

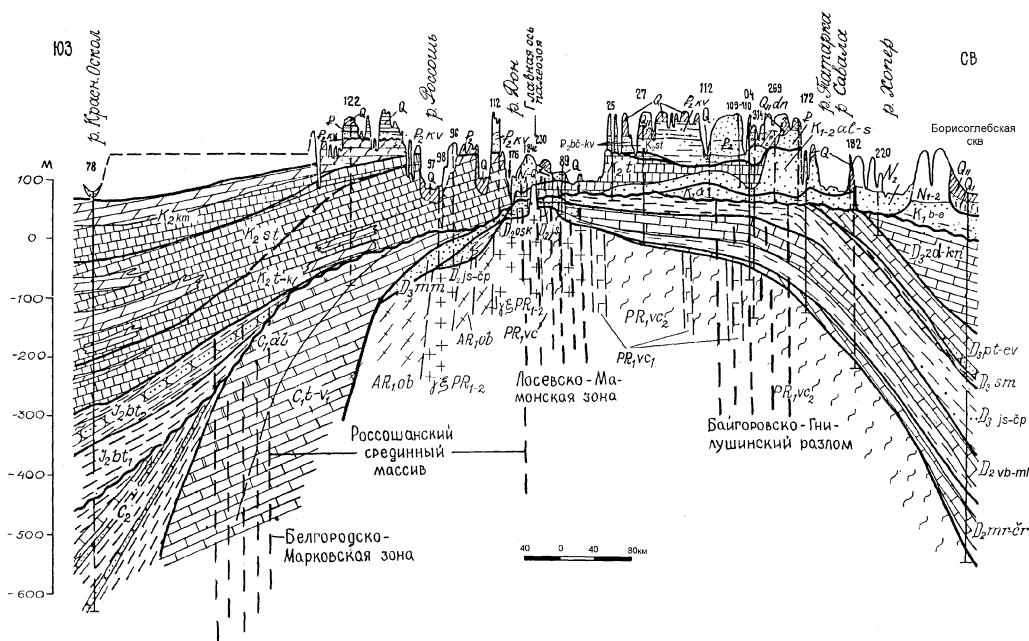
МИНИСТЕРСТВО ОБРАЗОВАНИЯ РОССИЙСКОЙ ФЕДЕРАЦИИ
 ВОРОНЕЖСКИЙ ГОСУДАРСТВЕННЫЙ УНИВЕРСИТЕТ
 НАУЧНО-ИССЛЕДОВАТЕЛЬСКИЙ ИНСТИТУТ ГЕОЛОГИИ

ТРУДЫ

ВЫПУСК 25

Л.Т. Шевырев, А.Д. Савко, А.В. Шишов

ЭВОЛЮЦИЯ ТЕКТОНИЧЕСКОЙ СТРУКТУРЫ
 ВОРОНЕЖСКОЙ АНТЕКЛИЗЫ И ЕЕ
 ЭНДОГЕННЫЙ РУДОГЕНЕЗ



ВОРОНЕЖ 2004

УДК 551.24.

Научный редактор доктор г.м.н., профессор Г.В. Холмовой.

Шевырев Л.Т., Савко А.Д., Шишов А.В. Эволюция тектонической структуры Воронежской антеклизы и ее эндогенный рудогенез. – Воронеж, издательство ВГУ, 2004. – 191 с., ил.117, библиографических ссылок 291.

Геологическая история Воронежской антеклизы рассмотрена со времени обособления соответствующего блока фундамента, в конце карелия, 1,8-2,0 млрд лет назад, по естественным тектоно-седиментационным этапам неогей. Показано, что на рубежах тектоно-седиментационных этапов фанерозоя возникали области постседиментационных размывов, которые от этапа к этапу закономерно смещались в пространстве, отражая волнообразные (блоково-волновые) колебания земной коры региона (существуют наряду с вертикальными тектоническими движениями). Воронежская антеклиза в фанерозое не являлась пассивной, остаточной структурой. От соседних авлакогенов и Московской синеклизы ее отличали тенденции к частым воздыманиям, интенсивно проявившийся многофазный вулканизм (только петинские базальты заняли 2 тысячи км² площади), в том числе, глубинный щелочно-базальтоидный ястребовский, присутствие локальных проявлений очаговой тектоники различных видов (неотектонические штоки, локальные кольцевые депрессии, кольцевые валы, кольцевые желобы и зоны повышенной трещиноватости). Формирование эндогенных рудных и нерудных полезных ископаемых происходило в перерывы осадконакопления, на рубежах крупных этапов «постоянства (единообразия) структуры» антеклизы, отвечающим перестройкам ее структурных планов.

Для специалистов в области тектоники и металлогении Восточно-Европейской платформы, студентов старших курсов геологических факультетов.

Shevyrev L.T., Savko A.D., Shishov A.V. Evolution of the tectonic structure of the Voronezh anteclise and its ore-forming. – Vol. 25 . – Voronezh, 2004. – 239 p.

The history of the geological development of the Voronezh anteclise in the Neogey (Late Proterozoic- Holocene) is reviewed on a base of the natural tectonic-sedimentary stages (T.S.S) by S.V.Tikhomirov. Appearance and succeeding framing with the deep-ranged faults of a block of foundation corresponding to the anteclise in the Middle and Late Proterozoic are shown and based. The axis of the principal elevation of each stage in Hercynien, Kimmrrean. Alpine large stages had drifted regularly in the certain directions as “the waves of rye under the raps of the summer wind (V.E.Khain)”. The endogenous ore-forming (non-ferrous metals, ultra-fine gold, kimberlites, deposits of stone constructional materials, tied with the small blocks of the crystal foundation being elevated to the sedimentary thickness by the tectonic movements of Phanerozoic etc.) took place in the interruption of sedimentation stages in the boundaries of large T.S.S.

Fig. . Tables . References 291.

Л.Т. Шевырев, А.Д. Савко, А.В. Шишов
Воронежский государственный университет, 2004

ОГЛАВЛЕНИЕ

Введение.....	6
Глава 1. Краткая характеристика докембрийских образований.....	10
1.1. Стратифицированные образования.....	12
1.2. Интрузивные образования.....	14
1.3. Верхнепротерозойские осадочные образования.....	16
Глава 2. Литология и стратиграфия фанерозойских образований.....	19
2.1. Девонская система.....	19
2.2. Каменноугольная система.....	22
2.3. Юрская система.....	23
2.4. Меловая система.....	24
2.5. Палеогеновая система.....	26
2.6. Неогеновая система.....	27
2.7. Четвертичная система.....	28
Глава 3. Развитие представлений о геотектонике Воронежской антеклизы.....	30
3.1. О понятии термина «антеклиза».....	30
3.2. Общетеоретические и межрегиональные исследования.....	32
3.3. Региональные исследования.....	33
Глава 4. Становление блока кристаллического фундамента, соответствующего герцинской Воронежской антеклизе, его естественные границы.....	36
4.1. Возникновение и развитие блока фундамента Воронежской антеклизы в среднем и позднем протерозое.....	36
4.2. Развитие блока фундамента Воронежской антеклизы в вендское время.....	40
4.3. Раннепалеозойский этап развития блока фундамента.....	41
4.4. О естественных границах Воронежской антеклизы и ее глубинных разломах....	42
4.4.1. Зоны активизации внешнего обрамления (периферические).....	43
4.4.2. Присводовые (внутренние) зоны тектонической активизации.....	51
Глава 5. Геологическое развитие Воронежской антеклизы в раннедевонский-палеогеновый этап.....	55
5.1. Общие положения.....	55
5.2. Тектоно-седиментационные этапы геологического развития Воронежской антеклизы.....	56
5.3. Раннепалеозойский (каледонский) этап.....	57
5.4. Позднепалеозойский (герцинский) этап.....	58
5.4.1. Эмско-эйфельский этап.....	58
5.4.2. Живетско-среднефранский этап.....	59
5.4.2.1. Старооскольский этап.....	60
5.4.2.2. Раннефранский (коми) этап.....	62
5.4.3. Среднефранский (российский) этап.....	64
5.4.4. Позднефранско-фаменский этап.....	65
5.4.4.1. Петинско-ливенский (донской) этап.....	67
5.4.4.2. Ранне-среднефаменский (сосновский) этап.....	69
5.4.4.3. Позднефаменский (орловский) этап.....	73
5.4.5. Турнейско-серпуховской этап.....	73
5.4.5.1. Турнейский этап.....	77
5.4.5.2. Визейский этап.....	78
5.4.5.3. Серпуховской этап.....	79
5.4.6. Средне-позднекаменноугольный этап.....	81
5.4.7. Пермско-раннетриасовый этап.....	81
5.5. Мезозойский (кimmerийский и раннеальпийский) этап.....	82

5.5.1.	Среднетриасовый-раннеюрский этап.....	82
5.5.2.	Средне-позднеюрский этап.....	82
5.5.2.1.	Байос-раннебатский этап.....	83
5.5.2.2.	Позднебатско-кимериджский этап.....	84
5.5.2.3.	Раннетитонский (ранневолжский) этап.....	86
5.5.3.	Раннемеловой этап.....	87
5.5.3.1.	Берриас-барремский (неокомский) этап.....	87
5.5.3.2.	Аптский этап.....	89
5.5.4.	Позднемеловой этап.....	89
5.5.4.1.	Альб-сеноманский этап.....	90
5.5.4.2.	Турон-коньякский этап.....	92
5.5.4.3.	Сантон-маастрихтский этап.....	93
5.6.	Позднеальпийский (кайнозойский) этап. Палеоген.....	95
5.7.	Выводы.....	99
Глава 6.	Неотектонический этап. Неоген-ныне.....	101
6.1.	О начале неотектонического этапа.....	101
6.2.	Геологическое развитие в миоцене.....	101
6.3.	Геологическое развитие в плиоценовом этапе.....	105
6.4.	Геологическое развитие в четвертичный этап.....	107
6.4.1.	Эоплейстоцен и ранний-средний неоплейстоцен.....	108
6.4.2.	Поздний неоплейстоцен.....	110
6.5.	О положении и роли голоценового этапа.....	116
Глава 7.	Закономерности тектонического развития Воронежской антеклизы в неогее.....	119
7.1.	Глубинное строение Воронежской антеклизы, процессы в коре и мантии как причина тектонического развития региона.....	119
7.2.	Этапы постоянства и перестроек структурных планов Воронежской антеклизы.....	124
7.3.	Миграция областей постседиментационных поднятий в герцинский и альпийский этапы.....	125
7.4.	Возникновение аналогичных структурных планов в герцинский и альпийский этапы.....	128
7.5.	Сопоставление особенностей геологического развития Воронежской, Белорусской и Волго-Уральской антеклиз.....	129
Глава 8.	Кольцевые структуры как локальные центры тектонической активизации, связанной с развитием Воронежской антеклизы.....	137
8.1.	Тектонотипы кольцевых структур.....	139
8.1.1.	Неотектонические штоки.....	139
8.1.1.1.	Шкурлатовская кольцевая структура.....	139
8.1.2.	Локальные кольцевые депрессии.....	145
8.1.2.1.	Бесединская кольцевая структура.....	145
8.1.3.	Кольцевые валы.....	146
8.1.3.1.	Гнилушинская кольцевая структура.....	146
8.1.3.2.	Мигулинская кольцевая структура.....	150
8.1.4.	Кольцевые желобы и зоны трещиноватости.....	151
8.1.4.1.	Воронежская кольцевая структура.....	153
8.1.5.	Реликтовые («просвечивающие») кольцевые структуры.....	153
8.1.6.	Экзогенные кольцевые образования.....	153
8.2.	Приуроченность кольцевых структур эндогенного генезиса к периферическим частям Воронежской антеклизы.....	154
8.3.	О времени тектонической активизации кольцевых структур.....	155
8.4.	О генезисе и возможном механизме образования кольцевых структур антеклизы.....	158

Глава 9. Эпохи эндогенного рудогенеза в истории Воронежской антеклизы.....	163
9.1. Герцинская металлогеническая эпоха.....	164
9.2. Киммерийская металлогеническая эпоха.....	167
9.3. Альпийская (позднеальпийская) металлогеническая эпоха.....	170
Заключение.....	179
Литература.....	181

Светлой памяти
Сергея Валерьевича Тихомирова,
учителя и друга, посвящается

ВВЕДЕНИЕ

Геологические исследования Воронежской антеклизы – одной из крупнейших структур Восточно-Европейской платформы, - насчитывают более трех веков. В конце XVII века Петр Первый обратил внимание на кости крупных животных, в изобилии встречавшиеся в делювии на правобережье Дона у г. Костенка (ныне с. Костенки Хохольского района), повелев вести их сбор и в дальнейшем. У него не было сомнений в том, что это не останки боевых слонов времен похода на север армии Александра Македонского, как тогда полагали, но - удивительные свидетельства местной Природы (“подземный зверь Индра”). Указание потомками исполнено не сразу, но вполне - в Костенковско-Борщевском страторайоне существует единственный Музей палеолита юга России, продолжается познание уникальных памятников мирового значения – стоянок людей позднего палеолита (50-13 тысяч лет назад, по Г.В. Холмовому), не имеющих аналогов во всем бывшем СССР.

Материалы, полученные при обследовании обширных пространств Воронежской антеклизы, традиционно способствовали продвижению перспективных научных идей, оказывались новыми вехами в понимании тектонической структуры всей Восточно-Европейской платформы. Полна драматизма история раскрытия загадки третьего магнитного полюса планеты - Курских магнитных аномалий. Их, выявленных в 1783 г. академиком П.Б. Иноходцевым, удалось доказательно связать с грядями железистых (магнетитовых) кварцитов лишь в начале 1920-х г.г. (И.М. Губкин, А.Д. Архангельский, В.И. Лучицкий).

Уникальны богатейшие по видовому составу самых разных фаунистических комплексов разрезы девона региона. В 1841 г. они привели в восторг автора мировой девонской системы сэра Родерика Мурчисона, увидевшего в них аналоги известняковых толщ плато Эксмур Форест на границе графств Девоншир и Сомерсет. Выделенные в бассейне Среднего и Верхнего Дона многочисленные стратиграфические подразделения живетского, франского, фаменского ярусов широко используются в схемах самых дальних геологических корреляций.

Принципиальное значение имело открытие в районе г. Павловска куполов граносиенитов, иногда перекрытых меловыми, верхнеплейстоценовыми отложениями или выходящих в современный эрозионный срез. Сообщение о них, сделанное Н.П. Барбот-де-Марни в 1882 г. на заседании Санкт-Петербургского минералогического общества, обратило внимание отечественных ученых на весьма необычные условия их залегания в регионе, столь не схожие с обширными площадями развития пород докембрия в Приднепровье, на Южном Буге или в Южном Донбассе (Азовский массив).

Описываемый регион еще в предвоенные годы привлек внимание известного оригинального исследователя академика Н.С. Шатского, выбравшего его (наряду с Карело-Финским сводом) в качестве тектонотипа "антеклиз". Здесь Н.С. Шатским был в новой трактовке использован термин А.Н. Мазаровича, примененный в 1918 г. при характеристике малых валлообразных тектонических форм Поволжья. Таким образом, впервые получили название тектонические образования древних платформ, являющиеся антиподами синеклиз, вроде Московской, выделенной в таком качестве академиком А.П. Павловым еще в 1903 г. Новый термин был признан геологами СССР и широко использовался, например, в Восточной Сибири, где антеклизмами признавались Непско-Ботуобинская, Анабарская структуры. В мировой практике он оказался не востребованным из-за слабого знакомства геологического сообщества с нашей тектонической литературой, но, возможно, и по причине не совсем корректного этимологического построения, усложняющего его понимание. В буквальном переводе с древнегреческого *антеклиза* "древний, существовавший до какого-то момента наклон слоев" ("анте" - древний; перед, до), в то время как создатели термина подразумевали тектонические формы с "наклонами слоев от свода в противоположные стороны", т.е. *антиклизы* (вспомним хотя бы "*антиклинорий*", где с этимологией все обстоит нормально). Возможно, этимологически более точное написание со временем поможет распространению представлений о подобных интересных структурах Земли, их возникновении и эволюции.

Представления эти со временем кардинально менялись, благодаря изучению прежде всего основного тектонотипа - Воронежской антеклизы. Располагавший существенно меньшей геологической информацией своего времени, Н.С. Шатский отвел антеклизам подчиненную роль, полагая их пассивными промежутками между отрицательными структурами платформ: "Поднятия на кратонах очень редки и по амплитуде неве-

лики по сравнению с опусканием синеклиз". Его ученик и последователь А.И. Мушенко развивала эту мысль в отношении Воронежской антеклизы следующим образом: "Зарождение антеклизы обусловлено не ее прямым воздыманием, а тем, что сформировалась она пассивно в результате прогибания прилегающих впадин. Воронежская антеклиза представляет собой пример яркой остаточной платформенной структуры, образование которой произошло не в результате ее непосредственного поднятия, а путем прогибания прилежащих к ней участков Русской платформы". Понадобились обширные новые материалы, чтобы увидеть, что тектоническое развитие региона значительно более сложно и не укладывается в рамки столь простой схемы. Иное видение Проблемы приходило не вдруг, постепенно, в общем контексте познания геологии неогей всей Восточно-Европейской платформы. Фундаментальное значение тут играли работы по анализу фаций и мощностей осадочного чехла Н.М. Страхова, В.В. Белоусова, А.Б. Ронина, тектонике всей платформы или ее отдельных частей М.М. Толстихиной, Е.А. Кудиновой, Е.Е. Милановского (Среднее и Нижнее Поволжье), П.Е. Оффмана (Тиман), Н.С. Хохлова (Центральные районы), Э.А. Горелика (Белоруссия), М.Ф. Мирчинка, А.А. Бакирова (нефтегазоносность, тектоническая структура), А.А. Богданова, В.В. Меннера, Ю.А. Косыгина, Н.П. Семенов, В.В. Соллогуба, А.В. Чекунова, В.А. Рябенко, А.А. Гойжевского, К.Ф. Тяпкина (Украинский щит и ДДВ). Вместе с исследователями по стратиграфии осадочного чехла С.В. Тихомировым, М.С. Швецовым, В.Н. Тихим, Г.И. Бушинским они составили основу наших знаний о геологическом строении этой части платформы. Большое значение имели статьи М.В. Муратова, в которых были рассмотрены, с неслыханной до сих пор полнотой, оба главных периода в истории платформы (палеогей и неогей). Были установлены направленность тектонического процесса, типы впадин, охарактеризованы пять "платформобразующих эпох складчатости" в истории Земли: "наиболее древних платформ типа озера Верхнего", "беломорская", "карельская", "готская", "байкальская".

