованием фациальных карт нового поколения; оконтуривание предполагаемых источников сноса;

5 – детализировать прогнозные построения – подготовка карты алмазоносности Воронежской антеклизы на глубинной тектонической основе в масштабе 1:200 000 с картами-врезками масштаба 1:50 000 для перспективных участков.

Только после выполнения первоочередных работ можно рассчитывать на привлекательность северо-востока Воронежской антеклизы для инвестиций в алмазопоисковое направление и успешную лицензионную кампанию, подобной той, что привела в Архангельской субпровинции к открытию первой частной алмазоносной трубки России – им. В. Гриба.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Данные, изложенные в настоящей монографии, отражают первый этап изучения алмазоносности Воронежской антеклизы, реализованной Воронежским госуниверситетом в сотрудничестве с ЯНИГП ЦНИГРИ компании АЛРОСА. Основные теоретические и практические результаты сводятся к следующему.

1 – впервые сформулирована новая теоретическая основа поисков коренных месторождений алмаза – смещение работ из протерозойских подвижных поясов, где поиски концентрировались более 30 лет, в районы архейских срединных массивов, Россошанского, Олымского и других;

2 – практическая реализация новой поисковой концепции не только привела к открытию новых россыпных проявлений алмаза и МСА, но и позволила объективно показать перспективы северо-востока региона (Липецкая область, вновь выделяемый Олымский ПКР) на алмазоносные кимберлиты-лампроиты архангельского типа, и юго-востока (Воронежская область, вновь выделяемый Россошанский ПКР) – на классические кимберлиты;

3 – вновь выполненная ревизия материалов ГСЗ и петрофизических позволила по-новому взглянуть на глубинную структуру Воронежской антеклизы. Впервые обоснованы представления о значительных неоднородностях рельефа М в регионе, выявлены площади с резким утолщением литосферы, отвечающие древним архейским ядрам. Некоторые из вновь выявленных масштабных объектов могут рассматриваться как мантийные диапиры, ответственные за продуцирование и локализацию алмазоносных магматитов;

4 – проведенный анализ геологической истории Воронежской антеклизы позволил выделить возможные эпохи кимберлитового магматизма, связанные с существенными тектоническими перестройками региона. К таким эпохам относятся позднерифейская, среднепалеозойская, позднетриасово-раннеюрская и раннемеловая. Наибольший интерес представляют среднпалеозойская, для которой известны трапповые базальты, и раннемловая, поскольку в нижнемеловых коллекторах имеются многочисленные мелкие алмазы, МСА и обломки кимберлитов и фондитов.

5 – впервые создана и обработана (описана, сфотографирована, изучена с применением сканирующего микроскопа, рентгеновского микрозонда) коллекция алмазов и МСА антеклизы, в том числе уникальные материалы Ю.А. Полканова начала 60-х гг. Из заключения известного специалиста ЯНИГП АЛРОСА В.И. Коптиля следует, что на северо-востоке антеклизы можно ожидать открытие коренных источников алмаза с содержаниями "0,8 кар./т, а, возможно, и на порядок больше". В коллекции установлен и красный алмаз, что позволяет предположить присутствие в местных лампроитах подобной высокоценной разности;

6 – впервые в регионе в промежуточных коллекторах установлено более 1000 обломков магматитов, заметная часть которых представляет кимберлиты и родственные им породы, что является прямым признаком наличия коренных источников кимберлитового магматизма;

7 – впервые показана *экзотичность (ненаследуемость)* минералогического состава четвертичных отложений региона, сформированных в высокой степени за счет перемыва алмазоносных отложений покровного донского оледенения (возраст около 500 тыс. лет, центры располагались в северных алмазоносных районах Финляндии, Карелии, Архангельской области), практическое отсутствие связи четвертичных минералогических ассоциаций (м.а.) с более древними аборигенными м.а. региона. Тем самым принципиально доказана некорректность использования ледниковых и постледниковых четвертичных толщ ледниковой зоны Русской платформы в качестве промежуточного коллектора при поисках коренных месторождений алмаза. И одно из важнейших отличий поисков на Русской равнине и в Восточной Сибири: в последней не было покровных оледенений, только локальные очаговые;

8 – впервые за десять лет восстановленные творческие связи между научными учреждениями России и Украины позволили вновь использовать уникальные приемы выделения тонких алмазов, наработанные в ИМРе (в свое время привели к открытию архангельских, кокчетавских, попигайских алмазов, а ныне – алмазоносности кимберлитоподобных пород Северо-Припятского района Белоруссии). Именно эти технологии, апробированные в 2001 г., позволили выявить несколько новых проявлений алмаза в нижнемеловых и палеоценовых псамми-

тах Воронежской антеклизы (Лев Толстой, Кудеяровка, Захаровка, Ержовка-Михайловка и др.).

Но, возможно, главным результатом настоящей работы является понимание, с одной стороны, того факта, что промышленные алмазоносные месторождения в регионе есть, а с другой – обнаружение их является сложным наукоемким процессом, исключающим механический перенос технологий из других алмазоносных провинций. Подобный перенос равносилен полному отказу от поисков. Ведь если для горных и предгорных районов ЯАП исследователей вполне может устроить конечная крупность изучаемых минеральных зерен +0,5 мм, то на юге Русской платформы основная зернистая часть проб из базальных горизонтов основных коллекторов (мел, палеоген) концентрируется в более тонких классах (-0,5+0,1 мм), составляя там 40-50 % (до 97,2 %). Некорректность же использования наиболее доступного и привлекательного четвертичного коллектора нами показана, на наш взгляд, достаточно убедительно.