Для настоящей работы, где характеризуются волнообразные миграции свода Воронежской антеклизы, большой интерес представляют исследования В.Е. Хаина, посвященные проблемам разнопорядковых осцилляций (пульсаций) земной коры, ее глыбовой (складчато-глыбовой) структуре. Еще в довоенных работах В.Е. Хаин отметил "сопряженность прогибов и поднятий, их обратимость, миграцию, правильную соподчиненность структур разного порядка...". Тектонические и не только тектонические явления "могут быть поняты до конца лишь с позиций сочетания глыбовых и волновых движений. Земная кора разделена на глыбы, но глыбы эти непрерывно участвуют в вертикальных перемещениях волнового типа напоподобие волн, пробегающих по полю пшеницы под воздействием ветра, когда колосья последовательно пригибаются к земле и снова выпрямляются. Подобная картина медленного распространения волн поднятий и опусканий, исходящих из смежных геосинклиналей, особенно наглядно видна на примере Русской платформы..."

Работами С.В. Тихомирова выявлена положенная в основу нашей монографии этапность осадочного процесса на территории всей Восточно-Европейской равнины, раскрыта его периодичность. Этот исследователь согласился с мнением А.П. Карпинского о том, что "большинство спорных вопросов в изучении Земли может быть решено путем построения и анализа литолого-палеогеографических карт..., однако эти карты дадут необходимые результаты только при одном условии – если они будут составлены на основе периодичности осадочного процесса и отражать его фазы".

Среди важнейших публикаций последней четверти ушедшего века, касающихся тектоники платформы, должны быть упомянуты монография А.Д. Ножкина, Е.М. Крестина, в которой рассмотрены общие вопросы развития в докембрии, работы В.Е. Хаина, А.Е. Михайлова, А.И. Суворова, А.В. Пейве, Н.А. Беляевского, Р.Н. Валеева, В.В. Бронгулеева, Р.Г. Гарецкого. Большое значение для понимания особенностей развития антеклиз платформы играли исследования, выполненные в Институте геохимии и геофизики АН Белоруссии (А.С. Махнач, В.В. Кожанов, Р.Г. Гарецкий). Из иных обобщающих исследований отметим атласы литолого-палеогеографические и эпох континентальных перерывов, изданные в разные годы.

Целую эпоху в исследовании территории антеклизы составила деятельность А.А. Дубянского, впервые открывшего выходы девона и карбона на юго-востоке антеклизы, купол граносиенитов у х.Тихий Дон, минеральные воды Белой Горки, вулканические пеплы в отложениях миоцена (горелкинские тефры у г.Борисоглебска) и верхнего плейстоцена (Царева балка у с.Александровка-Донская). Его исследования подземных вод обобщены в ряде монографий, используемых поныне.

Территория Воронежской антеклизы закрыта, сложна для изучения. Хорошие обнажения дочетвертичных пород здесь редки; очевидные сложности со сбором качественных первичных материалов питали представления о чрезвычайной простоте, однообразии строения, вялости тектонических процессов неогей. Новые данные, поколебавшие подобные взгляды, появлялись в периоды активизации горнопромышленных работ и глубинного геологического картирования. Подобных периодов в послевоенные годы несколько. Так, освоение железорудных месторождений КМА с начала 1950-х г.г. стимулировало появление первых

подробных тектонических карт и схем Б.П. Епифанова, В.В. Копаева и Р.С. Красовицкой, В.Д. Полищука, Е.В. Павловского, Д.В. Викторова. Тектоническая структура фундамента, стратиграфия докембрия, его сложный, разнообразный рудогенез стали понятней благодаря обобщающим работам Н.А. Плаксенко, И.Н. Щеголева, В.Д. Полищука, В.И. Полищук, О.И. Египко, В.Ю. Скрыбина, Н.С. Афанасьева, В.В. Шишова, Н.М. Чернышова, И.Д. Кононова, В.В. Копаева, В.С. Красовицкой, В.И. Павловского, Ю.С. Зайцева, Е.М. Крестина, С.П. Молоткова, И.П. Лебедева, К.А. Савко, Ю.Н. Стрика. Еще в 1970 г.г. Н.С. Афанасьевым была опубликована карта докембрия Воронежского кристаллического массива, лежащая и поныне в основе многих аналогичных построений.

Новая вспышка геологоразведочных работ в 1960-е и 1970-е г.г. ознаменовалась целым каскадом принципиально важных открытий в осадочном чехле антеклизы. Перечислим некоторые: 1 – обнаружение на юго-востоке франских вулканитов, занимающих площадь около 2 тыс. км². Часть из них оказалась принадлежащей особо глубинным щелочным разностям базальтоидов; 2 – обнаружение проявлений очаговой тектоники – Калужской и Бесединской (Курской) кольцевых структур; 3 – выявление (В.Ф. Лукьянов) явления "роста" гипербазитовых куполов в фанерозое; 4 – выявление сверхглубинных (200 км) зон высокой проводимости на северо-востоке региона (Е.М. Максимов); 5 – обнаружение разнообразных высококонтрастных локальных дислокаций кровли М в разных частях региона (А.И. Дубянский, А.П. Тарков) и т.д.

Пристальное внимание к осадочному чехлу, связанное с большим комплексом полезных ископаемых (бокситы, каолины, титан-циркониевые россыпи, фосфориты и т.д.) стимулировало построение нового комплекса литолого-палеогеографических карт, осуществленных под руководством и при участии С.Г. Вишнякова, Н.П. Хожайнова, А.Д. Савко, В.И. Сиротина, В.П. Семенова, Д.Н. Утехина, Г.В. Холмового, В.К. Бартенева, В.Н. Бурыкина, Г.В. Войцеховского, Т.В. Лавреновой, Г.В. Лавровой, В.Ф. Лукьянова, С.В. Мануковского, В.М. Сташкова и других исследователей.

Создателем школы неотектоники и структурной геоморфологии, развивавшей идеи Н.С. Шатского о глубокой унаследованности тектонических процессов на территории Воронежской антеклизы, был Г.И. Раскатов. Им и специалистами его круга (А.И. Трегуб, А.А. Старухин, В.Ф. Лукьянов, В.В. Шишов, В.А. Бурляев и др.) в регионе впервые апробировались дистанционные, морфометрические и морфографические методы изучения современного рельефа для целей глубинного тектонического прогнозирования. Были реконструированы структурные планы многих подразделений фанерозоя, установлены характеристики неоструктур высоких порядков, обнаружены неизвестные ранее системы региональных разрывов осадочного чехла, сформулированы положения о роли диагональных и продольных линейментов ("линевентов") в распределении интрузивных тел, полей траппов, фаций и мощностей осадочного чехла.

Подобные работы были продолжены и на таком перспективном и новом объекте как Шкурлатовское рудное поле, участке долины р.Гаврило, вскрытом в начале-середине 1970-х г.г. крупнейшим в стране карьером по добыче гранитоидов. Работы по планомерному исследованию Шкурлатовского купола (гряды) проводятся авторами уже более тридцати лет. Более десяти лет с ними постоянно сотрудничали в изучении уникальных геологических объектов Шкурлатовского поля видные российские ученые С.В. Тихомиров (МГРИ), Е.А. Спиридонова, Е.Н. Гей, Х.А. Арсланов (Санкт-Петербургский университет), Л.И. Алексеева, Ю.А. Лаврушин, Д.Г. Суляржицкий (ГИН), В.А. Ковда (МГУ) и многие другие. В результате комплекса петрографических, тектонических, палеопедологических, палеонтологических, радиоизотопных исследований было впервые показано, что куполы знаменитых Павловских гранитов не являются только формами эрозионного происхождения. Они представляют собой сложные геодинамические образования протрузионного типа, со свойственным только им рудогенезом, условиями локализации и проявления. И в современное для нас время это активно воздымающиеся структуры, с которыми связаны эпицентры значительных по магнитуде местных землетрясений. Была выявлена и синхронизация временных интервалов усиленного "роста" куполов с менявшимися неоднократно геодинамическими условиями в пределах тектонической пары "Россошанский срединный массив - Доно-Медведицкий авлакоген".

Огромный объем данных, нарабатанных поколениями исследователей региона, явился основой для настоящего обсуждения проблемы большой теоретической и практической важности, касающейся эволюции тектонической структуры Воронежской антеклизы со времени обособления соответствующего ей блока фундамента. Успехи в стратиграфическом расчленении осадочного чехла юга платформы, включающего, помимо Воронежской антеклизы, Днепровско-Донецкую впадину, Донбасс, Приазовский массив и его зону сочленения с Донбассом, позволили авторам рассмотреть геологическую историю региона с недоступной ранее полнотой и детальностью. Новые данные о процессах активизации, полученные недавно (распространение в осадочных толщах проявлений богатых летучими интерметаллидами, золота, находки обломков фойдитовых пород и лампроитов и т.д.), усилили аргументацию в защиту особого стиля развития

антеклиз и щитов платформы, предопределенного мощностями развитого в их пределах "гранитного" слоя. Авторы видели своей важной задачей рассмотрение истории *всей* антеклизы, расположенной на территории не только России, но и прилегающих районов Украины. Ранее такую работу не проводили отчасти из ведомственных соображений (исследования вели Мингео УССР и Мингео РСФСР, материалы публиковались в разных томах "Геологии СССР"), отчасти из-за сложностей сбора необходимых материалов. По этим причинам ученые Воронежского университета традиционно не затрагивали украинскую часть антеклизы, где уже с 1960-х г.г. были известны месторождения свинца и цинка, проявления киновари, флюорита в башкирских известняках, а в районе г. Старобельска обнаружили вероятную верхнемеловую трубку взрыва. Мало использовались данные по тектонике и металлогении ростовского сектора единой структуры, хотя многие из них имели принципиальное значение (открытие ПГО "Ростовгеология" солевых ореолов меди и никеля в девонских породах над протрузиями гипербазитов). Таким образом, авторы настоящей монографии впервые попытались охарактеризовать всю территорию Воронежской антеклизы в рамках естественных границ соответствующего ей блока фундамента, изложив последовательность ее развития, начиная с крупного байкальского этапа (времени заложения) по настоящее время.

ГЛАВА 1. КРАТКАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА ДОКЕМБРИЙСКИХ ОБРАЗОВАНИЙ

В строении Воронежской антеклизы выделяется два структурных этажа – нижний, сложенный кристаллическими породами и верхний, состоящий из осадочных образований (рис.1.1, 1.2). Нижний представлен метаморфизованными в различной степени архейскими и нижнепротерозойскими структурно-вещественными комплексами (СВК) Воронежского кристаллического массива. В изучении их 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 настоящей главы.

Согласно последним данным [265], в пределах массива выделяются мегаблок КМА, Лосевская шовная зона и Хоперский мегаблок, состоящий из Калачско-Эртильского и Камышинского макро-блоков (рис. 1.3). Предполагается, что мегаблок КМА к началу протерозоя представлял собой протоплатформенную структуру, Калач-Эртильский макроблок – миогеосинклинальную, а разделяла их Лосевская шовная зона.

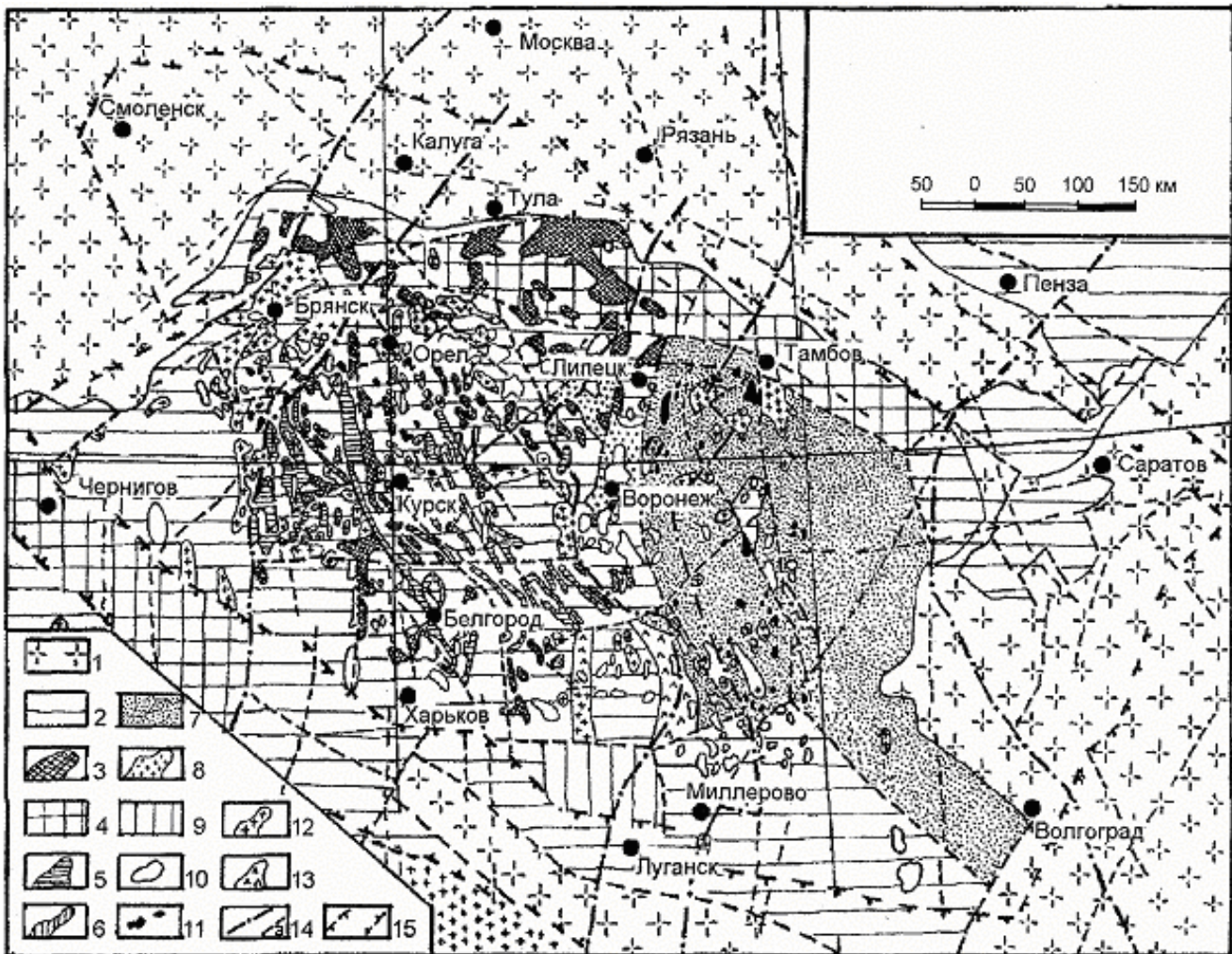


Рис.1.1. Геологическая карта докембрийских образований (по В.П. Кирикову и др.,1996):

1 - архейские и нижнепротерозойские образования, перекрытые отложениями рифея – венда; 2 - нижнеархейские образования; 3 - верхнеархейские образования (михайловская серия); 4 - архейские и нижнепротерозойские образования нерасчлененные. 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