ЛИТЕРАТУРА

1. Артеменко Г.В. Геохронология Среднеприднепровской, Приазовской и Курской гранит-зеленокаменных областей УЩ и ВКМ // Дисс. д. г.-м. н. – Киев, 1998. – 232 с.
2. Афанасьев В.П., Зинчук Н.Н, Тычков С.А. Проблема докембрийского алмазоносности Сибирской платформы // Вестн. Воронеж. гос. ун-та. Серия геол. 2002. –№ 1. – С.19-35.
3. Афанасьев Н.С. Методология глубинного изучения земной коры. Сообщение 1. Петрофизические аспекты геолого-геофизического картирования докембрия на примере Воронежского кристаллического массива – ВКМ // Вестн. Воронеж. ун-та. Серия геол. – 2000. – № 9. – С. 182-197.
4. Афанасьев Н.С. Петроплотностная характеристика горных пород соподчиненных геоструктур докембрия Воронежского кристаллического массива // Вестн. Воронеж. ун-та. Серия геол. – 1999. – № 7. – С. 201-208.
5. Афанасьев Н.С. Петрофизика докембрийских образований и геологическое строение Воронежского кристаллического массива: Автореф. дисс… д. г.-м. н. – 1984. – 45 с.
6. Афанасьев Н.С. Петрофизические особенности гранит-мигматит-гнейсовой ассоциации Воронежского кристаллического массива // Вестн. Воронеж. ун-та. Серия геол. – 1996. – Вып 2. – С. 164-177.
7. Базит-гипербазитовый магматизм и минерагения юга Восточно-Европейской платформы / Под ред. В.И. Гоньшаковой. – М.: Недра, 1973. – 299 с.
8. Богатиков О.А., Рябчиков И.Д., Кононова В.А. Лампроиты. – М.: Недра 1998. – 302 с.
9. Божко Н.А., Щипанский А.А. Геодинамическая модель формирования фундамента Восточно-Европейской платформы // Материалы совещ. "Строение и история развития платформ Евразии". – М., 2002. – С.12-13.
10. Бондарев А.А., Молотков Д.С., Молотков С.П. О перспективах коренной и россыпной алмазоносности восточной части Воронежской антеклизы // Проблемы алмазной геологии и некоторые пути их решения. – Воронеж: изд-во ВГУ, 2001, – С. 569-571
11. Буланова Г.П. и др. Центральные включения – индикаторы зарождения природного алмаза // Физические свойства и минералогия природного алмаза. – Якутск, 1986. – С. 29-45.
12. Буш В.А., Ермаков Ю.Н., Уйманова Л.Н. Геодинамическая модель формирования позднеархейских-раннепротерозойских структур Воронежского массива // Геотектоника. – 2000. – № 4. – С.14-21.
13. Быков И.Н. Верхнедевонские базальты юго-востока Воронежской антеклизы. – Воронеж: изд-во ВГУ, 1975. – 134 с.
14. Быков И.Н. О платформенных магматических формациях и предполагаемых эпохах кимберлитового магматизма на Воронежской антеклизе // Вопросы геологи и металлогении докембрия ВКМ. – Воронеж, 1974. – С. 36-40.
15. Быков И.Н., Канцеров В.А. Полезные ископаемые вулканогенных и вулканогенно-осадочных пород // Полезные ископаемые Воронежской антеклизы: Факторы формирования и локализации. – Воронеж, 1989. – С.100-117.
16. Гарецкий Р.Г. Авлакогены платформ Северной Евразии // Геотектоника. – 1995. – № 4. – С.16-28.
17. Геологическая карта Восточно-Европейской платформы и ее складчатого обрамления масштаба 1:2 500 000 (в границах бывшего СССР). Доэйфельские образования / Ред. В.П. Кириков. – М., 1996.
18. Геология и ресурсы недр центра России. Региональная программа. Раздел 10. Благородные металлы и алмазы. Алмазы / Составители А.В. Бич, А.А. Чурганов, Н.И. Фещенко, А.А. Ширшов (редактор). – М.: ЦРГЦ, 1994. – 28 с.
19. Геология, гидрогеология и железные руды бассейна Курской магнитной аномалии. Т.1. Геология. Кн.2. Осадочный комплекс / Под ред. Д.Н. Утехина. – М.: Недра, 1972. – 360 с.
20. Джейкс А., Луис Дж., Смит К. Кимберлиты и лампроиты Западной Австралии. – М.: Мир. 1989. – 430 с.