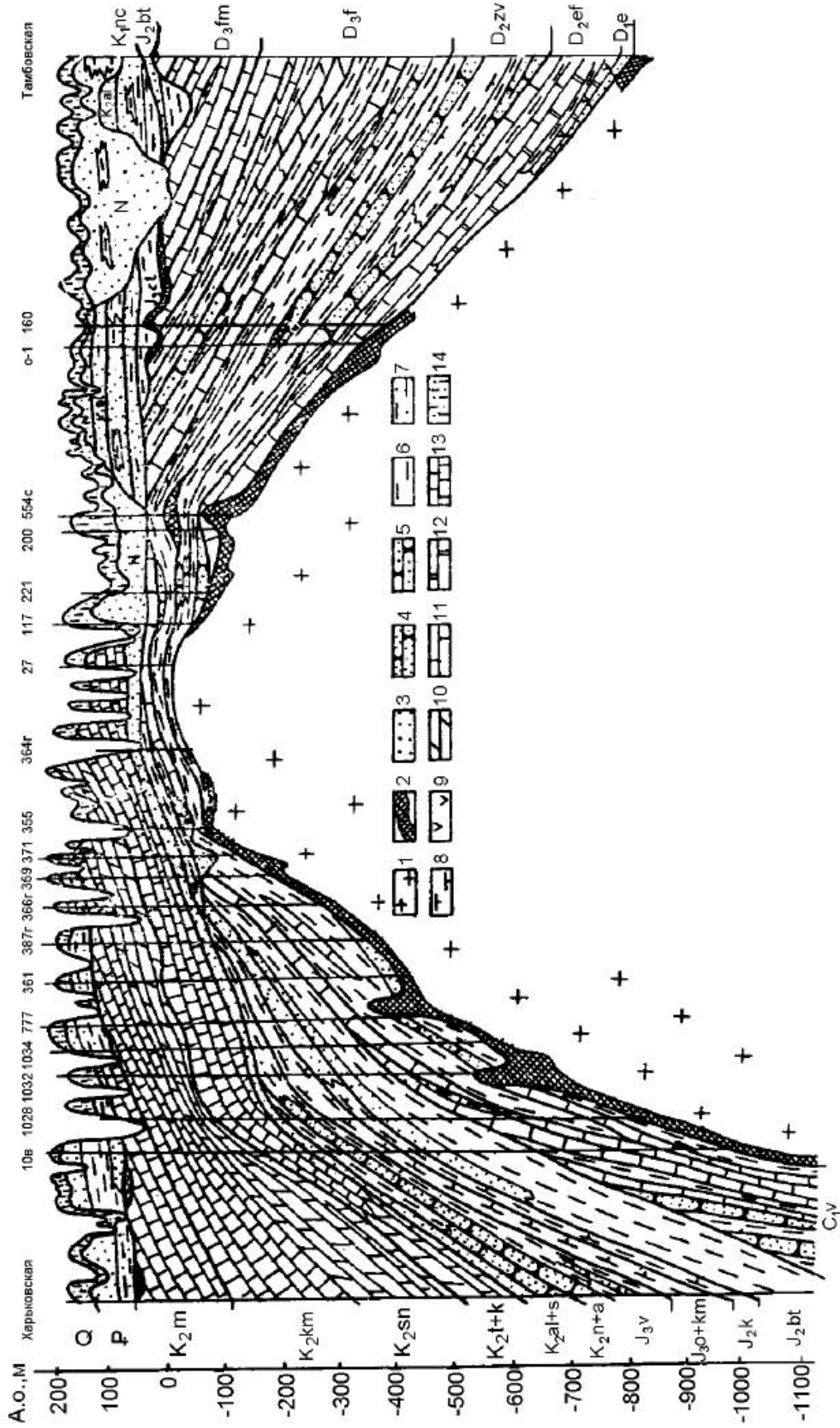


Рис. 1.2. Разрез осадочных отложений по линии Харьков-Тамбов: 1-породы кристаллического фундамента, 2-кора выветривания, 3-пески, 4-песчаники, 5-алевролиты, 6-глины, 7-алевритистые глины, 8-карбонатные глины, 9-гилсы и ангидриты, 10-мерзели, 11-известняки, 12-доломиты, 13-мела, 14-суальджи.

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.

Обоянская серия сложена биотитовыми, гранат-биотитовыми, биотит-амфиболовыми 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 кальцитифиры, 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 описаны порфирибластовые биотит-амфиболовые гранодиорито-гнейсы, амфибол-биотитовые плагиогнейсы, амфиболиты, граносиенито-гнейсы, мигматиты. Мощность СВК обоянской серии составляет тысячи метров, а возраст 2940-3130 млн. лет.

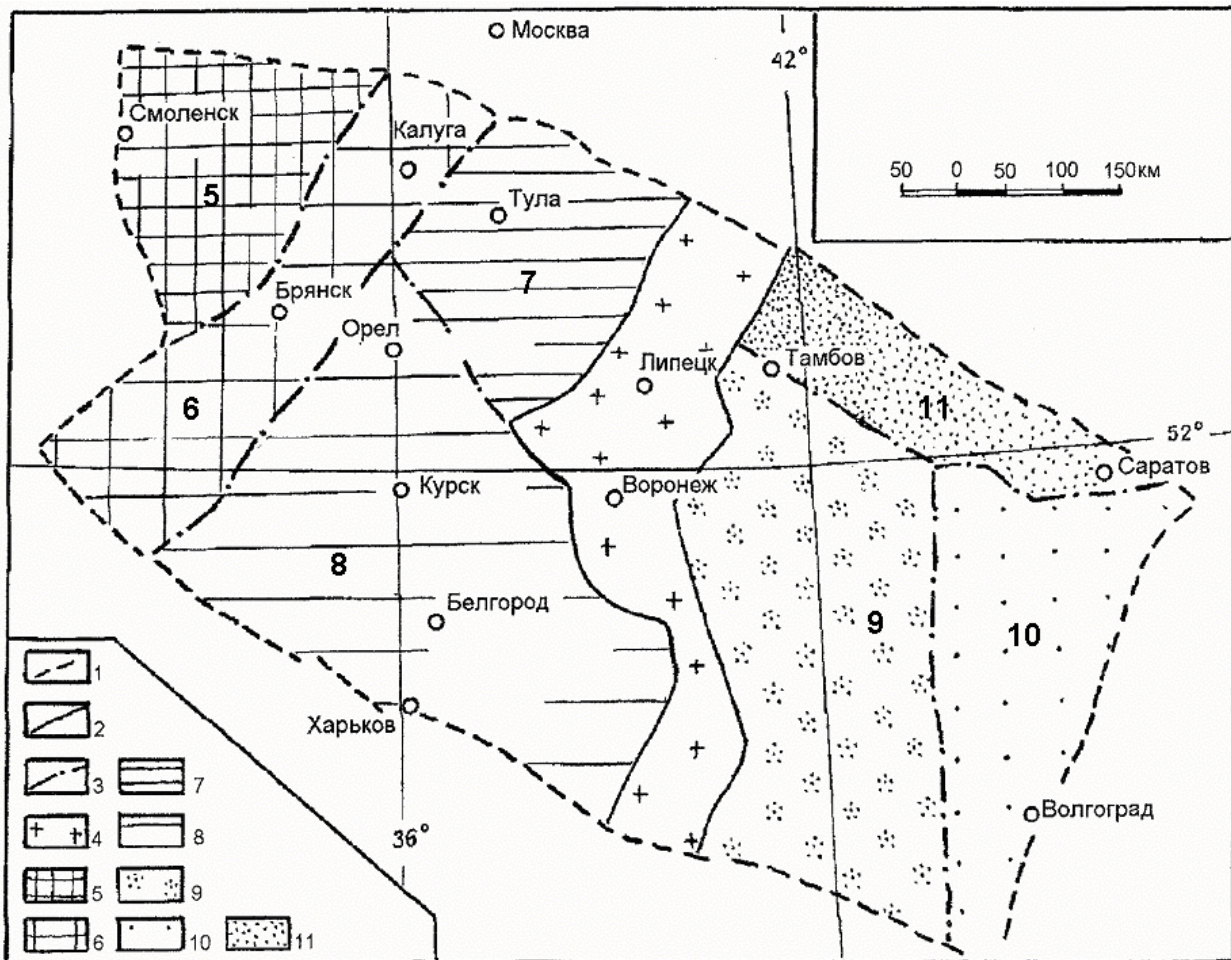


Рис. 1.3. Схема основных тектонических блоков ВКМ. По И.И. Кривцову, Н.С. Афанасьеву, [113]: 1 - границы ВКМ, 2 - границы мегаблоков, 3 - границы макроблоков, 4 - Лосевская (Ливенско-Богучарская) шовная зона. Макроблоки в пределах мегаблока КМА: 5 - Рославльский, 6 - Брянский, 7 - Ливенско-Ефремовский, 8 - Орловско-Курский (Курско-Белгородский). Макроблоки в пределах Хоперского мегаблока: 9 - Калачско-Эртильский, 10 - Камышинский, 11 - Варваринский

Михайловская серия в мегаблоке КМА развита на меньших площадях по сравнению с обоянской и разделяется на александровскую и лебединскую свиты. 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-двуслюдянными, 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 м, возраст 3264 ± 22 млн. лет [116].

Архейская и протерозойская акротемы нерасчлененные. 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, вторая – основными и средними метаэффузивами, в том числе метатуфами, метатуффитами, а также кварц-биотитовыми метапесчаниками, кварц-двуслюдянными альбит-хлоритовыми метаалевритами и метапесчаниками общей мощностью до 2000 м.

Протерозойская акротема представлена нижнепротерозойской зонотемой. Последняя состоит из нижне- и верхне-карельских эратем. Нижнекарельскими являются курская и оскольская серии, верхнекарельская – панинской толща. 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-слюдянными, часто углеродистыми сланцами, иногда с гранатом и ставролитом, содержащими прослой металаевритов, 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, четвертой до 300 м.

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, коррелирующимися с соответствующими свитами Белгородщины. Эта подсерия сложена метапесчаниками, сланцами различного состава, слабрудными силикатно-карбонатно-магнетитовыми и железослюдково-магнетитовыми кварцитами, известняками и доломитами, содержащими прослой 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.

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

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 и более м. В Лосевской шовной зоне и Калач-Эртильском макроблоке развиты метаэффузивы основного и среднего составов воронежской свиты, представленные метабазами, 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-Эртыльском макроблоке, представленная трахибазальтами и трахиандезитами с неустановленной мощностью.

1.2. Интрузивные образования

Наиболее древними интрузивными образованиями являются нижнеархейские (3178±39 млн. лет) перидотиты, серпентиниты, оливиновые габбро-амфиболиты, рогово-обманковые габбро бесединского комплекса, изученные вблизи г. Курска. К верхнеархейским в мегаблоке КМА относятся дуниты, серпентинизированные гарцбургиты, серпентиниты, габбро, габбро-амфиболиты, пироксениты и горнблендиты сергеевского, плагиограниты, гранодиориты салтыковского (2760- 2955 млн. лет), умереннощелочные плагиоклаз-микроклиновые биотитовые и биотит-амфиболовые, часто порфиroidные граниты атаманского комплексов (2322-2615 млн. лет). В Лосевской шовной зоне сергеевскому комплексу соответствует белогорьевский, представленный габбро-амфиболитами и горнблендитами. Верхнеархейско-нижнепротерозойскую лосевскую серию прорывают габброиды, габбро-амфиболиты, габбро-нориты, оливиновые пироксениты, вебстериты рождественского комплекса, относимого к самым низам протерозоя.

Породы курской серии интродуцированы микроклинизированными плагиогранитами, биотитовыми кварц-содержащими анортозитами, дайками и малыми интрузиями плагиогранитов, пегматитов, гранит-порфиоров, 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 ошашковского комплекса.

В мегаблоке КМА во второй половине нижнего карелия внедрились перидотиты, серпентиниты, пироксениты, габбронориты, габбро и габбродиориты золотухинского, гранодиориты, диориты, кварцевые диориты, дайки диоритовых порфиритов, гранодиорит-порфиоров стойло-николаевского, порфиробластические граниты и граносиениты, лейкократовые биотитовые граниты, гранит-аплиты и пегматиты павловского комплексов. В Лосевской шовной зоне выделяются комплексы павловский гранитов и граносиенитов (2078±4 млн. лет) и лискинский (2039±158 млн. лет), представленный лейкократовыми, часто порфиroidными плагиоклаз-микроклиновыми гранитами с дайками гранит-аплитов и пегматитов.

В Калач-Эртыльском макроблоке золотухинскому и стойло-николаевскому комплексам соответствуют мамонский и еланский. Первая фаза мамонского комплекса представлена перидотитами, реже дунитами, пироксенитами, троктолитами, серпентинитами по этим породам, сульфидными 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 здесь соответствует бобровский, представленный микроклин-плагиоклазовыми гранитами, плагиогранитами, мигматитами первой фазы и пегматитами, 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 раннего карелия относится внедрение габбро-долеритов смородинского комплекса в мегаблоке КМА и новогольского комплекса Калач-Эртыльского макроблока.

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

Окончательная кратонизация и частичное обособление ВКМ происходили в интервале 2100-1990 млн. лет, когда в результате раннекарельский складчатости образовалось горное сооружение, которое в течение второй половины раннего протерозоя и начала рифея денудировалось.

Таблица 1.1

Схема стратиграфии и магматизма раннего докембрия ВКМ [106]

Общая геологическая шкала			Местные стратиграфические и интрузивно-метасоматические образования							
Акрон	Зон	Эра	Мегаблок КМА			Лосевская шовная зона		Хоперский мегаблок, Калачско-Эртильский макроблок		
			Суперкрупные образования			Суперкрупные образования	Интрузивные и ультраметаморфические комплексы	Суперкрупные образования	Интрузивные и ультраметаморфические комплексы	
П Р О Т Е Р О З О Й - П Р Н И Ж Н И Й П Р О Т Е Р О З О Й (К А Р Е Л И Й) - П Р ₁	Верхний карелий - PR ₁ ²	Эра	Глазуновская свита PR ₁ gl			Дубравинский PR ₁ d			Панинская толща PR ₁ pn	Артюшковский PR ₁ ag
						Шебекинский PR ₁ s				
						Малиновский PR ₁ ml			Малиновский PR ₁ ml	Малиновский PR ₁ ml
						Сморodinский PR ₁ sm			Ольховский PR ₁ ol*	Новогольский PR ₁ n
									Воронежская свита PR ₁ vr	Воронежская свита PR ₁ vr
						Павловский PR ₁ p*			Лискинский PR ₁ l	Бобровский PR ₁ b*
						Стойло-николаевский PR ₁ sn*			Павловский PR ₁ p*	Еланский PR ₁ e*
						Золотухинский PR ₁ z*			Мамонский PR ₁ m	Мамонский PR ₁ m*
						Остаповский PR ₁ ot		?		
						Шелоковская толща (2 пачки) PR ₁ os ₂				
						Четвертая (верхняя сланцевая) подсвита PR ₁ bl ₄				
						Третья (верхняя железорудная) подсвита PR ₁ bl ₃				
						Вторая (нижняя сланцевая) подсвита PR ₁ bl ₂				
						Первая (нижняя железорудная) подсвита PR ₁ bl ₁				
						Висловская толща (2 пачки) PR ₁ vs				
			Яковлевская свита (3 пачки) PR ₁ ja							
			Роговская свита PR ₁ rg							
			Верхняя подсвита (2 пачки) PR ₁ rg ₂							
			Нижняя подсвита PR ₁ rg ₁							
			Курбакинская свита PR ₁ kb							
			Верхняя подсвита (3 пачки) PR ₁ kb ₂							
			Нижняя подсвита (3 пачки) PR ₁ kb ₁							
			Тимская свита PR ₁ tm							
			Верхняя подсвита (2 пачки) PR ₁ tm ₂							
			Нижняя подсвита PR ₁ tm ₁							
			Осколецкий PR ₁ o*							
			Четвертая подсвита (верхняя сланцевая) PR ₁ kr ₄							
			Третья подсвита (верхняя железорудная) PR ₁ kr ₃							
			Вторая подсвита (нижняя сланцевая) PR ₁ kr ₂							
			Первая подсвита (нижняя железорудная) PR ₁ kr ₁							
			Верхняя подсвита PR ₁ st ₂							
			Нижняя подсвита PR ₁ st ₁							
			Игнатьевская свита AR ₂ -PR ₁ ig			Лосевская серия AR ₂ -PR ₁ ls	Верхняя часть AR ₂ -PR ₁ ls	Нижняя часть AR ₂ -PR ₁ ls		
				Атаманский AR ₂ a						
				Салтыковский AR ₂ sl						
			Михайловская серия AR ₂ mh							
			Лебединская свита AR ₂ lb							
			Александровская свита AR ₂ al							
				Сегиевский AR ₂ sr*						
				Бесединский AR ₁ bs						
			Обоянский СВК (в т.ч. ассоциации пород - брянская и росошанская) AR ₁ ob ^b AR ₁ ob ^f			Обоянский СВК (донская ассоциация пород) AR ₁ ob ^d		Обоянский СВК AR ₁ ob		

* - выделяются две фазы

1.3. Верхнепротерозойские осадочные образования

В позднем протерозое начался авлакогенный этап развития Русской платформы. Воронежский кристаллический массив, представлявший с Украинским щитом единый Сарматский щит, продолжил оформление 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 зонотема, в составе рифея и вендской системы. Рифейская зонотема делится на три эратемы – нижне- (бурзяний), средне- (юрматиний) и верхне- (каратавий) рифейские. В различных структурно-фациальных зонах выделены местные стратиграфические подразделения.

Нижний рифей на исследуемой территории не встречен. Юрматиний в Унечской и южной части Оршанской впадин представлен руднянской свитой. В первой вверху она (мощностью до 76 м) сложена вишнево-красными аргиллитоподобными глинами с прослоями песчаников и алевритов, а внизу – красно-бурыми (в прослоях светло-серыми) массивными песчаниками, содержащими гальку осадочных и метаморфических пород. Во второй свита (до 54 м мощностью) представлена кирпично-красными алевролитами, разномерными песчаниками и песками с галькой гранитов и кварцитов; в нижней части разреза 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) одноименной (оршанской), 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 розовыми, розовато-бурыми, сиреневыми, темно-бурыми с мелкими белыми пятнами, которые содержат прослойки песков. Песчаники неравномерно-плитчатые, массивные, неяснослоистые, с параллельной и разнонаправленной слоистостью, кремнисто- и железисто-глинистым цементом, с трещинками, заполненными кальцитом. В песчаниках встречаются обломки кварца, кварцито-песчаников, кремней и изверженных пород, а также прослойки мелкогалечных конгломератов и гравелитов.