21. Долгих Г.Г., Савко А.Д. Литолого-палеогеографическая характеристика верхнепротерозойских образований северного обрамления Воронежской антеклизы // Вопросы геологии и металлогении докембрия Воронежского кристаллического массива. – Воронеж, 1976. – С.33-45.
22. Ильяш В.В. К методике использования химического состава цирконов в петрологии метаморфических пород // Вестн. ВГУ. Серия геол. – 1999. – № 7. – С. 128-132.
23. Канцеров В.А. Ильменитоносные вулканогенно-осадочные породы верхнего девона юго-востока Воронежской антеклизы: Автореф. дисс. ... к. г.-м. н. – Харьков, 1984. – 23 с.
24. Канцеров В.А., Быков И.Н. О минералах-спутниках алмаза в фанерозойских отложениях юго-востока Воронежской антеклизы // Современные проблемы геологии // Материалы юбилейной науч. сессии геолфака ВГУ. – Воронеж, 1998. – С. 71-73.
25. Кац Я.Г. Синеклизы Карру, Конго, Окованго, Калахари // Геология и полезные ископаемые Африки. – М., 1973. – С. 276-287.
26. Кашкаров И.Ф., Полканов Ю.А. О находках алмазов в титан-циркониевых песках // ДАН СССР. – 1964. – Т. 157. – № 5. – С. 1129-1130.
27. Кашкаров И.Ф., Полканов Ю.А., Борисов В.В., Чайкина Л.В. Исследование алмазоносности технологической пробы песков Волчинской россыпи: Отчет. – Симферополь, 1971. – 182 с
28. Корреляционная схема стратиграфии и магматизма раннего докембрия Воронежского кристаллического массива (ВКМ) / Редакторы Б.М. Петров, Н.М. Чернышов. – 1998.
29. Красовицкая Р.С., Павловский В.И. Характеристика блоковой тектоники докембрия ВКМ // Вопросы комплексирования современных методов геологических исследований. Материалы совещ. по современным методам геологических исследований. Воронеж: изд-во Воронеж. ун-та, 1976. – С. 9-12.
30. Красовский С.С. Гравитационное моделирование глубинных структур земной коры и изостазии. – Киев, 1989. – 217 с.
31. Легенда Воронежской серии листов Государственной геологической карты Российской Федерации масштаба 1:200 000 (изд. второе). Объяснит. записка и приложения / Составители Т.Е. Горбаткина, Ю.И. Иосифова, Р.В. Красненков, Ю.Т. Кузьменко, М.Х. Махлина, А.Г. Олферьев, Б.М. Петров, Г.Д. Родионова, С.М. Шик), гл. ред. С.М. Шик, Г.В. Холмовой. – М., 1998. – 69 с.
32. Лунев Б.С., Осовецкий Б.М. Мелкие алмазы Урала. – Пермь: изд-во Пермского госуниверситета, 1996. – 126 с.
33. Макеев А.Б. Пленки самородных металлов и их генетическое значение // Проблемы алмазной геологии и некоторые пути их решения. – Воронеж: изд-во ВГУ, 2001. – С. 401-412.
34. Макеев А.Б., Дудар В.А., Лютаев В.П. и др. Алмазы Среднего Тимана. – Сыктывкар, 1999. – 80 с.
35. Мальков Б.А., Холопова Е.Б. Эпохи кимберлитового магматизма, палеороссыпи и промежуточные коллекторы алмазов на Русской платформе, Тимане и Урале // Алмазы и алмазоносность Тимано-Уральского региона // Материалы Всеросс. совещ. 24-26 апреля 2001 г. – Сыктывкар: Геопринт, 2001. – С. 194-196.
36. Маракушев А.А. Минеральные ассоциации алмаза и проблемы образования алмазоносных магм // Очерки физической петрологии. – М., 1985.
37. Махлина М.Х., Вдовенко М.В., Алексеев А.С. и др. Нижний карбон Московской синеклизы и Воронежской антеклизы. – М.: Наука, 1993. – 221с.
38. Металиди И.С. и др. Петрохимическая идентификация ультраосновно-щелочных пород Петровско– Кумачевского поля (Украина) // Проблемы прогнозирования, поисков и изучения месторождений полезных ископаемых на пороге XX1 века. – Воронеж: изд-во ВГУ. – С. 403-407.
39. Милашов В.А., Розенберг В.И. Структура коры и размещение кимберлитов Сибирской платформы // Геол. и геофиз. – 1974. – № 1. – С. 61-73.
40. Милашов В.А. Кимберлитовые провинции. – Л., 1974. – 238 с.
41. Михайлов М.В., Беляев Г.А., Кузьмина Т.С. и др. Перспективы обнаружения на Русской платформе новых среднепалеозойских месторождений алмазов // Рег. геология и металлогения. – 2000. – № 12. – С. 158-177.
42. Молотков С.П. и др. / Ред. В.М. Демченко, Б.М. Петров, Н.И. Сычкин, Н.М. Чернышов. Геологическая карта докембрия Воронежского кристаллического массива масштаба 1:500 000. – 1999.