Породы оршанской свиты образовались в континентальных условиях за счет размыва и переотложения монтмориллонит-гидрослюдисто-каолинитовых продуктов выветривания пород кристаллического фундамента [75], срезания слабо выветрелых гранитоидных пород, что обусловило полевошпат-кварцевый состав песчаников. Нередко полевые шпаты частично или полностью каолинизированы в результате катагенетических процессов с сохранением формы зерен.

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

Лапичская 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, в прослоях оолитовые, волнисто-полосчатые, брекчеевидные доломиты с включением кремней. Все это свидетельствует о формировании рифейских отложений в различных условиях (рис. 1.3).

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

Вендская система представлена нижним и верхним отделами. Нижнему соответствует лапландский (волинская 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-полевошпатовыми 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, гранитов, 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 два типа пород преобладают. Туффиты сильно изменены, пирокласты в них замещены хлоритом и карбонатами. Терригенная примесь состоит из кварца и полевых шпатов. Формирование отложений свиты происходило в мелководно-морских условиях (см. рис. 1.3).

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 гаврилов-ямской – в мелководно-морских условиях.

ГЛАВА 2. ЛИТОЛОГИЯ И СТРАТИГРАФИЯ ФАНЕРОЗОЙСКИХ ОТЛОЖЕНИЙ

В настоящее время Воронежская антеклизы представляет приподнятый блок кристаллического фундамента, перекрытый разновозрастными образованиями осадочного чехла. На приведенном рис. 2.1 показан один из типичных поперечных разрезов через антеклизу по профилю Айдар-Павловск-Новохоперск. Хорошо видны ее асимметричный 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.

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 выклинивания до 600 м в краевых частях антеклизы. Они залегают на породах кристаллического фундамента и корях 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 разновидностями, 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. 2.1).

Нижний отдел

Представлен отложениями эмского яруса, залегающими в основании девонского разреза, его рязским горизонтом (до 60 м). Последний развит в крайней северной части антеклизы и сложен 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 коричневатобурые, медово-вишневые тона. В составе глинистых пород преобладает каолинит, в меньшей степени развиты гидрослюда, хлорит и монтмориллонит [185].

Средний отдел

Включает образования эйфельского и живетского ярусов. Первый представлен морсовским (дорогобужским) горизонтом, породы которого накапливались в различных факультальных условиях - континентальных, лагунарных, морских, - и отличаются пестротой состава. Особенностью терригенной части разреза является формирование ее за счет эродированной коры выветривания по докембрийским породам. Эрозия была глубокой, поскольку в составе отложений нередко отмечаются невыветрелые полевые шпаты. Верхняя половина разреза представлена органогенно-детритовыми известняками и только в его кровле появляются глины черноярского горизонта, образовавшиеся в регрессивную фазу эйфельского осадконакопления. Максимум трансгрессии - в мосоловское время.

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

Верхний отдел

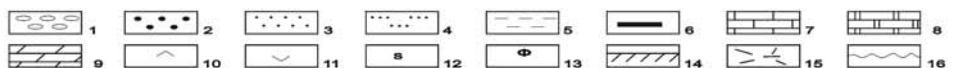
Сложен широко распространенными породами франского и фаменского ярусов. Разрез начинается с ястребовского горизонта, в составе которого на юго-востоке антеклизы значительную роль играют ильменитоносные вулканогенные и вулканогенно-осадочные породы [37, 97]. Материал поставлялся из вулканов, жерловые фации которых предполагаются, но в разрезах пока не установлены. Максимум трансгрессии приходится на чаплыгинское (раннешигровское, кыновское, швентойское) время. По площади пестроцветные песчано-алеврито-глинистые образования несколько уступают живетским, но среди верхнедевонских они наиболее распространены. Саргаевские и семилукские образования, преимущественно карбонатные,

отражают стадию сокращения морского бассейна и выровненности областей сноса, откуда почти не поступал терригенный материал.

Таблица 2.1

Стратиграфическая колонка фанерозойских отложений Воронежской антеклизы. С использованием [116]

1 Система	2 Отдел	3 Ярус надъярус	4 Подъярус	5 Надгоризонт, горизонт, серия, свита	6 Индекс	7 Колонка	8 Мощ- ность м	9 Петрографический состав пород	10 Эпохи коро- образ- вания																			
МЕЛОВЯЯ	Четвер- тичная				Q		5-80	Пески, алевриты, глины, суглинки, в том числе моренные с валунами и щебнем, лессовидные, редко мергели, доломиты, торф, погребенные почвы, вулканический пепел.																				
										Неолессовая	Палео-цен	N ₂		40-50	Пески, алевриты, глины													
																Палео-цен	N ₁		15-60	Пески, глины пестроцветные								
																					Палео-цен	P ₃		10-50	Пески кварцевые, глауконит-кварцевые			
	Палеоценовая	Эоцен			Харьковский P _{3a/rl} Киевская P _{3kv} Бучакская P _{3bc} Каневская P _{3kl} Сумской	P ₃		5-40	Пески глауконит-кварцевые Глины, пески кварцевые, глауконит-кварцевые Пески кварцевые, глауконит-кварцевые																			
											Верхний	Мел-палео-страт-соци	K _{2m}		до 180	Мел, мергели												
																	К _{2km}		5-30	Мел, мергели мелоподобные, пески, алевриты, силициты								
																					K _{2st}		5-140	Мергели мелоподобные и кремнеземистые, мел, силициты, пески и алевриты				
																									K _{2k}		5-60	Мел, Мергели, силициты, пески, алевриты, глины
Нижний	Средне-мел-соци	K _{2s}		15-20	Пески глауконит-кварцевые с фосфоритами																							
						K _{1al}		5-15	Пески, алевриты глауконит-кварцевые																			
K _{1a}		3-30	Пески кварцевые, каолиновые глины																									
K _{1nc}		10	Глины алевритистые темно-серые, внизу зеленовато серые, пески																									
ЮРСКАЯ	Верхний	Мел-палео-соци			J _{3tt}		до 40	Глины известковистые и алевритистые с прослоями известняков и песчаников																				
										J _{3km}		до 40	Глины в разной степени алевритистые с прослоями известняков и мергелей															
														J _{3o}		до 30	Глины известковистые, песчанистые и алевритистые с маломощными прослоями известняков											
																		J _{2k}		до 30	Глины, в Белгородском районе с прослоями песков							
																						J _{2bt2-3}		5-40	Пески, глины, алевриты			
	Средний	Белый			Подлужный J _{2pd}	J _{2bt1}		5-60	Чередование глин с алевритами, пески																			
											Верхний	Мел-палео-соци		J _{2b}		15	Пески, глины											
																		C _{2m}		до 100	Чередование глин, мергелей, известняков, алевролитов, песчаников							
																						C _{2b}		до 40	Внизу глины, выше известняки			
																										C _{1pr}		10-25
C _{1st}		до 35	Известняки белые, доломиты																									
C _{1tr}		10-40	Известняки, доломиты																									
C _{1v2}		10-40	Известняки с прослоями глин и кремнеи																									
C _{1mh}		до 50	Внизу глины, вверху известняки																									
C _{1al}		до 60	Известняки, глины, песчаники																									
C _{1tl}		до 70	Чередование песков, глин, известняков, углей																									
C _{1bb}		до 40	Пески, глины, угли																									
C _{1rd}		до 10	Глины с прослоями песков и алевритов																									
C _{1sz}		до 20	Известняки органогенные, окремненные с прослоями глин																									
C _{1op}		10	Переслаивание узловатых и органогенно-обломочных известняков																									
C _{1ml}		10	Переслаивание известняков и глин																									
C _{1gm}		8	Бисморфно-полидетритовые известняки																									
D _{3hv}		до 25	Глины, мергели, известняки, доломиты																									
D _{3os}		до 23	Доломиты, гипсы, ангидриты, на юге-глины, известняки																									
D _{3pl}		15	Доломиты, гипсы, ангидриты, доломитизированные известняки																									
D _{3op}		20	Доломиты																									
D _{3lb}		25	Доломиты и известняки																									
D _{3el}		до 30	Известняки органогенно-обломочные																									
D _{3zd}		до 20	Внизу пески и глины, вверху известняки																									
D _{3lv}		30	Известняки органогенно-обломочные																									
D _{3ev}		30	Известняки органогенно-обломочные																									
D _{3vr}		до 55	Известняки и мергели с прослоями глин																									
D _{3pt}		10	Пески, глины, мергели																									
D _{3sm}		до 30	Переслаивание известняков и глин																									
D _{3sr}		до 20	Зеленовато-серые известняки																									
D _{3ep}		до 130	Глины, алевриты, пески																									
D _{3js}		до 40	Глины, пески, на ЮВ-вулканогенные породы																									
D _{3ml}		до 10	Глины, алевриты, пески																									
D _{3ar}		до 80	Алеврито-песчано-глинистые породы																									
D _{3vb}		до 20	Глины с прослоями песков																									
D _{3er}		до 10	Глины с прослоями песков, мергелей																									
D _{3ms}		до 30	Известняки(85%), песчаники, глины																									
D _{3mr}		до 65	Разнозернистые пески, глины, алевриты, известняки																									
D _{1rg}		до 60	Гравийно-песчаные и песчано-глинисто-алеваитовые породы																									
Древне-орни					AR + PR			Породы кристаллического фундамента архая и раннего протерозоя, в краевых частях региона - метаморфизованные осадочные образования позднего протерозоя																				



1-галчка, 2-гравий, 3-пески, 4-алеваиты, 5-глины, 6-угли, 7-известняки, 8-доломиты, 9-мергели, 10-сульфаты, 11-базальты, 12-силициты, 13-фосфориты, 14-почвенно-растительный слой, 15-вулканогенно-осадочные породы, 16-перерывы

Верхнефранские образования (петинский горизонт) с размывом залегают на семилукских и представлены в самом низу кварцевыми песчаниками, сменяющимися по разрезу каолиновыми глинами, которые кверху переходят в чередования известняков, глин и песчаников, в том числе, 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 горизонту отнесены поля щелочных базальтов, содержащих ксенолиты семилукских известняков.

Верхняя часть разреза франа представлена известняками евлановского и ливенского горизонтов, распространенными северней широты Воронежа. Среди органогенно-детритовых известняков нередко прослой автохтонных конгломератов, что свидетельствует о мелководности морского бассейна. На юго-востоке в евлановско-ливенское время произошло излияние покровных базальтов (Советская площадь [36]). В целом, это время отвечает регрессивной стадии позднефранского осадконакопления.

Площадь развития фаменских образований наименьшая в девоне. Фаменские преимущественно карбонатные и эвапоритовые породы образовались в регрессивную фазу общего девонского осадконакопления. Их разрез начинается с задонского горизонта. Его характерной особенностью является большое разнообразие слагающих пород, частая их смена в разрезе и по площади. В большинстве случаев нижняя его часть терригенная, а верхняя - карбонатная. У границ выклинивания горизонта отмечается сильное огрубление материала.

Для елецкого горизонта (см. табл. 2.1) отмечается выдержанность и однородность состава на значительных площадях, преобладание (до 80% от мощности разреза) известняковых и доломитово-известняковых пород. Терригенные образования отмечаются на северо-западе, вблизи границы выклинивания горизонта. На елецкое время приходится максимальная трансгрессия при общем регрессивном фоне развития фаменского бассейна.

В верхней части разреза развиты преимущественно доломиты, в меньшей степени - известняки, часто доломитизированные, мергели, гипсы и ангидриты. Значительную площадь занимало лагунное осадконакопление в северной и особенно северо-восточной частях антеклизы.

В позднефранское и фаменское время на юге региона в эрозионной депрессии, протянувшейся от Нового Оскола до восточных границ антеклизы, накапливалась песчано-каолиновая мамонская толща. Большая часть ее разреза, имеющего мощность 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, развитых на кристаллических породах докембрия, осадочных и вулканогенных девона. За счет коры выветривания на последних образовалась нижняя пестроцветная часть толщи, в то время как верхняя возникла преимущественно при размыве элювия на гранитоидах. На крайнем юго-востоке в разрезе мамонской толщи появляются известняки, свидетельствующие о смене континентального осадконакопления морским.

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. Отложения карбона 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 возрастают от первых метров у границ выклинивания до сотен метров по направлению к отрицательным структурам.

В составе рассматриваемой системы выделяются нижний и средний отделы. Нижний включает турнейский, визейский и серпуховской ярусы, средний - башкирский и московский. Породы двух последних 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, пеллитоморфными, конгломератовидными известняками с маломощными прослоями глин. Терригенные образо-

вания 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 метров. 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, образованные 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 – некарбонатные, лагунного происхождения. Максимальная трансгрессия приходится на тульское время, отложения которого имеют наибольшее распространение 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 некарбонатных 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 в сочленения антеклизы с Днепровско-Донецкой впадиной, где 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, алевролитов, 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.

2.3. Юрская система

Представлена байосским, батским и келловейским ярусами среднего, оксфордским, кимериджским и титонским (вожским) ярусами верхнего отделов. Юрские отложения с глубоким размывом перекрывают палеозойские, а в центральной части антеклизы и докембрийские породы. Особенно юрские образования распространены на территории КМА, где залегают под молодыми отложениями, а выходят на поверхность по долинам рек в Орловской области. По данным Д.Н. Утехина [59], 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 алевроиты. В большинстве случаев байосские отложения объединяют с нижнебатскими, поскольку их расчленение представляет большие трудности. Контакт же между ниже- и средне-верхнебатскими образованиями выражен достаточно четко по смене морских глин с аммонитами глинистыми алевролитами и песками. Средне-верхнебатские отложения представлены песчаными русловыми и глинисто-алевроитовыми пойменными фациями на северо-востоке КМА, алевроитами, 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 КМА значительную роль в разрезах начинают играть пески, образовавшиеся в прибрежно-морских условиях. В основании разреза, в северо-восточной части поля развития юрских образований, во врезанных в девонское основание долинах, встречаются континентальные озерные отложения, представленные темно-серыми до черными иловатыми глинами, с многочисленными автохтонными растительными остатками. Обычно в основании континентальных отложений, отсутствующих южнее широты Обояни, имеется мало-мощный 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 пелеципод, 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 опализованные спикулы губок, глауконит, пирит.

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

Отложения титонского яруса с размывом залегают на породах 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 с глауконитом. Следовательно, в Белгородском районе КМА в титонский век располагалась более удаленная от берега, чем на остальной территории, часть морского бассейна.

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 юго-юго-востоке - на каменноугольных.

Отложения меловой системы делятся на две различные по литологическим особенностям толщи: нижнюю - терригенную в объеме неокомского надъяруса, аптского, альбского и сеноманского ярусов и верхнюю - преимущественно карбонатную, представленную породами туронского, коньякского, сантонского, кампанского, маастрихтского 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 периода, в неокоме и южная, и юго-западная части региона были относительно приподняты, восточная и северная окраины - опущены, поэтому на северо-востоке наблюдаются наиболее полные и однотипные разрезы мелководно-морских отложений неокома. Здесь возможно их 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 это повсеместно темные, почти черные глины, песчано-слиудистые, участками переходяще в слиудистые пески. Верхняя часть их разреза - мелкозернистые пески и алевриты, 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 простираанию в глинистые алевриты и мелкозернистые глауконит-кварцевые пески.

В южных и юго-западных районах антеклизы (к югу от г. Обоянь) отложения неокома не расчленяются на ярусы. Это пестроцветные алевритистые глины, алевриты и пески, лишенные каких-либо органических остатков. В распределении литологических типов нет закономерностей, что позволяет отнести их к образованиям мелкого моря с переменным гидродинамическим режимом.

Отложения аптского яруса распространены на большей части территории, имеют эрозионные границы и несогласно залегают на образованиях неокома, юры и девона. В аптский век осадконакопление происходило в континентальных условиях на юге и в 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 разрезов сложено только кварцевыми песками. Это могут быть песчано-гравийные смеси, разнозернистые от крупно- до тонкозернистых, псаммиты. Соотношение различных по зернистости песков иногда меняется от разреза к разрезу, однако, в целом отмечается тенденция к уменьшению размера песчаных частиц снизу вверх. Песчано-гравийные отложения перлювиальных и пристрежневых фаций в этом направлении сменяются сначала средне- и мелкозернистыми песками прирусловых отмелей и валов, а выше пойменными и старичными мелко-тонкозернистыми песками, алевритами и глинами с субгоризонтальной слоистостью. В верхних частях разрезов нередко углистые глины и лигниты, свидетельствующие, по мнению А.Д. Савко и В.П. Михина, о заиливании и заполнении углисто-глинистым материалом озер и превращении их в болота [191, 194]. Все это говорит о выравнивании территории.

Северную часть региона в аптское время занимали обширные прибрежно- и мелководно-морские зоны, сложенные светло-серыми до белых кварцевыми песками, с небольшими линзы глин гидрослюдисто-каолинитового состава. В прибрежно-морских песках иногда отмечаются линзы, обогащенные титан-циркониевыми минералами.