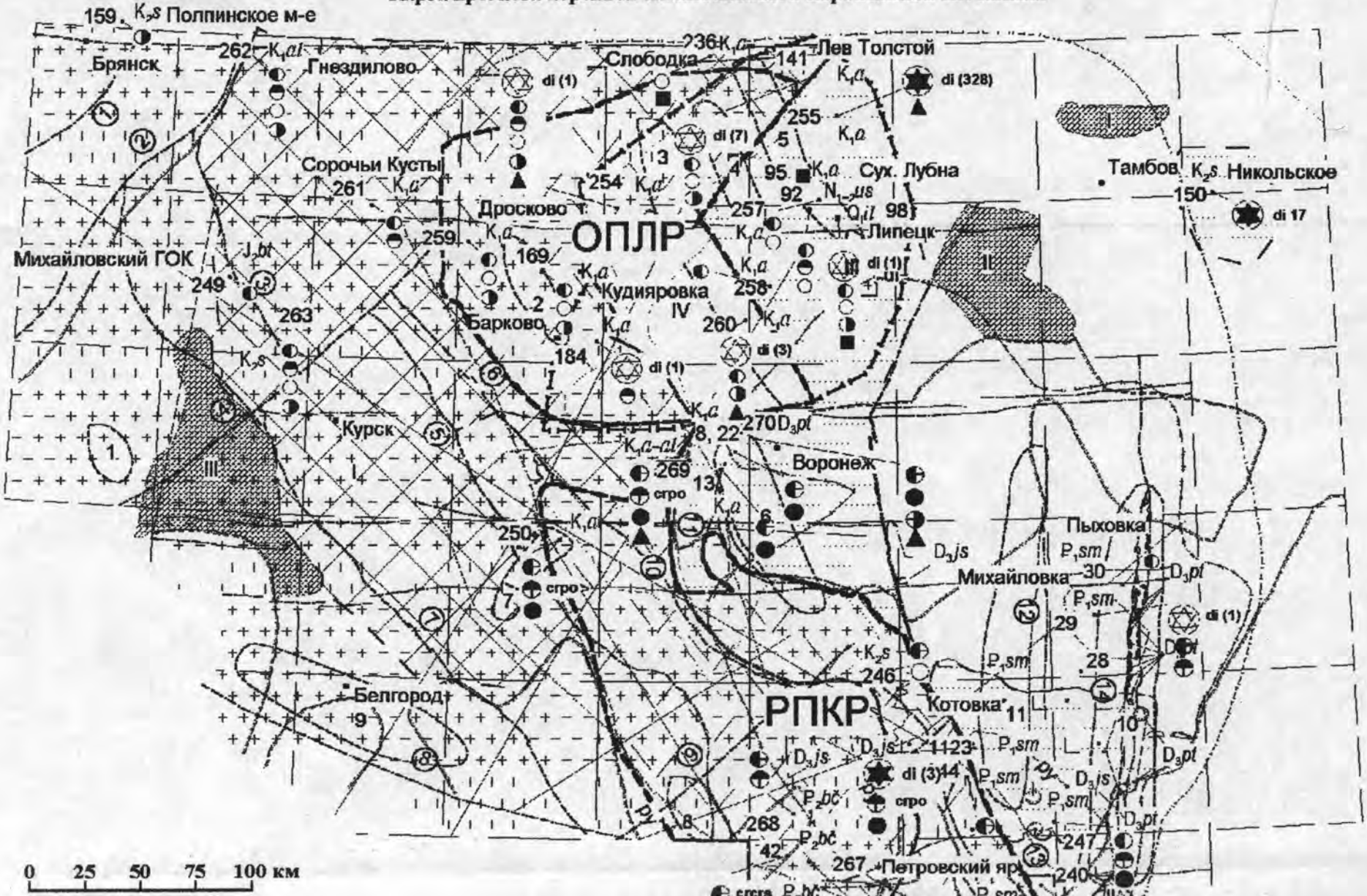
43. Надежка Л.И., Дубянский А.И., Тарков А.П., Афанасьев Н.С. Некоторые особенности глубинного строения Воронежского кристаллического массива // Литосфера Центральной и Восточной Европы. Восточно-Европейская платформа. – Киев: Наукова думка, 1989. – С. 121-135.
44. Ножкин А.Д., Крестин Е.М. Радиоактивные элементы в породах раннего докембрия. – М.: Наука, 1984. – 126 с.
45. Одокий Б.Н., Бунеев В.Н., Беляева В.Н. Проявление верхнедевонского вулканизма на юге Воронежской области // Тр. III совещ. по проблемам изучения Воронежской антеклизы. – Воронеж, 1966. – С. 208-212. – 127 с.
46. Петрографический кодекс. Утвержден МПК 28 12.1994 ВСЕГЕИ. – 1995. – с.
47. Плаксенко Н.А. Главнейшие закономерности железорудного осадконакопления в докембрия. – Воронеж. 1966. – 264 с.
48. Полезные ископаемые Воронежской антеклизы. Факторы формирования и локализации. – Воронеж, 1989. – 120 с.
49. Преображенская В.Н. Стратиграфия отложений юры и низов нижнего мела территории ЦЧО. – Воронеж, 1968. – 280 с.
50. Родионова Г.Д., Умнова В.Т., Кононова Л.И. и др. Девон Воронежской антеклизы и Московской синеклизы. – М., 1995.– 265 с.
51. Ротман А.Я. Субщелочные базиты кимберлитоконтролирующих структур восточной части Сибирской платформы: Автореф. дисс… д. г.-м. н. – Новосибирск, 2002. – 42 с.
52. Ружицкий В.О., Быков И.Н., Точилин М.С. и др. Эксплозивная ультраосновная брекчия Русской платформы // ДАН СССР, 1965. – Т. 162. – № 6. – С. 28- 36.
53. Савко А.Д. Глинистые породы верхнего протерозоя и фанерозоя Воронежской антеклизы. – Воронеж, 1988. – 192с.
54. Савко А.Д. Фанерозойские коры выветривания и связанные с ними отложения Воронежской антеклизы, их неметаллические полезные ископаемые // Дисс. д. г.-м. н. – М., 1984. – 551 с.
55. Савко А.Д., Додатко А.Д. Коры выветривания в геологической истории Восточно-Европейской платформы. – Воронеж: изд-во ВГУ, 1991. – 232 с.
56. Савко А.Д., Мануковский С.В., Мизин А.И. и др. Литология и фации донеогеновых отложений Воронежской антеклизы // Тр. НИИ геологии ВГУ. Вып.3, Воронеж, 2001. – 201 с.
57. Савко А.Д., Шевырев Л.Т. Ультратонкое золото // Тр. НИИ геологии ВГУ. – Вып. 6. – Воронеж, 2001. – 151 с.
58. Савко А.Д., Шевырев Л.Т., Егоров А.Ю. Новые находки алмазов в породах нижнемелового (аптского) коллектора на северо-востоке Воронежской антеклизы // Проблемы прогнозирования, поисков и изучения месторождений полезных ископаемых на пороге XXI века. – Воронеж, ВГУ, 2003. – С. 274-277.
59. Савко А.Д., Шевырев Л.Т., Зинчук Н.Н. Эпохи мощного корообразования и кимберлитового магматизма в истории Земли. – Воронеж, 1999. – 102 с.
60. Савко А.Д., Шевырев Л.Т., Ильяш В.В. Ассоциации минералов-индикаторов алмазоносности в осадочном чехле Воронежской антеклизы // Проблемы алмазной геологии и некоторые пути их решения. – Воронеж, ВГУ, 2001. – С. 423– 433.
61. Савко А.Д., Шевырев Л.Т., Ильяш В.В. Кимберлиты и родственные им породы в нижнемеловом коллекторе осадочного чехла Воронежского университета // Вестн. Воронеж. ун-та. Серия геол. – №1. – 2003. – С. 48-57.
62. Савко А.Д., Шевырев Л.Т., Ильяш В.В. О проблеме промежуточных коллекторов в Южно–Русской алмазоносной субпровинции // Проблемы литологии, минералогии и стратиграфии осадочных образований Воронежской антеклизы. Воронеж. ВГУ // Тр. НИИ геологии. – Вып. 11, 2002. – С. 5-16.
63. Савко А.Д., Шевырев Л.Т., Максимов В.М. Тектонические и фациальные критерии оценки перспектив алмазоносности юга Восточно-Европейской платформы // Алмазы и алмазоносность Тимано-Уральского региона. – Сыктывкар: Геопринт, 2001. – С. 131-133.
64. Савко К.А., Лебедев И.П. Петрология архейских флогопит-диопсидовых мраморов Брянского блока Воронежского кристаллического массива // Вестн. Воронеж. ун-та. Серия геол. – 1996. – № 2. – С. 32-42.
65. Семенов В.П. Палеоген Воронежской антеклизы. – Воронеж, 1965. – 278 с.