Отложения альбского яруса известны почти на всей территории антеклизы. Их нет лишь на ее севере и в пределах Павловского поднятия. Они с размывом залегают на породах апта, а южнее линии г.г. Курск-Тим - на неокомских и даже юрских образованиях. Повсеместно они перекрыты песчаными породами сеномана. Альбские отложения представлены толщей глауконит-кварцевых разнозернистых песков, гранулометрический состав которых изменяется по площади и разрезу. Вблизи Россошанского массива в основании альба залегают гравелистые крупнозернистые пески, на северо-востоке и отдельных участках остальной территории отмечаются прослой глины 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, где уничтожены интенсивной эрозией в неоген-четвертичное время. Вдоль северной границы своего распространения отложения сеномана выходят на дневную поверхность, а южнее перекрыты более молодыми карбонатными образованиями меловой системы. Почти повсеместно они подстилаются песчаными породами альба, а на юго-востоке более древними образованиями палеозоя. На большей части территории сеноманские породы представлены толщей мелко-среднезернистых песков зеленовато-серого цвета, содержащих глауконит и фосфориты. На крайнем юге в составе песков появляются гравелистые разности.

В пределах сеноманского бассейна отмечаются впадины и поднятия. В первых формировались глинистые мелкозернистые пески с прослоями песчаных глин и алевритов, во вторых - мелкозернистые пески с фосфоритами. К таким поднятиям приурочены месторождения фосфоритов [189], где насчитывается до трех продуктивных пластов.

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

Коньякские образования согласно залегают на туронских, с которыми совпадают по площади, отличаясь значительной фациальной изменчивостью по латерали и разрезам. Верхняя граница маркируется губковым горизонтом или характерным прослоем ожелезнения. В направлении с юга на север наблюдается смена фаций от чистого мела и мелоподобных мергелей до известковистых алевритов, кремнеземных мер-

гелей, 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 разнообразие типов пород - от мела и мелоподобного мергеля на юге до кремнеземистых мергелей, известковистых глин, опок, трепелов, песков и алевритов, сменяющих друг друга 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 опокovidные алевролиты и песчаники, в основании которых повсеместно развита фосфатоносная пачка мощностью до 0,7 м.

Образования кампанского яруса согласно залегают на сантонских и распространены в пределах южной и западной частей антеклизы. На северо-востоке они сохранились в локальных останцах на высоких водоразделах рек Хопра и Вороны. Для кампанских отложений характерна их широкая фациальная изменчивость - от писчего мела и мелоподобных мергелей на юге до фосфатоносных песков и алевритов на северо-западе, высококремнистых опокovidных пород с прослоями песков и мергелей на северо-востоке [192]. Особенностью кампанского мела является его повышенная белизна и тонкость, поскольку он практически полностью состоит из остатков кокколитофорид.

Отложения маастрихтского яруса достоверно известны лишь на крайнем юго-западе региона, где они представлены мергельно-меловыми породами, внешне схожими с кампанскими. Мел белый, тонкий, писчий, в нижней части глинистый, насыщенный чешуей рыб, в основании с галькой фосфоритов.

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 серии (15-20 м) на юго-востоке Воронежской антеклизы и в западных ее районах. Породы серии (пески, алевриты, глины) заполняют впадины и неровности карбонатного ложа предпалеогенового рельефа. Пески обычно слагают нижнюю часть разреза либо весь разрез у границ выклинивания и на локальных древних поднятиях. В центральной, удаленной от берега фациальной зоне накапливались преимущественно бентонитовые, алевритовые и опокovidные глины. Алевритовые глины содержат цеолиты.

Эоцен

Представлен отложениями каневской серии, бучакской, киевской свитами и нижней частью харьковского надгоризонта (см. табл. 2.1), распространенных в южной части антеклизы. Каневская серия сложена однообразными в литологическом отношении кварцевыми, бучакская свита - 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 - на карбонатных породах верхнего мела. В наиболее глубоководной зоне киевского моря разрез трехчленный: внизу отмечаются 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 опокovidные глины, вдоль его периферии - тонкозернистые глинистые пески и алевриты. На киевское время приходится 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. Прослой глины наиболее распространены на юге территории, где нижнюю часть разреза образуют алеврито-глинистые образования, а верхнюю - песчаные, признак регрессии эоценового бассейна.

Олигоцен-нижний миоцен

Объединены в полтавский надгоризонт, состоящий из берекского и новопетровского горизонтов. Этот комплекс образований, залегают 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 прослоями серых гидрослюдисто-монтмориллонит-каолининовых глин. Стратиграфическое положение его верхней части («новопетровский горизонт») дискуссионно. Г.В.Холмовой считает, что речь идет об аналогах краснояржской (шапкинской) свите, континентальные отложения которой нет оснований причислять к полтавскому надгоризонту, объединяющему мелководно-морские псаммиты.

2.6. Неогеновая система

В пределах Воронежской антеклизы принято [116, с.21] выделять три района с различным строением неогеновых толщ – бассейн Палео-Днепра; бассейн Северского Донца и Оскола; бассейн Палео-Дона (Оско-Донская равнина и примыкающие площади Среднерусской и Калачской возвышенностей). Каждый из районов имеет собственный комплекс террас, которые сложно коррелируются друг с другом. Одним из важнейших событий рубежа олигоцена и миоцена было формирование тефросодержащего уровня, датированного Ю.В. Иосифовой в 23 млн лет [94]. Самые древние континентальные миоценовые толщи отнесены Г.В. Холмовым к краснояржской (шапкинской) свите миоцена, слагающей наиболее возвышенные приводораздельные части Среднерусской возвышенности. Их соотношение с подстилающими морскими псаммитами бережской свиты полтавского надгоризонта вполне определено: в целом ряде разрезов Кантемировского листа базальные континентальные краснояржские пески содержат обломки бережских песчаников. Это ставит под сомнение правомочность выделения новопетровского горизонта как верхней части полтавы – для него просто нет места в геохронологической шкале. Подобный же факт можно установить и при внимательном прочтении монографии известного знатока палеогена антеклизы В.П. Семенова [201]. Этимологически неточно и само название этого спорного горизонта – его стратотип находится у с. Новые Петровцы под Киевом.

Сложную последовательность геологических событий неогена, существенно отличную в разных частях антеклизы, мы рассмотрим подробнее при характеристике соответствующего этапа развития региона, а здесь подробнее охарактеризуем древнейший краснояржский (шапкинский) уровень выветривания, сохранившийся в современном рельефе. Именно от этого репера в регионе ведется отсчет неотектонического этапа [170].

Краснояржская свита на КМА сложена песчано-глинистыми образованиями. 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 выделяются 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 разномышными песками и кирпично-красными глинами с крупными конкрециями углекислого кальция и бобовинами окислов марганца. Именно этот тип описан в опорном (у с. Шапкино на водоразделе Нежеголи и Волчьей) обнажении Е.М. Розановской и назван "шапкинской толщей" [231]. Ее озерно-болотный аналог был выделен А.П. Кузнецовым на Красно-Яружском месторождении керамических глин, в основании гидрослюдисто-каолининовых, 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 разномышные кварцевые с косой однонаправленной слоистостью, вторые имеют серый, темно-серый до черного цвет, обычно алевритистые и запесоченные, переслаиваются с песками, сформировались в старичных озерах.

Плиоценовыми в регионе считаются аллювиальные отложения верхнего уровня (частично) средней (8-й), низкого уровня средней (7-й) и низкой неогеновых террас в бассейнах Дона и Оскола [253]. Границу между миоценом и плиоценом проводят [116; 253, с.28] внутри нижнеусманской свиты усманской серии, очень бедной палеонтологическими остатками. Сложности существуют и при разграничении геологических тел, относимых к верхам плиоцена и нижней части эоплейстоцена: пограничные стратоны в регионе не обнаружены. Ныне рубеж видят внутри горянской серии верхнего плиоцена-эоплейстоцена.

Цоколь самой древней, содержащей нижнеплиоценовый аллювий террасы, отмечен Г.В. Холмовым и Б.В. Глушковым в долине Оскола близ с. Чернянка на отметке 191,4 м. Этот разрез сложен преимущественно монтмориллонитовыми глинами мощностью около 3 м. Средне-верхнеплиоценовый аллювий в области КМА слагает разрезы низкой неогеновой террасы в понимании М.Н. Грищенко. Его отложения принадлежат потуданской серии, подошва которой здесь залегает на трех самостоятельных гипсометрических уровнях (в долине Палео-Дона таких уровней только два: урывский и белогорский). Самые высокие отметки (152 м, 156 м, 164 м) подошвы потуданская серия имеет у г. Старый Оскол, на междуречье Ольшанки и

Орлика, западней с. Чернянки. Разрезы сложены среднезернистыми песками в основании (2,4 м у с. Чернянка) и несколькими (до 10 м) метрами тяжелых желтовато-зеленых, серых, красных глин. Верхнеплиоценовая-эоплейстоценовая горянская серия (нижнегорянская свита) залегает на отметках 142-144 м, а к северу от Старого Оскола даже на 150 м. Три настилающие аллювиальные свиты серии построены единообразно: внизу залегают русловые псаммиты преобладающей мощности, кверху эти пески перекрывают маломощные пойменные глины. Из указанных трех свит горянской серии лишь нижнегорянская (тихососновская) принадлежит верхнему плиоцену. Остальные две (успенская и дивногорьинская, по Ю.И. Иосифовой) – уже эоплейстоцен.

Разрезы плиоцена основных палеоландшафтных площадей Воронежской антеклизы - Палео-Дона и Палео-Днепра, Северского Донца - весьма отличны по петрографическому составу и условиям залегания отложений, сложно коррелируются. Так, Г.В. Холмовой плиоценовым считает аллювий кривоборской серии, отсутствующей ныне в Легенде [116]. По данным этого исследователя, два уровня ее псаммитов на широте Воронежа имеют абсолютные отметки подошвы +74 и +54 м при мощностях песков первого уровня 25-30 м, а второго- 40 м.

Результаты изучения плиоцена региона изложены в многочисленных обобщающих работах М.Н. Грищенко [67-69], Г.В. Холмового [253-255], Б.В. Глушкова, Г.В. Холмового [63], Ю.И. Иосифовой [92-94], Р.В. Красненкова [109], Легенде [116] и др.

2.7. Четвертичная система

История исследований четвертичных отложений региона насчитывает не одну сотню лет, что связано с разнообразием заключенных в них фаунистических, флористических, археологических комплексов. Помимо знаменитых памятников позднего палеолита Костенковско-Борщевского страторайона, где человек обитал в интервале 50-17 тысяч лет назад, здесь должны быть упомянуты позднепалеолитическая стоянка Авдеево под Курском, периодически случавшиеся находки крупных млекопитающих (иногда целых скелетов), описанные в работах Г.П. Гельмерсена (1856), Н. Макшеева (1884), Успенского (1896), крупнейшие комплексы фауны и флоры времени последнего климатического оптимума Шкурлата и др. Важнейшие обобщающие работы по геологии квартера принадлежат перу С.Н. Никитина (1885, об эрратических валунах региона). В.В. Докучаева (1892, об истории русских степей), И.С. Полякова (1880, археологические исследования).

Объекты четвертичной геологии Воронежской антеклизы привлекали пристальное внимание отечественных научных школ: Института географии РАН (А.А. Величко, А.Л. Чепальга), ГИНа (Л.И. Алексеева, Ю.А. Лаврушин), Санкт-Петербургского университета и Института археологии РАН (Е.А. Спиридонова, Н.А. Гей, Х.А. Арсланов), Московской ГРЭ (Р.В. Красненков, Ю.И. Иосифова, С.А. Шик). Долгие годы основным вдохновителем, инициатором исследований квартера антеклизы был профессор М.Н. Грищенко, оставивший плеяду блестящих учеников (Г.В. Холмовой, Ю.Ф. Дурнев и др.). Целой эпохе изучения четвертичной системы региона подведен итог в монографии М.Н. Грищенко [71]. В последние десятилетия основные обобщающие работы, уточнение стратиграфических схем Воронежской серии листов выполняются Г.В. Холмовым, С.М. Шиком, Б.В. Глушковым. На площади антеклизы выделяются [116] три области, отличающиеся строением четвертичных толщ: бассейны Верхнего Днепра и Десны (московское оледенение), Верхнего Дона и Северского Донца (донское оледенение), Среднерусская возвышенность (внеледниковая).

Наиболее древние четвертичные толщи отнесены к **эоплейстоцену**. По составу фауны мелких млекопитающих в Урывско-Коротоякском страторайоне эоплейстоценовыми признаны две верхние из трех свиты горянской серии – успенская и дивногорьинская [253, с. 47]. Мощность их в разрезах не превышает 10 м. Частные разрезы обычно начинаются маломощными русловыми песками, кверху сменяемыми характерными красно-бурыми глинами («терраросса», «скифские глины»).

Среди отложений **нижнего звена неоплейстоцена** различаются образования, сформировавшиеся до появления в регионе донского ледникового языка (петропавловский, ильинский, покровский горизонты), собственно ледниковые и водноледниковые донского горизонта и постледниковые (мучкапский горизонт). Все они представлены псаммитами, глинами, суглинками. Мощности отдельных стратиграфических подразделений в ранге горизонта не превышает 20-25 м.

К **среднему звену неоплейстоцена** отнесены пески, супеси, суглинки четвертой (кривоборской) и третьей (подгоренской) надпойменных террас Дона. Их мощность в каждом случае не превышает 15-20 м.

Верхнее звено неоплейстоцена объединяет аллювиальные отложения второй и первой надпойменных террас. Наиболее древними здесь признаются аллювиальные пески, галечники, глины шкурлатской

свиты, содержащие богатый комплекс фауны и флоры последнего межледниковья (Шкурлатовское рудное поле у г. Павловска, разрабатываемое ОАО «Павловскгранит»). В местных разрезах-памятниках природы, многие годы исследуемых ВГУ в содружестве с учеными научных учреждений Москвы, были впервые обнаружены останки мамонтов раннего типа и части скелетов высокопрогрессивной формы лесных слонов, руководящей формы позднего плейстоцена Западной Европы,

Голоцен Воронежской антеклизы привлекает исследователей из-за полноты и особой «палеоклиматической» выразительности разрезов, связанной с положением региона: на стыке крупнейших климатических и ландшафтных зон. В пределах Шкурлатовского рудного поля (Павловский гранитный карьер) в 1970-1980-е г.г. имелась прекрасная возможность наблюдать соотношения разновозрастных речных врезов, выполненных отложениями с обильными фаунистическими остатками и растительным детритом. Три их генерации подробно исследовались совместно со Е.А. Спиридоновой, Ю.А. Лаврушиным, С.В. Тихомировым, Х.А. Арслановым, Л.И. Алексеевой и описаны при характеристике голоценового этапа развития.

Установлена нижняя естественная граница голоцена региона, фиксируемая началом выполнения наиболее глубокого вреза - 10,4 тысячи лет.

ГЛАВА 3. РАЗВИТИЕ ПРЕДСТАВЛЕНИЙ О ТЕКТОНИКЕ ВОРОНЕЖСКОЙ АНТЕКЛИЗЫ

3.1. О понятии термина "антеклиза"

Термин "антеклиза" был впервые использован А.Н. Мазаровичем [125] при характеристике толщ фанерозоя Поволжья. Он склонялся к мысли о нетектоническом происхождении антеклиз. "Такого рода выпуклины-антеклизы могли образоваться без всякого влияния тектонических сил под влиянием совершенно других процессов, а именно - они представляют собой результат осаждения на неровности морского дна" (с. 51). Им было отмечено, что антеклизы состоят из ядра (причины неспокойного залегания слоев с углом падения до $10-15^{\circ}$) и "плаща" осадков. Этот автор выделил три типа ядер: а - древняя абрадирующая дислокация, б - неровность эрозионного рельефа, в - столовая страна, разбитая сбросами на отдельные глыбы. Он писал: "...палеозойские породы могут быть первичным ядром, либо вторичным, то есть они сами либо дислоцированы, либо, имея очень неправильную поверхность, вызывают явления плащеобразного залегания, либо они сами покрывают плащеобразно более древние выпуклины, которыми могут быть, например, докембрийские тектонические линии" (с. 55). А.Н. Мазарович отметил также важнейшие особенности рассматриваемой положительной структуры: "... на гребне антеклизы имеет место перерыв в осадконакоплении, на крыльях же он уменьшается пока не приведет к полной серии осадков, где влияние антеклизы равно нулю... На гребне сохраняются лишь отложения больших трансгрессий" (с. 57). В качестве примера были приведены антеклизы: Камышинская с ядром из каменноугольных известняков, Средне-Волжская с таковым из пермских пестроцветных пород, Заволжская и Цнинская с ядрами пермских и каменноугольных известняков соответственно.

Исследования А.Н. Мазаровича представляют большой интерес, поскольку они привлекли внимание к многочисленным дислокациям в осадочном чехле платформ, к их положительным формам. Позднее Н.С. Шатский [267] использовал предложенный А.Н. Мазаровичем термин для характеристики крупных положительных структур, противопоставляемых синеклизам. Он отметил, что антеклизы Доно-Медведицкого и Окско-Цнинского валов, исследованные [125] "не представляют собой по форме, положению, величине таких структур, противоположностью которых является синеклиза. . . Антеклизами следует называть положительные гомологи синеклиз" (с.14).

Н.С. Шатский писал: "Синеклизы и связанные с ними антеклизы представляют собой, так сказать, одну полную волну, крылья синеклиз являются также крыльями антеклиз. В сводовых частях антеклизы, в результате длительного поднятия, мощности формаций обычно уменьшаются, здесь особенно часты перерывы, нередко из разреза выпадают целые серии и формации. В наиболее выраженных антеклизах типа Карело-Финского свода отсутствует весь осадочный чехол и на поверхность выходит гнейсовое основание платформы. Такую же картину мы наблюдаем в ядре Воронежской антеклизы" [267, стр.15].