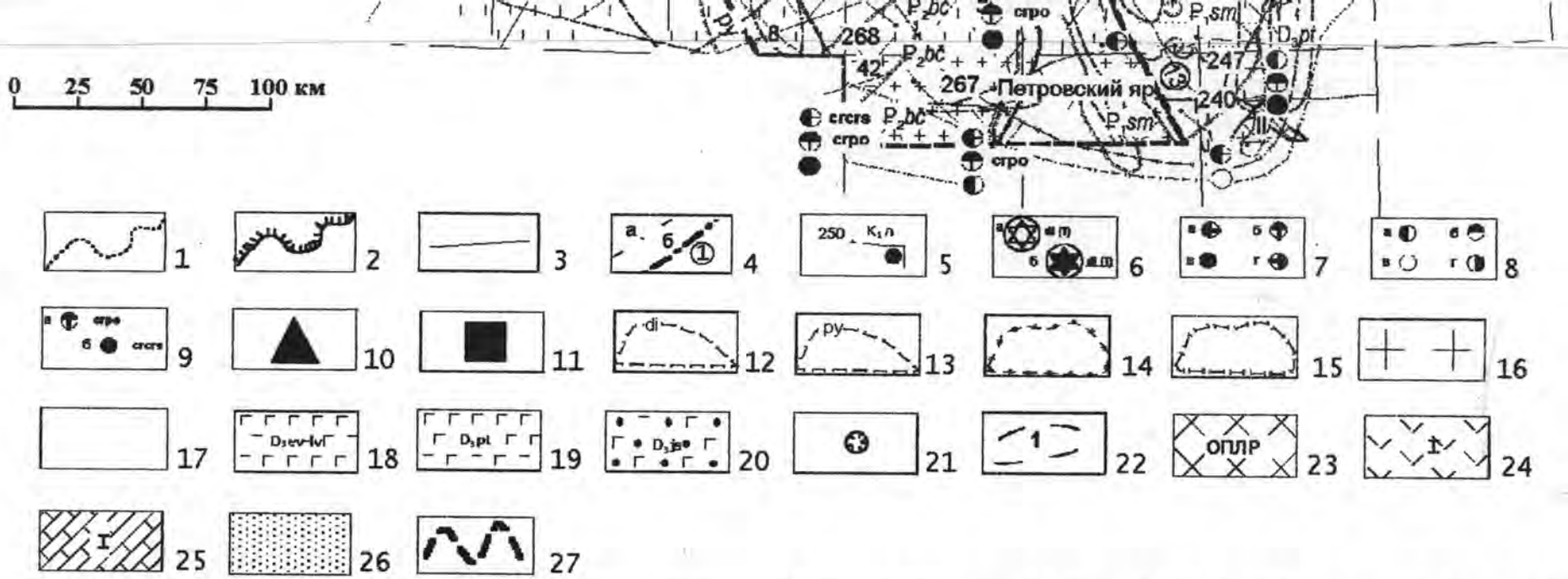
66. Симаков С.К. Возникновение алмазов в процессе эволюционирования кимберлитовых магм // ДАН СССР. – 1984. – Т. 293. – № 3. – С. 684-686.
67. Скаржинський В.І., Білоконь В.Г., Кузнецова С.В. и др. Про прояв альпийского вулканизму на південном схилі Воронезького масиву // Доповиди АН УРСР. Серия Б. – 1973. – С. 46-48.
68. Скаржинський В.І., Білоконь В.Г., Кузнецова С.В. и др. Про прояв альпийского вулканизму на південном схил і Воронезького масиву // Доповиди АН УРСР. – 1973. Серия Б. – С. 46-48.
69. Соболев Н.В. О минералогических критериях алмазоносности // Геол. и геофизика. – 1971. – № 3. – С. 70-80.
70. Тарков А.П. Глубинное строение Воронежского кристаллического массива по геофизическим данным. – М.: Недра, 1974. – 170 с.
71. Тарков А.П., Чамо С.С. Глубинное строение литосферы в районе Воронежского кристаллического массива // Доклады советских геологов на XXIV сессии МГК. Проблема 8. – М., 1972. – С. 79- 86.
72. Тихомиров С.В. Факторы осадочного процесса и его основной закон // Изв. вузов. Геология и разведка. – 1972. – № 3. – С. 3-35.
73. Тихомиров С.В. Этапы осадконакопления девона Русской платформы. – М.: Недра, 1967. – 267 с.
74. Трегуб А.И. Неотектоника территории Воронежского кристаллического массива // Тр. НИИ геологии ВГУ.– Воронеж, 2002. – Вып. 9. – 220 с.
75. Фролов В.Т. Циклы и циклиты – атрибуты геологических процессов и формаций // Вестн. Моск. ун-та. Серия геология. – 1998. – С. 3-11.
76. Хаин В.Е. Крупномасштабная цикличность в тектонической истории Земли и ее возможные причины // Геотектоника. – 2000. – № 6.– С. 3-14.
77. Харькив А.Д., Зинчук Н.Н, Зуев В.М. История алмаза. – М., 1997. – 601 с.
78. Харькив А.Д., Зинчук Н.Н., Крючков А.И. Коренные месторождения алмазов Мира. – М.: Недра, 1998. – С. 506-528.
79. Харькив А.Д., Зинчук Н.Н., Крючков А.И. Коренные месторождения алмазов Мира. – М., 1998. – 556 с.
80. Хераскова Т.Н., Волож Ю.А., Андреева Н.К. и др. Новые данные о строении и условиях накопления отложений рифея и раннего венда в Центрально-Русской системе авлакогенов // Геолог. вестн. Центральных районов России. – М., 2001. – № 1. – С.10-22.
81. Холмовой Г.В. Новейшие континентальные формации Среднерусской возвышенности и Оскско-Донской низменности (типизация, геологическое строение, полезные ископаемые) // Дисс. д. г.-м. н. – М., 1989. – 531 с.
82. Чашка А.И., Полканов Ю.А., Палкина Е.Ю., Квасница В.Н. Типоморфные особенности мелких алмазов терригенных комплексов пород и их использование при прогнозировании и поисках коренных источников: Информационный отчет о результатах НИР Крымского отделения УГГИ. – Симферополь, 2001. – 12 с.
83. Чашка А.И., Полканов Ю.А., Рыков К.Е., Юрьева А.Д. Изучение потенциальной продуктивности песков Воронежской области для оценки их на высокобарическое минеральное сырье: Отчет по договору 29/1 с ФГУНПП "Аэрогеология". – Симферополь, 2002. – 69 с.
84. Чашка А.И., Смирнов А.И., Букин Ю.Г., Юрьева А.Л., Фисунова Л.Н. Изучение продуктивности песков Воронежской области на высокобарическое минеральное сырье: Отчет НПАП "Недра". – Симферополь, 2000. – 30 с.
85. Черный С.Д., Дак А.И., Сафьянников Ю.В. и др. Минералогические критерии и перспективы алмазоносности юго-восточной части Воронежского кристаллического массива // Проблемы алмазной геологии. – Воронеж: изд-во ВГУ, 2001. – С. 437-442.
86. Чернышов Н.М., Ненахов В.М. Лебедев И.П., Стрик Ю.Н. Модель геодинамического развития Воронежского массива в раннем докембрии // Геотектоника. – 1997. – № 3. – С.21-30.
87. Шевырев Л.Т. Геологическое развитие Воронежской антеклизы // Дисс. д. г.-м. н.– М., 1989. – 563 с.
88. Шумлянский В.А. Киммерийская металлогеническая эпоха на территории Украины. – Киев: Наукова думка, 1983. – 220 с.
89. Щеголев И.Н. Железорудные месторождения докембрия и методы их изучения. – М.: Недра, 1985. – 196 с.

90. Юшкин Н.П. Проблемы алмазов и роль Тимано-Уральского региона в развитии алмазного потенциала России // Алмазы и алмазоносность Тимано-Уральского региона. Материалы Всеросс. совещ. 24-26 апреля 2001 г. – Сыктывкар: Геопринт, 2001. – С. 7-10.
91. Janse A.J.A., Sheahan P.A. Catalogue of world-wide diamond and kimberlite occurences: a selective and annotative approach // J. of geochem. exploration (special issue). – 1995. – Vol. 53.
92. Mineralogical and geochemical signtures of Kimberlites in glacial sediments, Kirkland Lake and Lake Timiskaming, Ontario // http:/sts.gsc.nrcan.gc.ca/page1/miner/kirk/kirk.htm
93. Pearson G. How old are the diamonds? http//earth/leeds/ac/uk/ygs/programme/year1998 /mar98.htm#Pearson
94. Shchipansky A.A., Bogdanova S.V. The Sarmation crustal segment: Precambrian correiation between the Voronezh Massif and the Ukrainian Shield across the Dniepr-Donets Aulacogen // Tectonophysics 268. – 1996. P. 109-125.

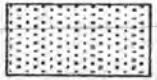
Приложение 1

Карта прогноза коренной алмазоносности Воронежской антеклизы





Карта прогноза коренной алмазоносности Воронежской антеклизы. *Составили: А.Д. Савко, Л.Т. Шевырев, В.В. Ильяш, А.В. Жабин, А.Е. Звонарев, В.В. Лоскутов, О.Н. Евдокимов с использованием материалов Н.С. Афанасьева, И.И. Кривцова, А.И. Дубянского (глубинная геофизическая основа, деформации кровли мантии), И.Н. Быкова, В.А. Канцерова (девонский вулканизм), М.С. Молоткова и соавторов [1999] - геологическая карта докембрия ВКМ масштаба 1:500 000. Учтены методические рекомендации и условные обозначения к картам прогноза В.И. Ваганова [2001]. I. Геолого-геофизические предпосылки коренной алмазоносности: 1 - площади развития переходного слоя кора-мантия, аномального увеличения мощности земной коры (более 55 км). Часть из них связывается с существованием мантийных диапиров ("протопиты", "мантийные корни" архейских срединных массивов"); 2 - прочие площади, в пределах которых переходный слой кора-мантия отсутствует; 3 - основные профили ГСЗ; 4 - а - глубинные разломы, в т.ч. б - доказанные данными ГСЗ (деформации кровли мантии, корового раздела): 1) - Навлинский; 2) - Брасовский; 3) - Шаблыкинско-Фатежский; 4) - Рыльско-Стебаловский; 5) - Новооскольско-Воронцовский; 6) - Алексеевско-Жиляевский; 7) - Рассошинско-Киселевский; 8) - Белгородско-Марковский; 9) - Кодинцовский; 10) - Новосолдатско-Коблинский; 11) - Платовско-Варваринский; 12) - Банинский; 13) - Лосевско-Мамонский; 14) - Мигулинско-Новохоперский; II. Результаты изучения алмазоносности промежуточных коллекторов (минералогический анализ тяжелой фракции проб объемом 0,2-10 м³): 5 - точки пробоотбора, с указанием №№ обнажения и геологического индекса опробованных толщ, внизу - сведения об обнаружении: б - алмаза и высокобарических минералов (ВБМ), в т.ч.: а - находки алмазов (в скобках количество кристаллов), сделанные ВГУ в 2000 г., ВГУ и ФГУНПП "Аэрогеология" в 2001 г.; б - тоже, 1969 г. (И.Ф. Кашкаров, Ю.А. Полканов, ИМР); 7 - находки индикаторных высокобарических минералов, подтвержденные микрозондовым анализом, по данным ВГУ и (для пиропов участка Мамоновка) С.Д. Черного и др. [2002]), в т.ч.: а - пикроильменита; б - пиропа; в - хромшпинелидов; г - хромдиопсида; 8 - находки индикаторных высокобарических минералов, пока неподтвержденные микрозондовым анализом, по данным ВГУ, в т.ч. а - пикроильменита; б - пиропа; в - хромшпинелидов; г - хромдиопсида; 9 - находки индикаторных минералов алмазной ассоциации, в т.ч.: а - пиропов (Жилино-Поддубный, Кривоносово, Мамоновка); б - хромшпинелидов (Кривоносово); 10- находки кимберлитопо-добных пород размерностью 0,7-8 мм; 11 - признаки мезозойских эксплозий в нижнемеловом (аптском) коллекторе: находки неокатанных длиннопризматических цирконов, каплевидных зерен сульфидов, криоконита (Слободка-Воскресенское, Ситовский карьер г. Липецка); 12 - шлиховой ореол алмаза в нижнемеловом коллекторе СВ склона; 13 - шлиховой ореол пиропов в палеогеновом коллекторе на ЮВ склоне; III. Площади, для которых, судя сохранности мощных кор выветривания, существовали условия для консервации и сохранения потенциальных алмазоносных магматитов эпох магматизма: 14 - позднедевонской-раннекаменноугольной; 15 - раннемезозойской (T₃-J,?); IV. Особенности геологического строения региона, предположительно влиявшие на локализацию алмазоносных кимберлитов: 16 - площади фундамента, сложенные породами архея с датами более 3 млрд. лет (обоянская, брянская серии), - "архоны", по A.J.A. Janse, P.A. Sheahan [1995]; 17 - площади фундамента, сложенные породами нижнего протерозоя с датами 2,0-2,2 млрд. лет (обоянская, брянская серии), - "протоны", по A.J.A. Janse, P.A. Sheahan [1995]; 18-20 - ареалы распространения толеитовых базальтов евлановско-ливенского горизонтов франского яруса верхнего девона (D₃ev-lv) - 18; то же петинского (алатырского) горизонта D₃ pt - 19; щелочно-базальтоидных туфогенных пород ястребовской свиты франского яруса верхнего девона (D₃ys) - 20; 21 - предполагаемые вулканические аппараты позднего девона; 22 - глубинные проницаемые зоны, ответственные за поступление в осадочный чехол мантийных флюидов, по меньшей мере с раннего мела (повышенные концентрации ртути, меди, никеля, хрома); V. Сравнительная, по комплексу признаков, перспективность отдельных площадей Воронежской антеклизы на коренные месторождения алмаза, в т.ч.: 23 - наиболее перспективные I очереди (древнейшие блоки фундамента - "архоны"; фрагментарное присутствие мощного промежуточного слоя кора-мантия; обнаружение ореолов алмаза и индикаторных минералов в промежуточных коллекторах), в т.ч.: Опымский прогнозируемый лампроитовый район (ОПЛР); Россошанский прогнозируемый кимберлитовый район (РПКР); 24 - перспективные площади II очереди (древнейшие блоки фундамента; пространственное тяготение к периферии площадей I очереди; отдельные находки индикаторных минералов), в т.ч.: Орловско-Белгородская (I); Варваринская (II); Южно-Липецкая (Дрязгинская) (III); Хлевенская (IV); 25 - перспективные III очереди (гранит-зеленокаменные пояса - "протоны"; наличие промежуточного слоя кора-мантия). На алмазы не опробовались. В т.ч: Тамбовская (I); Новочеркутинская (II); Рыльская (III); 26 - перспективные IV очереди (гранит-зеленокаменные пояса - "протоны"; единичные находки алмаза и его индикаторных минералов в промежуточных коллекторах, проявления глубинного*