Таким образом, Воронежская антеклиза является одним из тектонотипов антеклиз платформ и впервые была изображена на схеме этого автора. По Н.С. Шатскому, синеклиза и антеклиза представляют платформенные структуры второго порядка в сравнении с плитами и щитами. "Синеклизы и антеклизы осложняют плиты и щиты и поэтому являются тектоническими формами как бы подчиненными последним" [267, с. 42]. "Антеклизы в своих очертаниях подчинены синеклизам, пассивно занимая промежутки между ними, почему в типичном виде эти платформенные структуры имеют в целом сетчатый вид: антеклизы представляют собой петли, а ячейки между ними заняты синеклизами ... Возникает предположение, что в данном случае ведущими активными тектоническими формами являются синеклизы, начиная с древнего палеозоя до карбона, а антеклизы - структуры остаточные: они погружались вместе со всей плитой и покрывались осадками, но не испытывали, по-видимому, крупных самостоятельных поднятий и обособились как структуры лишь в результате интенсивного прогибания соседних синеклиз" [267, стр. 43].

Этот вывод широко известен и часто цитируется. Гораздо реже отмечается, что этот автор не был полностью уверен в его истинности: "... если прогибание синеклиз и общее погружение плит относительно антеклиз и щитов доказывается имеющимися фактами с полной убедительностью, то этого нельзя сказать об отсутствии поднятий или о величине поднятий положительных тектонических структур платформ. Мы старались показывать на примере Балтийского щита и Воронежской антеклизы, что если такие поднятия и происходили, то по своей амплитуде они были невелики в сравнении с прогибанием отрицательных тектонических форм. Этот вопрос, однако, требует дальнейшего исследования . . ."

Среди антеклиз выделяются собственно антеклизы, своды и массивы. Общим для этих структур является наличие в современном рельефе фундамента выступа, облекаемого осадочным чехлом различной мощности (от первых десятков метров до 1,5-2 км). Все антеклизы на современном этапе развития испыты-

вают тектонические движения положительного знака в отличие, например, от движений в Московской синеклизе, площадь которой по данным повторного нивелирования ныне опускается со скоростью более 3 мм в год [267, стр. 44].

Антеклизы в плитную стадию развития платформ могут погружаться на значительные глубины [246] и превращаться в погребенные структуры. В.Е. Хаиным антеклизы и синеклизы определяются как продукт длительного развития. Соответственно осадочный чехол на площади первых из них отличается сокращенной мощностью (до 1,0-1,5 км), значительными перерывами, преобладанием континентальных и прибрежно-морских отложений. В синеклизах мощность осадочного чехла возрастает до 3-5 км, перерывов меньше, среди отложений больше осадков открытого моря. Массивы представляют собой практически центральные части антеклиз с наиболее повышенным залеганием фундамента (поэтому и говорят то о Воронежском массиве, то о Воронежской антеклизе). Р.Г. Гарецкий [49, с. 9] в соответствии со взглядами Н.С. Шатского рассматривал антеклизы как крупнейшие положительные структуры, сформированные в процессе погружения сопредельных отрицательных структур. Он считал массивы меньшими, чем щиты, участками выхода фундамента на поверхность или под антропогенный чехол и отличал их от выступов - изометричных или слабо линейных выходов фундамента на современную или подчетвертичную поверхность размером до 100 км в поперечнике, нередко являющихся частью массивов и антеклиз.

В.М. Цейслер и др. [258] антеклизы и синеклизы относят к современным структурным формам платформенного чехла, а главнейшими этапами, когда был сформирован структурный план, считают среднепалеозойский (герцинский) и мезозойско-кайнозойский (альпийский). Для Воронежской антеклизы указаны параметры: длина 800 км по изогипсе -1000 м, ширина - 400 км; массив фундамента Белорусской антеклизы естественно продолжает на западе Воронежский массив, сохраняя особенности его строения. Этими авторами указано, что в синеклизах глубина залегания фундамента "более 1,5-2 км и разрез чехла характеризуется большей полнотой. В положительных структурах - антеклизах, глубина залегания фундамента меньше, на небольших участках он может быть вскрыт эрозией; разрез чехла неполный . . ." [258].

Таким образом, минимальные и максимальные мощности, границы антеклиз и синеклиз разные авторы трактуют по-разному, и примером "наиболее выраженной" антеклизы оказывается даже Карело-Финский свод, где осадочного чехла нет вовсе [267, с. 15]. Но все-таки большинство считает неперенным условием присутствие на своде и крыльях положительной структуры осадочного покрова пониженной против соседних отрицательных структур мощности. Площади распространения пород фундамента (в % от площади свода или в квадратных км), начиная с которых платформенная структура могла бы рассматриваться как щит или антеклиза, при этом не даются. Есть и другие неясности. Антеклизы считают структурами второго порядка, осложняющими плиты и щиты, но, к примеру, Волго-Уральская антеклиза намного больше Украинского щита, а Воронежская антеклиза, если и уступает последнему по площади, то на немного. Если к тому же добавить, что на Украинском щите площадь выходов кристаллических пород ныне не превышает 30%, а площадь эфельского размыва пород фундамента в сводовой части Воронежской антеклизы составляла более 1100 x 250 км (рис.3.1), то становится ясно: на основе лишь формальных признаков (размеры, границы, мощности перекрывающих отложений, площади, сложенные породами фундамента и т.д.), без тщательного анализа новых данных, в тектоническом развитии и глубинном строении щитов и антеклиз не разобраться.

Ранее [285] уже были попытки показать, что Воронежская антеклиза (тектонотип антеклиз) не являлась пассивной остаточной структурой. От соседних авлакогенов, Московской и Прикаспийской синеклиз ее отличали тенденция к частым поднятиям, интенсивно проявившийся многофазный вулканизм, в том числе щелочно-базальтоидный, присутствие кольцевых структур, локальных центров разгрузки тектонических напряжений многих видов (неотектонические штоки, локальные кольцевые депрессии, кольцевые валы и желобы, зоны повышенной трещиноватости). Все это свидетельствует о напряженной тектонической жизни антеклизы в неогее.

По данным [249, с. 343], геодинамическое развитие и эволюция платформенных структур определяются внутренними и внешними факторами. К первым относятся разогрев и охлаждение литосферы платформ. Разогрев приводил к растяжению, образованию рифтов и базальтовому магматизму, охлаждение - к нарастающему погружению, формированию синеклиз и плит. К внешним факторам отнесены затягивание

частей платформ в погружение, при развитии прилегающих подвижных поясов ("правило Карпинского"), влияние тангенциальных стрессов при "раздвижении" соседних прогибов.

3.2. Общетеоретические и межрегиональные исследования

Изучение геотектоники Европейской России имеет длительную историю. А.П. Карпинский [98] установил связь ее геотектонического развития с движениями в соседних складчатых областях Кавказа и Урала, обусловившими чередование меридиональных и широтных опусканий. Понятие "Восточно-Европейская платформа" впервые использовал А.Д. Архангельский при характеристике восточной половины Европейского континента. Работы этого автора (1903-1929 гг.) составили целую эпоху в ее изучении. Он впервые [8, 9] определил по аномалиям Буге простираение пород докембрия "Воронежского подземного горста", для чего использовал данные, полученные для хорошо обнаженной Финляндии. А.Д. Архангельский чисто геологическими методами установил площади, где породы кристаллического фундамента наиболее приближены к поверхности, доказал отсутствие антиклинального перегиба девонских пород близ г. Орла, открыл участки, где юра непосредственно ложится на докембрий. Дискутируя с А.Н. Мазаровичем по поводу происхождения Доно-Медведицких дислокаций, восточного ограничения антеклизы, А.Д. Архангельский обосновал их глубинное происхождение, рост интенсивности тектонических явлений по приближении к Прикаспийской впадине. Он развил представления о юге "Восточно-Русской впадины" как о неустойчивом шельфе, на котором под влиянием глуболежащих причин возникают впадины и валы, способные перемещаться в пространстве и осложняемые резкими нарушениями напластований.

Н.С. Шатский связал происхождение валов Поволжья не с движениями на Урале, а с колебаниями самой платформы, встав здесь на точку зрения А.Д. Архангельского. Широко используя карты магнитного поля, Н.С. Шатский назвал "магнитными хребтами" полосы железистых кварцитов района Оскол-Курск-Белгород и отметил, что они срезаются почти под прямым углом Московской полосой. Характеризуя развитие региона по временным срезам, этот автор подробно рассмотрел докаледонскую, каледонскую, герцинскую, альпийскую структуры региона. Он отметил, что лучше всего на вопрос о современной структуре платформы может ответить карта рельефа докембрийского основания и составил одну из первых таких карт. Подчеркивая резкую унаследованность развития отрицательных структур - синеклиз и краевых прогибов, Н.С. Шатский [267] отвел антеклизам подчиненную по отношению к синеклизам роль. Эти взгляды получили развитие в работе А.И. Мушенко [142]. Она писала: "Зарождение антеклизы обусловлено не ее прямым воздыманием, а тем, что сформировалась она пассивно в результате прогибания прилегающих впадин. Воронежская антеклиза представляет собой яркий пример остаточной платформенной структуры, образование которой произошло не в результате ее непосредственного поднятия, а путем прогибания прилегающих к ней участков Русской платформы".

Геологическое развитие платформы, в том числе и Воронежской антеклизы, в 1930-1940 г. изучали Н.М. Страхов, В.В. Белоусов, А.Б. Ронов, положившие в основу своих исследований анализ мощностей и фаций осадочного чехла. Обобщающие работы посвятили вопросам тектоники Восточно-Европейской платформы и ее отдельных частей М.М. Толстихина [225], Е.А. Кудинова [114], Е.Е. Милановский (Среднее и Нижнее Поволжье) [134, 135], П.Е. Оффман (Тиман), Н.С. Хохлов (Центральные районы платформы), З.А. Горелик (Белоруссия), М.Ф. Мирчинк, А.А. Бакиров (нефтегазоносность и тектоническая структура), А.А. Богданов [26], В.В. Меннер [132], Ю.А. Косыгин [107]. Вместе с исследованиями по стратиграфии осадочного чехла С.В. Тихомирова [218-224], М.С. Швецова [270, 271], В.Н. Тихого [217], Г.И. Бушинского [35] они составили основу наших знаний о геологическом строении Европейской части России. Большое значение имели статьи М.В. Муратова [140], М.В. Муратова с соавторами [141], в которых с неслыханной до этих пор полнотой рассматривались оба главных периода в истории платформы (докембрий и фанерозой). Были установлены направленность геотектонического процесса, типы впадин, отмечено, "что, начиная с разламывания сводового поднятия и опускания узкой меридиональной полосы, процесс развития идет в сторону захвата опусканиями широкой площади платформ, проседания, погружения больших участков щитов с превращением их в погруженную плиту, в пределах которой поднятые участки - антеклизы играют подчиненную роль, являясь остатками когда-то существовавшего единого поднятия" [140, с.31]. И далее: "...в каждом этапе развития платформы мы видим, как вместе с крупными поднятиями происходит разламывание фундамента, соответствующее начальной стадии этого этапа. Масштаб этого явления от байкальского этапа к альпийскому сильно падает". М.В. Муратов охарактеризовал пять "платформобразующих" эпох складчатости в истории Земли: наиболее древних платформ типа Верхнего озера, беломорскую, карельскую, готскую, байкальскую.

Оригинальны и важны исследования В.Е. Хаина [246, 247], посвященные проблемам разнопорядковых пульсаций земной коры, ее складчато-глыбовой структуре, сопряженности прогибов и поднятий, их обратимости, миграции, соподчиненности структур разного порядка.

В 1970-е годы вышли представляющие большой интерес для межрегиональной корреляции труды В.Б. Соллогува [207,208], Н.П. Семененко [198,199], А.В. Чекунова [259-262], В.А. Рябенко [181], А.А. Гойжевского [64], К.Ф. Тяпкина [242], Г.В. Каляева [96]. Эти работы затрагивали различные аспекты тектоники Украинской части Сарматского щита, в состав которого входила и территория Воронежской антеклизы после кратонизации Восточно-Европейской платформы. Монография под редакцией Ю.Г. Старицкого [95] посвящена вопросам тектоники и металлогении всего этого обширного региона. Книга удачно интерпретировала геологический материал, полученный до середины 1970-х годов. Работами С.В. Тихомирова [218-224] выявлены этапы осадочного процесса, раскрыта его периодичность. Им показано, что "большинство спорных вопросов в изучении истории Земли может быть решено путем построения и анализа литолого-палеогеографических карт ..., однако, эти карты дадут необходимые результаты только при одном условии - если они будут составляться на основе периодичности осадочного процесса и отражать его фазы" [222, с.32, 33].

В числе важнейших публикаций 70-80-х г.г. прошлого столетия должны быть упомянуты работы А.Д. Ножкина и Е.М. Крестина [144], А.Е. Михайлова [136], А.В. Пейве [150-155], А.В. Пейве, Н.А. Белявского, А.И. Суворова [156], Р.Н. Валеева [38-43]. Большое значение для понимания особенностей развития антеклиз платформы имели работы, выполненные в Институте геохимии и геофизики АН БССР (А.С. Махнач, В.В. Кожанов, Р.Г. Гарецкий). Из иных обобщающих исследований отметим атласы литолого-палеогеографический [12], палеогеоморфологический [13].

В последние годы тектонические исследования на Восточно-Европейской платформе заметно активизировались. Часть их посвящена рифтогенному формированию осадочных бассейнов в условиях растяжения земной коры [51,139,244], в других применен механизм нестационарного движения литосферных плит для объяснения геотектонической эволюции Восточно-Европейской платформы [38], периодичности осадконакопления и внутриплитного магматизма.

По представлениям [135], в основе развития литосферы, в т.ч. и Русской платформы лежат периодически повторяющиеся пульсации, происходящие из-за увеличения объема протонированного водорода во внешнем ядре Земли. Литосфера в своем активном развитии включала пять тектонических пульсационных мегациклов, два до неогена и три в неогее. Каждый из них состоял из двух тектонических ярусов (расширения и сжатия).

В это же время вышла работа [186], посвященная эпохам корообразования, уровням локализации полезных ископаемых, связанных с корами выветривания и продуктами их ближайшего переотложения Восточно-Европейской платформы. В ней было показано, что эпохи мощного корообразования связаны с кардинальными тектоническими перестройками региона и отвечают геократическим эпохам в истории Земли. Сопоставлению тектонического развития Воронежской антеклизы с другими структурами посвящены публикации [288 и др.].

3.3. Региональные исследования

Сбор и обобщение геологических материалов для территории Воронежской антеклизы начались в 1840-е г.г. В 1841 году Р.Н. Мурчисон выделил огромную ось девонской почвы около 150 верст ширины, пересекающую центральную Россию по широте губерний Воронежской и Орловской на восток и северо-восток, которая соединялась с "породами одинаковой древности в Литве и Курляндии". Ею он объяснил большие отличия между осадками Московского и Донецкого каменноугольных бассейнов, никогда, по его мнению, не соединявшихся. В 1856 г., Г. Гельмерсен описал девон в разрезах у г. Орла: "самая возвышенная часть девонского купола, который широким и волнистым хребтом с северо-запада и юго-востока спускается к р. Дон, причем, эта цепь имеет высоту, равную высоте Уральского хребта" [179].

Г.В. Романовский [177] впервые выделил "девонские ворота", каменноугольный пролив с девонскими берегами между г.г. Рославлем, Кромами, Мещовском и верховьями р. Десны. Было установлено, что девонские породы присутствуют к северу от линии Карачев-Рославль, впервые описаны юрские образования у с. Лаврово, д. Фомино и в других местах.

Принципиальное значение имело обнаружение в районе г. Павловска выходов на дневную поверхность гранитоидов, изученных Н.П. Барбот де Марни [21]. А.П. Карпинский высоко оценил эту находку и сделал вывод, что северный борт Донецкого бассейна был в карбоне образован не девонскими слоями, но гранитами и гнейсами. Этим Донецкий бассейн, предположил он, резко отличался от Подмосковского бас-

сейна. На карте распространения каменноугольного моря А.П. Карпинский большую часть антеклизы отнес к области развития досилурийских кристаллических образований.

Породы докембрия, вскрытые первой разведочной линией в Щигровском районе, исследовал А.Д. Архангельский [8]. Им описано строение курской свиты. Он отметил, что в области Воронежского массива не известны палеозойские нарушения осадочного чехла. Проводивший тогда же наблюдения В.Н. Крестовников [112] не обнаружил дислокаций в меловых и третичных образованиях бассейна р. Дон. Он опроверг мнение М.М. Василевского, предположившего грабенообразное опускание мела на Дону между х.х. Дубовщина и Колодезный, с одной стороны, и на Битюге между х.х. Верхним и Нижним Безымянными, с другой, объяснив это явление развитием оползней.

Долгие годы продолжались исследования А.А. Дубянского [77-82], впервые открывшего отложения девона и карбона на юго-востоке антеклизы, выходы гранитов у х. Тихий Дон, минеральные воды Белой Горки, вулканический пепел в отложениях миоцена и верхнего плейстоцена. Его исследования подземных вод обобщены в ряде монографий [78,79,82]. Этот автор высказал мнение об имевших место в фанерозое глыбовых движениях блоков докембрийского фундамента [79], выделил ряд зон тектонических нарушений, предсказал наличие мощных залежей богатых железных руд в Белгородском районе КМА [81].