25  26 27

Карта прогноза коренной алмазоносности Воронежской антеклизы. *Составили: А.Д. Савко, Л.Т. Шевырев, В.В. Ильяш, А.В. Жабин, А.Е. Звонарев, В.В. Лоскутов, О.Н. Евдокимов с использованием материалов Н.С. Афанасьева, И.И. Кривцова, А.И. Дубянского (глубинная геофизическая основа, деформации кровли мантии), И.Н. Быкова, В.А. Канцерова (девонский вулканизм), М.С. Молоткова и соавторов [1999] - геологическая карта докембрия ВКМ масштаба 1:500 000. Учтены методические рекомендации и условные обозначения к картам прогноза В.И. Ваганова [2001]. I. Геолого-геофизические предпосылки коренной алмазоносности: 1 - площади развития переходного слоя кора-мантия, аномального увеличения мощности земной коры (более 55 км). Часть из них связывается с существованием мантийных диапиров ("протолиты", "мантийные корни" архейских срединных массивов"); 2 - прочие площади, в пределах которых переходный слой кора-мантия отсутствует; 3 - основные профили ГСЗ; 4 - а - глубинные разломы, в т.ч. б - доказанные данными ГСЗ (деформации кровли мантии, корового раздела): 1) - Навлинский; 2) - Брасовский; 3) - Шаблыкинско-Фатежский; 4) - Рыльско-Стеклянский; 5) - Новооскольско-Воронцовский; 6) - Алексеевско-Жиляевский; 7) - Рассошинско-Киселевский; 8) - Белгородско-Марковский; 9) - Кодинцевский; 10) - Новосолдатско-Коблинский; 11) - Платовско-Варваринский; 12) - Банинский; 13) - Лосевско-Мамонский; 14) - Мигулинско-Новохоперский; II. Результаты изучения алмазоносности промежуточных коллекторов (минералогический анализ тяжелой фракции проб объемом 0,2-10 м³): 5 - точки пробоотбора, с указанием №№ обнажения и геологического индекса опробованных толщ, внизу - сведения об обнаружении: 6 - алмаза и высокобарических минералов (ВБМ), в т.ч.: а - находки алмазов (в скобках количество кристаллов), сделанные ВГУ в 2000 г., ВГУ и ФГУНПП "Аэрогеология" в 2001 г.; б - то же, 1969 г. (И.Ф. Кашкаров, Ю.А. Полканов, ИМР); 7 - находки индикаторных высокобарических минералов, подтвержденные микрозондовым анализом, по данным ВГУ и (для пиропов участка Мамоновка) С.Д. Черного и др. [2002]), в т.ч.: а - пикроильменита; б - пиропа; в - хромшпинелидов; г - хромдиопсида; 8 - находки индикаторных высокобарических минералов, пока неподтвержденные микрозондовым анализом, по данным ВГУ, в т.ч. а - пикроильменита; б - пиропа; в - хромшпинелидов; г - хромдиопсида; 9 - находки индикаторных минералов алмазной ассоциации, в т.ч.: а - пиропов (Жилино-Поддубный, Кривоносово, Мамоновка); б - хромшпинелидов (Кривоносово); 10- находки кимберлитопо-добных пород размерностью 0,7-8 мм; 11 - признаки мезозойских эксплозий в нижнемеловом (аптском) коллекторе: находки неокатанных длиннопризматических цирконов, каплевидных зерен сульфидов, криоконита (Слободка-Воскресенское, Ситовский карьер г. Липецка); 12 - шлиховой ореол алмаза в нижнемеловом коллекторе СВ склона; 13 - шлиховой ореол пиропов в палеогеновом коллекторе на ЮВ склоне; III. Площади, для которых, судя сохранности мощных кор выветривания, существовали условия для консервации и сохранения потенциальных алмазоносных магматитов эпох магматизма: 14 - позднедевонской-раннекаменноугольной; 15 - раннемезозойской (T_3-J,?); IV. Особенности геологического строения региона, предположительно влиявшие на локализацию алмазоносных кимберлитов: 16 - площади фундамента, сложенные породами архея с датами более 3 млрд. лет (обоянская, брянская серии), - "архоны", по A.J.A. Janse, P.A. Sheahan [1995]; 17 - площади фундамента, сложенные породами нижнего протерозоя с датами 2,0-2,2 млрд. лет (обоянская, брянская серии), - "протоны", по A.J.A. Janse, P.A. Sheahan [1995]; 18-20 - ареалы распространения толеитовых базальтов евлановско-ливенского горизонтов франского яруса верхнего девона (D_3ev-lv) - 18; то же петинского (елатырского) горизонта D_3 pt - 19; щелочно-базальтоидных туфогенных пород ястребовской свиты франского яруса верхнего девона (D_3ys) - 20; 21 - предполагаемые вулканические аппараты позднего девона; 22 - глубинные проницаемые зоны, ответственные за поступление в осадочный чехол мантийных флюидов, по меньшей мере с раннего мела (повышенные концентрации ртути, меди, никеля, хрома); V. Сравнительная, по комплексу признаков, перспективность отдельных площадей Воронежской антеклизы на коренные месторождения алмаза, в т.ч.: 23 - наиболее перспективные I очереди (древнейшие блоки фундамента - "архоны"; фрагментарное присутствие мощного промежуточного слоя кора-мантия; обнаружение ореолов алмаза и индикаторных минералов в промежуточных коллекторах), в т.ч.: Опыгский прогнозируемый лампроитовый район (ОПЛР); Россошанский прогнозируемый кимберлитовый район (РПКР); 24 - перспективные площади II очереди (древнейшие блоки фундамента; пространственное тяготение к периферии площадей I очереди; отдельные находки индикаторных минералов), в т.ч.: Орловско-Белгородская (I); Варваринская (II); Южно-Липецкая (Дрязгинская) (III); Хлевенская (IV); 25 - перспективные III очереди (гранит-зеленокаменные пояса - "протоны"; наличие промежуточного слоя кора-мантия). На алмазы не опробовались. В т.ч: Тамбовская (I); Новочеркутинская (II); Рыльская (III); 26 - перспективные IV очереди (гранит-зеленокаменные пояса - "протоны"; единичные находки алмаза и его индикаторных минералов в промежуточных коллекторах, проявления глубинного щелочно-базальтоидного магматизма); 27 - границы площадей различной перспективности*