С начала освоения железорудных месторождений КМА в 1950-х годах резко возрос объем вновь получаемых геологических материалов. В это время появились первые подробные тектонические карты и схемы Б.П. Епифанова [84], В.В. Копаева и Р.С. Красовицкой [105], В.Д. Полищука [163], Е.В. Павловского [149], Д.Н. Викторова [46] и других.

1960-1970-е годы ознаменовались установлением новых геологических фактов, имеющих принципиальное значение для понимания истории развития и металлогении Воронежской антеклизы. Среди них отметим: 1 - открытие на юго-востоке антеклизы франских вулканитов [145]; 2 - выявление и изучение кольцевых структур региона - Калужской [218, 219], первые сведения о которой были приведены в конце 40-х годов М.И. Грайзером и Бесединской локальной тектонической депрессии [243]; 3 - установление "роста" гипербазитовых тел в палеозое на примере Подколдновской интрузии [123]; 4 - выяснение соотношений весьма дробных тектоно-седиментационных этапов региона [224]; 5 - составление детальных литолого-палеогеографических карт для различных подразделений фанерозоя [12]. Тогда же были обобщены данные по геоморфологии и тектонике [168-174], перерывам осадконакопления в фанерозое и соответствующим им корам выветривания [183,186].

Целую эпоху в исследовании тектоники осадочного чехла составили работы Г.И. Раскатова [168-174]. Он первым применил дистанционные, морфометрические, морфографические методы изучения рельефа для целей глубинного тектонического прогноза, отметил ошибочность концепции о неактивной, вялой тектонике антеклизы на неоген-четвертичном этапе. Им воссозданы структурные планы фанерозоя, установлены основные черты неоструктур высоких порядков, выявлены особенности их формирования. Г.И. Раскатов развил представления о зависимости между рельефом кристаллического фундамента, структурами осадочного чехла и новейшим структурным планом, обосновал возможность прогнозировать положение глубинных объектов. Им выявлены неизвестные ранее системы региональных разрывов, сформулированы положения о роли диагональных и продольных нарушений в распределении интрузивных тел, полей траппов, фаций и мощностей осадочного чехла.

В конце минувшего века и начале нынешнего опубликованы работы А.Д. Савко с соавторами [187-194], в которых большое внимание уделено тектоническому фактору при формировании экзогенных и эндогенных месторождений. Неотектонические структуры, поля напряжений, разрывные нарушения в фундаменте и осадочном чехле рассмотрены в работах А.И. Трегуба [226-229], перерывы в осадконакоплении и их геодинамическая интерпретация - В.И. Сиротина [203], история развития региона в неоген-четвертичное время - Г.В. Холмового [255].

Огромный объем исследований, вкратце охарактеризованный выше, и материалы, полученные авторами, дают реальную возможность проследить эволюцию тектонической структуры Воронежской антеклизы со времени обособления соответствующего ей блока кристаллического фундамента. Использование новых геологических данных, материалов ГСЗ и дистанционных позволяют определить естественные границы рассматриваемой структуры. Успехи в стратиграфическом расчленении осадочного чехла юга платформы, включающего, помимо Воронежской антеклизы, Днепровско-Донецкую впадину, Донбасс, Приазовский массив, дают возможность рассмотреть геологическую историю региона с недостижимой ранее полнотой и детальностью. Новые данные о процессах активизации в фанерозое, полученные в т.ч. и авторами, позволяют усилить аргументацию против представлений об остаточной, пассивной тектонике антеклизы, доминирующие в литературе и, в определенной степени, сдерживающие поисковые работы на эндогенные рудные и нерудные полезные ископаемые.

Актуальной стала задача рассмотрения истории всей антеклизы, расположенной на территории двух государств - России и Украины. Наши исследования ранее не затрагивали украинскую часть антеклизы, где еще в 1960-х годах стали известны локализованные в осадочном чехле проявления и промышленные месторождения полиметаллов, флюорита, киновари. Мало использовались данные о геологии, тектонике, металлогении Ростовского сектора антеклизы, хотя многие из них имеют принципиальное значение для направления поисковых работ (открытие солевых ореолов меди и никеля в девонских породах над интрузиями гипербазитов).

Необходимость написания данной работы обусловлена потребностью создания научной основы для прогноза поисков многих видов полезных ископаемых, связанных с эндогенным оруднением, корами выветривания и россыпями, образованными при их размыве и переотложении.

ГЛАВА 4. СТАНОВЛЕНИЕ БЛОКА КРИСТАЛЛИЧЕСКОГО ФУНДАМЕНТА, СООТВЕТСТВУЮЩЕГО ОСНОВАНИЮ ГЕРЦИНСКОЙ ВОРОНЕЖСКОЙ АНТЕКЛИЗЫ, ЕГО ЕСТЕСТВЕННЫЕ ГРАНИЦЫ

Н.С. Шатский [267], выделивший Воронежскую антеклизу в качестве тектонотипа антеклиз (наряду с Карело-Финским сводом), определил ее как герцинское тектоническое сооружение. То, что возникновение этой структурной формы предопределено длительным предшествующим развитием, ранее не обсуждалось, поскольку геологические события, например, среднего протерозоя (излияния траппов, становление интрузий габбро-долеритов смородинского и новогольского комплексов 2060 ± 10 и 1805 ± 14 млн. лет тому назад [2], роль и масштабы кратонизации и т.д.) стали известны преимущественно лишь в 1980-е годы и позднее. Все это послужило причиной тому, что к вопросу о естественных границах антеклизы подходили формально, проводя таковые по изогипсам рельефа кристаллического фундамента: "-200 м", "-500 м", "-1000 м" и другим.

Постепенно накапливались сведения [16, 20, 159] о значительных неоднородностях в строении склонов, наличии там уступов, кольцевых структур, своеобразного эндогенного оруденения. Геофизические материалы [16] показали принципиальные отличия в глубинном строении антеклизы и соседних площадей, в пределах которых гранитный слой утонен. Различия в строении геологических разрезов антеклизы и отрицательных структур (авлакогены, Московская синеклиза) выразились, с одной стороны, в отсутствии на первой ряда крупных стратиграфических подразделений осадочного чехла, широко распространенных, например, в Московской синеклизе (нижнепалеозойских, верхнекаменноугольных, пермских, триасовых), а с другой – в существенном развитии на антеклизе вулканитов, приуроченности к краевым частям периодически "растущих" интрузий, вулкано-тектонических структур, локальных кольцевых депрессий. Поэтому в настоящей главе рассмотрим два вопроса: 1 - последовательность геологических событий в протерозое (преимущественно рифее) и раннем палеозое и 2 - определение естественных границ кристаллического блока, в пределах которого в герцинский этап сформировалась Воронежская антеклиза.

4.1. Возникновение и развитие блока фундамента Воронежской антеклизы в среднем и позднем протерозое

Единый блок фундамента, соответствующий герцинской Воронежской антеклизе, возник в карелии около 1,8-2,0 млрд. лет назад. Становление его и ранние этапы развития характеризует рис 4.1 [286]. Более подробно геологическая история региона прослеживается с позднего протерозоя, т.е. рубежа 1650 ± 50 млн. лет, когда возможно, возникли наиболее ранние авлакогены платформы (рис 4.2).

Оконтуривание разломами блока будущей Воронежской антеклизы не было одновременным. Раньше других заложилась Калужско-Бельская зона на северо-востоке (описана под этим названием в работе [159]) и почти синхронно - Мигулинско-Новохоперская на юго-востоке. Вдоль зоны Калужско-Бельского глубинного разлома прослежена цепочка габбро-долеритовых интрузивов [264 и др.] смородинского траппового комплекса. Их возраст по последним данным [2 и др.] ныне существенно удревлен, до 2060 ± 10 млн. лет, что отвечает среднему протерозою, к сожалению, отсутствующему в Легенде Воронежской серии [116]. Аналогичные габбро-долериты новогольского комплекса описаны К.А. Савко и подробно исследованы А.Ю. Альбековым [2]. Развитые вдоль Мигулинско-Новохоперского разлома, новогольские магматиты, по этим данным, более молодые, но тоже среднепротерозойские - 1805 ± 14 млн. лет). Таким образом, обособление блока карельского фундамента, отвечающего Воронежской антеклизе, последовательно развивалось в течение весьма значительного времени.

В раннем рифее территория блока представляла, по-видимому, горную область, образовавшуюся в результате позднекарельского орогенеза, и интенсивно денудированную. К концу раннего рифея на месте Восточно-Европейской платформы образовался пенеплен, зафиксированный гидрослюдисто-каолиновыми корами выветривания по раннепротерозойским породам на Украинском и Балтийском щитах мощностью до 20 и более метров [73, 186]. После готской тектоно-магматической эпохи, вызвавшей поднятие и расчленение рельефа, излияние трахит-андезитовых порфиров на северо-западе Украинского щита, начался новый этап пенепленизации региона и формирования элювия не только на раннедокембрийских кристалли-

ческих, но и на неметаморфизованных раннерифейских образованиях, в частности на эффузивах збраньковской свиты [186]. Значительного осадконакопления в среднем рифее в пределах региона не отмечено.

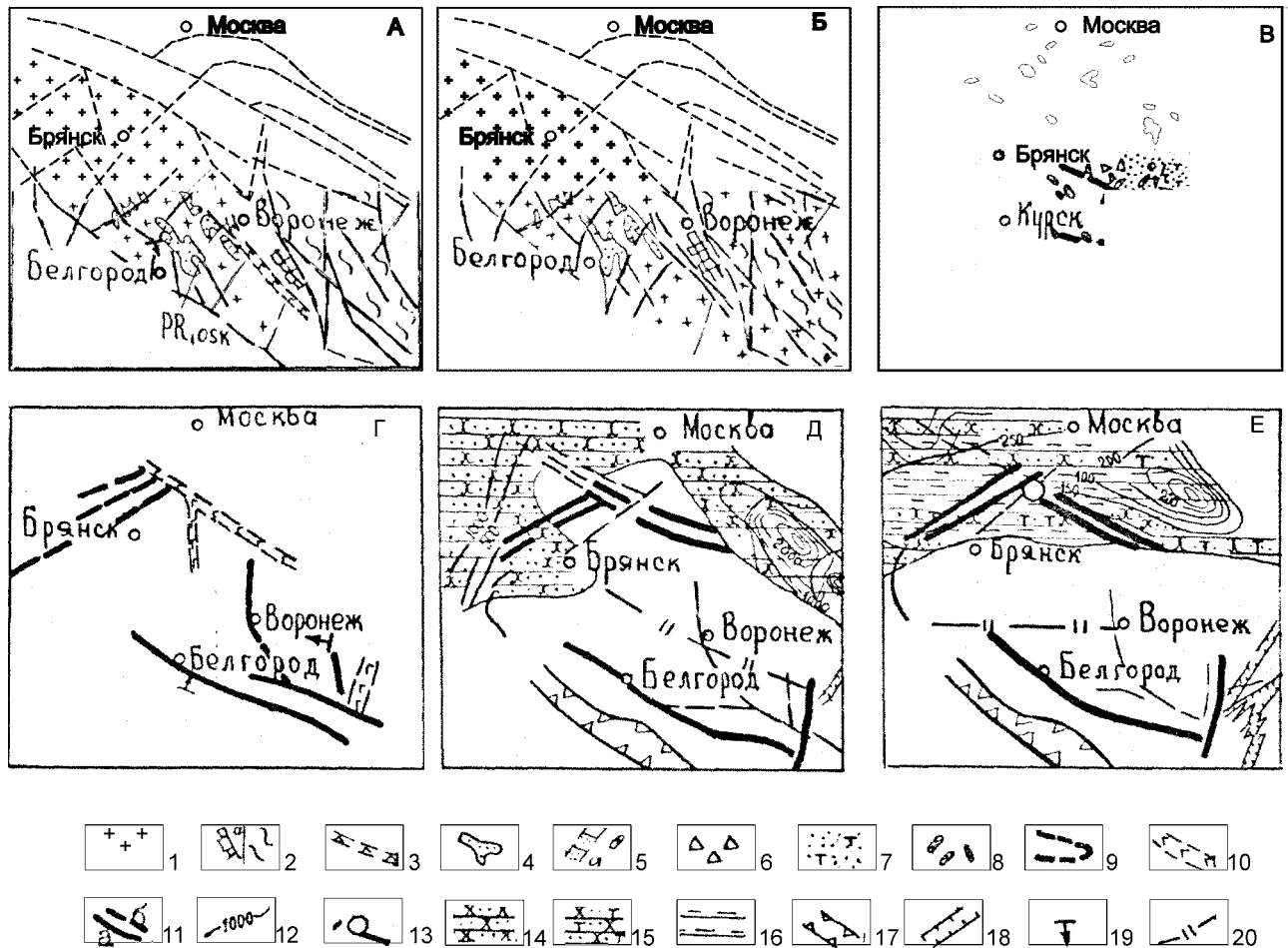


Рис. 4.1. Схема возникновения в протерозое единого блока фундамента, соответствующего герцинской Воронежской антеклизе. С использованием данных Н.П.Щербака, Н.М.Чернышова, А.Н.Пономаренко, из работ В.М.Холина и А.Ю.Альбекова [2]; А-Е-стадии тектонического развития: А-раздельное существование мегаблоков КМА и Хоперского в оскольско-воронцовское время раннего протерозоя (3,0-2,2 млрд. лет назад); Б-внедрение интрузий и кратонизация (2,2-2,1 млрд. лет назад); В-становление платоэффузивов глазуновской свиты и рифтогенных структур, возникновение сводового поднятия (около 2,1 млрд. лет назад); Г-частичное обособление блока фундамента в смородинское и новогольское время (около 2,0-1,8 млрд. лет назад), формирование северной и восточной естественных границ герцинской Воронежской антеклизы Калужско-Бельского и Мигулинского-Новохоперского глубинных разломов; Д-полное обособление блока фундамента в позднем рифее; Е-перестройка тектонического плана в венде; 1-площади, претерпевшие кратонизацию; 2-воронцовский флиш; 3-посевские вулканиты; 4-оскольские терригенные и хемогенные породы; 5-троги, выполненные породами грязинской толщи; 6-туфогенно-обломочная часть разреза глазуновской свиты; 7-терригенные и прибрежно-морские отложения грязинской и байгоровской толщ; 8-глазуновские андезиты и базальты; 9-контур палеосвода; 10-базиты смородинского и новогольского комплексов среднего протерозоя (2,0-1,8 млрд. лет); 11-разломы: а-основные, б-второстепенные; 12-изопахиты, м; 13-кольцевые структуры; 14-песчаники; 15-туфопесчаники; 16-аргиллиты; 17-Днепровско-Донецкий авлакоген; 18-Дно-Медведицкий авлакоген; 19-направления стресса; 20-ось главного поднятия.

Наиболее масштабная тектоническая перестройка началась в позднем рифее после гренвильской тектоно-магматической эпохи. Она зафиксирована останцами доверхнерифейской коры выветривания, большая часть которой не сохранилась. О масштабах поднятий и денудации свидетельствует подсчет объемов снесенного материала в обрамляющие антеклизу с севера, запада и востока отрицательные структуры. Амплитуда среза оценена в 800 м [186]. В верхней части рифейского разреза широко развиты полевошпатово-кварцевые песчаники, образовавшиеся при денудации свежих материнских пород. Все это говорит о суще-

ствовании мощной доверхнерифейской коры на всей площади Воронежского кристаллического массива. Ныне она сохранилась в его краевых частях и глубоких зонах линейного выветривания.

В пределах Новоялтинского железорудного месторождения, расположенного в Орловской области, на контакте железистых кварцитов и сланцев такая линейная кора выветривания мощностью до 300 м установлена под эйфельскими образованиями. Она представлена осветленными дезинтегрированными сланцами с прослоями, сильно прокрашенными гидроксидами железа внизу, окисленными и богатыми железными рудами вверху. Есть основание считать, что корни имеют протерозойский возраст, поскольку такие мощные коры могли формироваться только при высоком стоянии региона после завершения складчатости и пепленизации. Еще более мощная линейная кора (до 500 м), отмечена в Белгородском районе КМА, где с ней связаны месторождения богатых железных руд и бокситов, перекрытых визейскими породами. В богатых железных рудах КМА В.М. Кравченко и В.К. Тетерюк [108] обнаружили микроспоры, водоросли и грибы, известные с докембрия, что заставляет усомниться в раннекаменноугольном возрасте этих руд. Анализ возраста их кровли приводит к выводу о том, что богатые железные руды здесь додевонские.

В.И. Сиротин [203] установил, что нижняя часть глиноземной коры выветривания сланцев по своей геологической сущности является результатом процессов полного окисления и выщелачивания кварца, т.е. тех процессов, которые "породили" богатые железные руды. Верхняя часть коры представляет собой результат гидролиза алюмосиликатов, ведущего к накоплению каолинита или минералов свободного глинозема. Таким образом, имеются основания считать, что латеритная кора выветривания КМА развивалась на бескварцевых продуктах более древней коры выветривания. По данным В.И. Сиротина, зона конечного гидролиза (зона свободного глинозема) накладывается на разные уровни зрелости более глубоких горизонтов. Если на поперечных профилях латеритной коры провести границы распространения бескварцевых и каолинитовых пород, то можно увидеть, что эти границы непараллельны, более того - они пересекаются. Это свидетельствует о том, что процессы каолинизации и выщелачивания кварца также разновозрастные. Следовательно, в Белгородском районе, как и в Новоялтинском, имеются корни более древней коры выветривания. Еще более мощные линейные коры (свыше 1 км) описаны в Криворожском районе Украины [73].

Анализ имеющегося материала позволил сделать вывод о том, что доверхнерифейская кора выветривания имела широкое распространение на Сарматском щите. Предположительное время ее формирования - ранний и средний рифей (1650 - 1000 млн. лет). Процесс образования коры выветривания в этот промежуток времени, по своей длительности превышающий фанерозойский этап развития Земли, не был непрерывным. Это подтверждает наличие мономинеральных толщ кварцитопесчаников и переотложенных продуктов выветривания на разных уровнях разреза рифейских толщ [186], признак неоднократных размывов доверхнерифейской коры. Сохранились нижние части площадных кор под верхнерифейскими отложениями, в остальных районах они размывы. Глубокие корни линейных кор доверхнерифейского возраста, приуроченные к разным зонам и контактам различных пород, обнаружены в ряде районов бывшего Сарматского щита.

В конце среднего рифея по глубинным разломам были заложены и развивались авлакогены, ограничивающие блок кристаллического фундамента с запада, севера и востока (рис. 4.2). В них происходило накопление мощных осадочных толщ. Прогибание днищ авлакогенов оценивается в несколько км. Тектоническая перестройка обусловила расчленение рельефа.

Не находит подтверждения общепринятое мнение о накоплении рифейских толщ, в отличие от вендских, в пределах только авлакогенов. На северо-западе антеклизы рифейское осадконакопление охватывало площади, расположенные далеко к востоку от Оршанской впадины: останцы рифея в западинах кристаллического фундамента обнаружены между Орлом и Брянском. По всей видимости, на месте отрицательных структур находились аллювиальные равнины, неоднократно заливаемые морем, а сама территория представляла собой приподнятое расчлененное плато, где в депрессиях накапливались осадки.

Если юрматиний (R_2), присутствующий только на западе, сложен преимущественно алевритово-глинистыми пестроцветными породами общей мощностью менее 100 м, то каратавий (R_3) во всех впадинах представлен более мощной толщей (первые км, рис. 4.3), а наиболее полный разрез фиксируется в Пачелмском авлакогене. Там отмечен полный цикл позднерифейского осадконакопления. Внизу залегают пестроцветные полевошпат-кварцевые континентальные песчаники оршанской и сомовско-каверинской свит. Для них характерна косая слоистость, разнозернистость, непостоянство гранулометрического состава, наличие фангломератов делювиально-пролювиального и аллювиального генезисов. Залегающие выше по разрезу глауконитовые песчаники пересыпкинской серии представляют фазу стабильного стояния морского бассейна. Они расчленяются на две пачки: к нижней приурочены преимущественно песчаники и алевролиты с маломощными прослоями аргиллитов, к верхней - алевролиты. Наибольшие мощности пород едва достигают 58 м, что свидетельствует о выравнивании территории и, возможно, об относительно небольшой продолжительности времени накопления глауконитовой толщи. Перекрывающая последнюю доломитовая толща отвечает регрессивной фазе осадконакопления в регионе и представлена пестроокрашенными глинистыми доломитами с прослоями доломитовых мергелей, конгломератов, аргиллитов, являющихся осадками засоленной лагуны с восстановительной средой [183, 185].

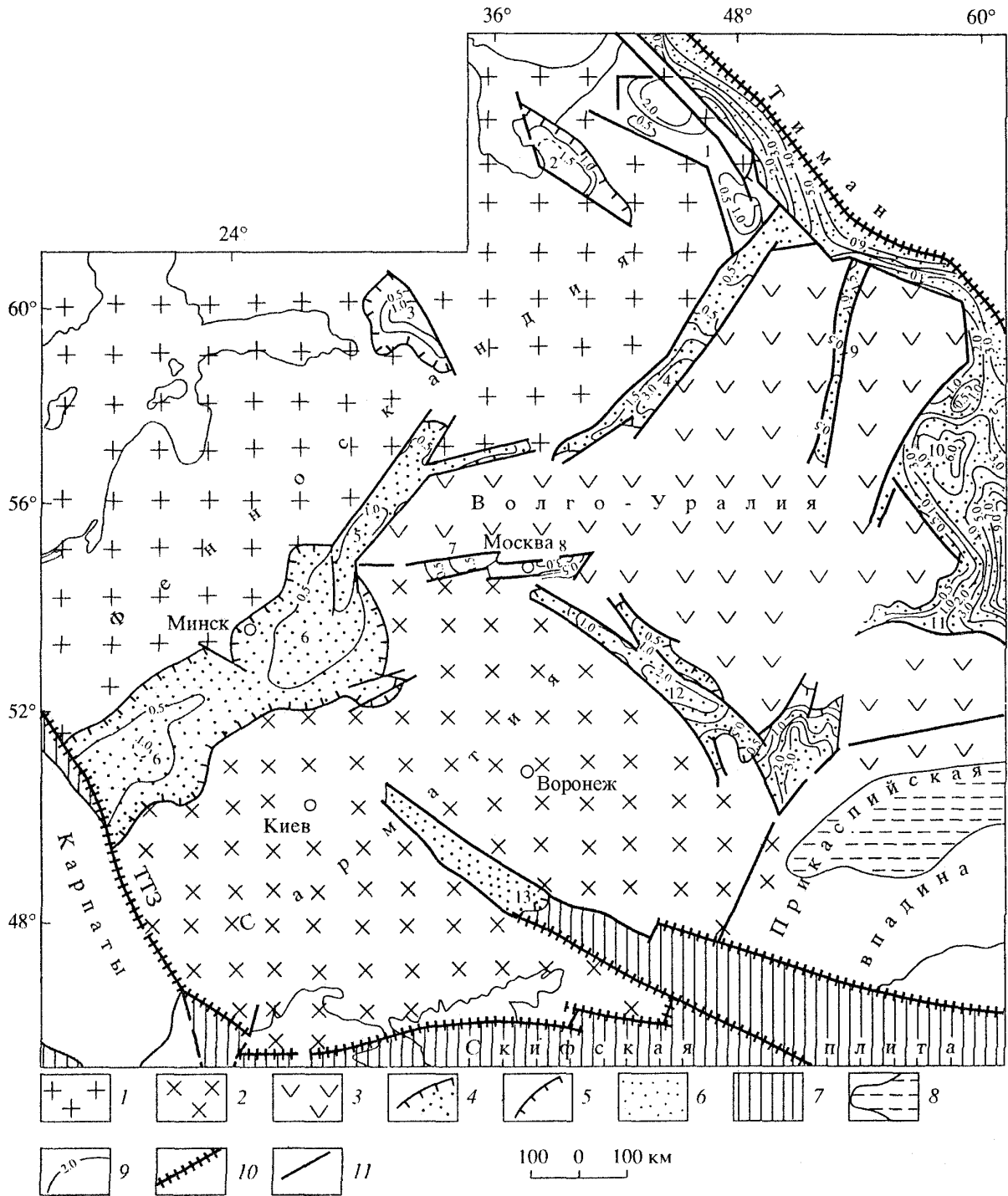


Рис. 4.2. По [51]. Схема расположения ранних (рифейско-ранневендских) авлакогенов Восточно-Европейского кратона: 1 - 3 - сегменты фундамента (по С.В. Богдановой): 1 - Фенноскандинавский, 2 - Сарматский, 3 - Волго-Уральский; 4 - авлакогены и контур распространения отложений рифея - нижнего венда; 5 - 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 Тессейра-Торнквиста (ТТЗ); 11 - разломы. Цифры на схеме - авлакогены: 4 - Среднерусский, 5, 6 - Воыно-Оршанско-Крестцовский, 9 - Кажимский (Вятский), 10 - Колтасинский (Камско-Бельский), 11 - Серноводско-Абдулинский, 12 - Пачелмский, 13 - Днепровско-Донецкий; грабены и грабенообразные впадины: 1 - Пинежеский, 2 - Беломорская, 3 - Ладожская, 7 - Гжатский, 8 - Московский.

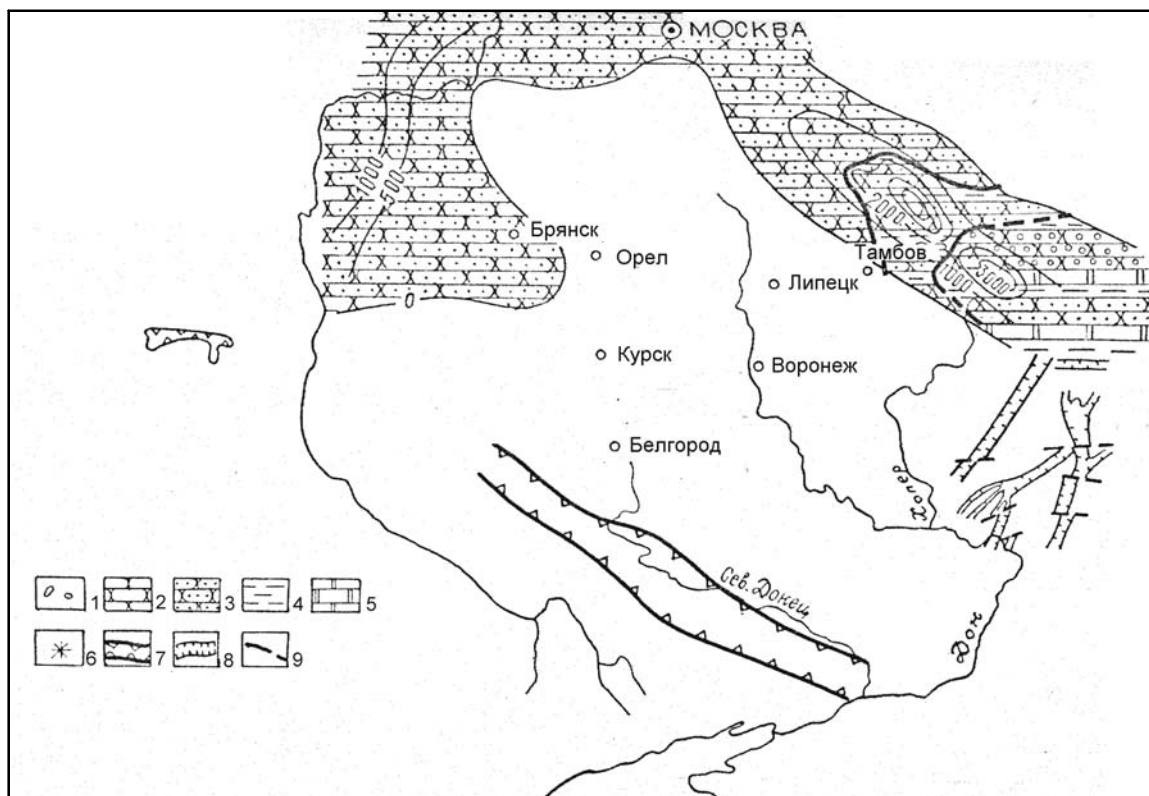


Рис. 4.3. Поздний рифей. Структурная схема времени накопления отложений сомовской и пересыпкинской серий. С использованием [42, 183, 185, 259-261]. Условные обозначения: 1 - конгломераты; 2 - песчаники; 3 - алевролиты; 4 - глины и аргиллиты; 5 - доломиты; 6 - пирокластический материал; 7 - границы областей распространения рифейских отложений (по геофизическим данным); 8 - то же, по геологическим данным; 9 - границы полей распространения пород различных типов.

Пачелмское время 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, содержат прослой глинистых известняков и мергелей, они накопились в мелководно-морском бассейне и распространены, возможно, и за пределами авлакогенов. В пачелмское время происходило выравнивание основной части территории и формирование кор выветривания, в том числе на полевошпат-кварцевых песчаниках, где полевые шпаты каолинизированы *in situ* [183, 185].

Таким образом, в первую половину позднепротерозойского зона на авлакогенном этапе развития Восточно-Европейской платформы (R_{1-2}) кристаллическое основание антеклизы представляло собой высокоподнятый блок платформы, образованный позднекарельской тектономагматической активизацией. Блок интенсивно и неравномерно денудировался. Предполагаются три главные эпохи пенепленизации, фиксируемые корами выветривания - предготская, предгренильская и предбайкальская. Наиболее выраженная структурная перестройка связана с заложением авлакогенов в начале позднего рифея, когда мощное осадконакопление стимулировалось размывом кристаллического фундамента блока будущей герцинской антеклизы, и срез достигал величины более 800 м [185].

4.2. Развитие блока фундамента Воронежской антеклизы в вендское время

На границе рифея и венда на всех материках проявилась байкальская (панафриканская, бразильская) складчатость, замкнувшая многие прогибы и образовавшая складчатые пояса. Ее влияние на рассматриваемую территорию выразилось в поднятии и размыве рифейских образований, вулканической деятельности с формированием туфогенно-осадочных пород.

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 породы

перекрываются осадочными и вулканогенно-осадочными образованиями, сформировавшимися в морском бассейне. Редкинский горизонт в основании представлен песчаниками и алевролитами, выше залегают аргиллиты. Первые образовались в прибрежно-морских, 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 отличается от рифейского, что хорошо видно при сравнении схем (рис. 4.3 и 4.4). Впервые в начале венда на территории антеклизы стали доминировать широтные простирания структурных элементов. Поднятие территории в вендское время в результате байкальской тектономагматической активизации привело к обновлению рельефа и его последующей эрозии. Признаки пенеппенизации фиксируются корами выветривания мощностью до 20 м на эффузивных породах каменской свиты нижнего венда на Украине [186]. К началу палеозоя блок кристаллического фундамента будущей Воронежской антеклизы уже отделялся от Украинского щита рифейским Днепровско-Донецким авлакогеном.

4.3. Раннепалеозойский этап развития блока фундамента

В течение раннепалеозойского перерыва, который продолжался около 150 млн лет, большая часть Восточно-Европейской платформы была сушей и только в ее центральной, северо-западной и западной частях накапливались морские осадки. Юг платформы представлял собой приподнятое плато, на котором формировались площадные и линейные нижнепалеозойские коры на кристаллических породах докембрия и, вероятно, на рифейских и вендских. Каолиновые коры вскрыты скважинами в северной части Воронежской антеклизы, где они перекрыты нижнедевонскими отложениями. Образование элювия происходило в гумидном климате, господствовавшем в регионе в кембрийское, ранне- и среднеордовикское время. Начиная с позднего ордовика до раннего девона преобладал аридный климат, в центральных районах Европейской России в это время появились эвапориты - пласты доломитов с включениями гипса, ангидрита и барита.

Нижнепалеозойская кора выветривания установлена на кристаллических, а за пределами антеклизы и осадочных породах [185]. Границы распространения коры контролируются крупными тектоническими нарушениями, разбившими жесткий фундамент на блоки разной величины. Мощность площадного элювия составляет первые метры, изредка 20 м, по зонам трещиноватости достигает 90 м.

Южнее широты г. Воронежа нижнепалеозойская кора полностью эродирована, а значительная часть рязанского горизонта нижнего девона представлена кварц-каолиновыми породами с примесью полевых шпатов, частично каолинизированных.

Для каледонского этапа развития платформы Н.С. Шатский [267] выделил Сарматский щит, в состав которого входили современный Украинский щит и Воронежская антеклиза. "От Украинского кристаллического щита начинается огромный щит, представленный к концу каледонского периода большой площадью докембрийских образований, выходивших на дневную поверхность в восточной, южной и северо-восточной частях платформы. Наличие этого поднятого массива, охватившего половину всей Восточно-Европейской платформы, доказывается непосредственным залеганием среднедевонских отложений на докембрийском фундаменте. Также нет никаких сомнений в том, что в предсреднедевонское время этот поднятый щит протягивался от западных границ Белоруссии, через Московский район, Среднее Поволжье и до Урала около Уфимского плато. На юг этот массив протягивался до ограничения платформы, границы его на юго-востоке не ясны... Относительно строения юго-восточного края описанного щита, который я называю Сарматским щитом, нет никаких точных сведений".

На тектонической схеме [267] был впервые показан Сарматский щит каледонской эпохи. Полоса распространения рифея в Днепровско-Донецкой впадине, выявленная бурением и геофизическими данными [83,284], тогда не была известна. Ее присутствие во впадине принципиально важно для дискуссии о делимости платформы в каледонский этап: может ли частью щита считаться площадь распространения нематаморфизованных осадочных пород мощностью 5-6 км, шириной около 100 км, протяженностью свыше пяти сот километров?

Отложения рифея и венда никогда не отлагались на Украинском щите. Его юго-западная, западная и южная границы отличаются спокойным залеганием вне щита пород верхнего протерозоя, небольшими наклонными поверхностями кристаллических пород. В геологической практике, например, на Волыни, проводят

условную границу щита вдоль линии современного отсутствия отложений рифея и венда. Образования верхнего рифея оконтуривали и территорию сводового поднятия на территории Воронежской антеклизы того времени. Таким образом, целесообразно говорить о существовании в каледонский этап на юге платформы двух самостоятельных щитов - Украинского и Воронежского, разделенных эпибайкальской Днепровско-Донецкой впадиной, позже вовлеченной в положительные движения.

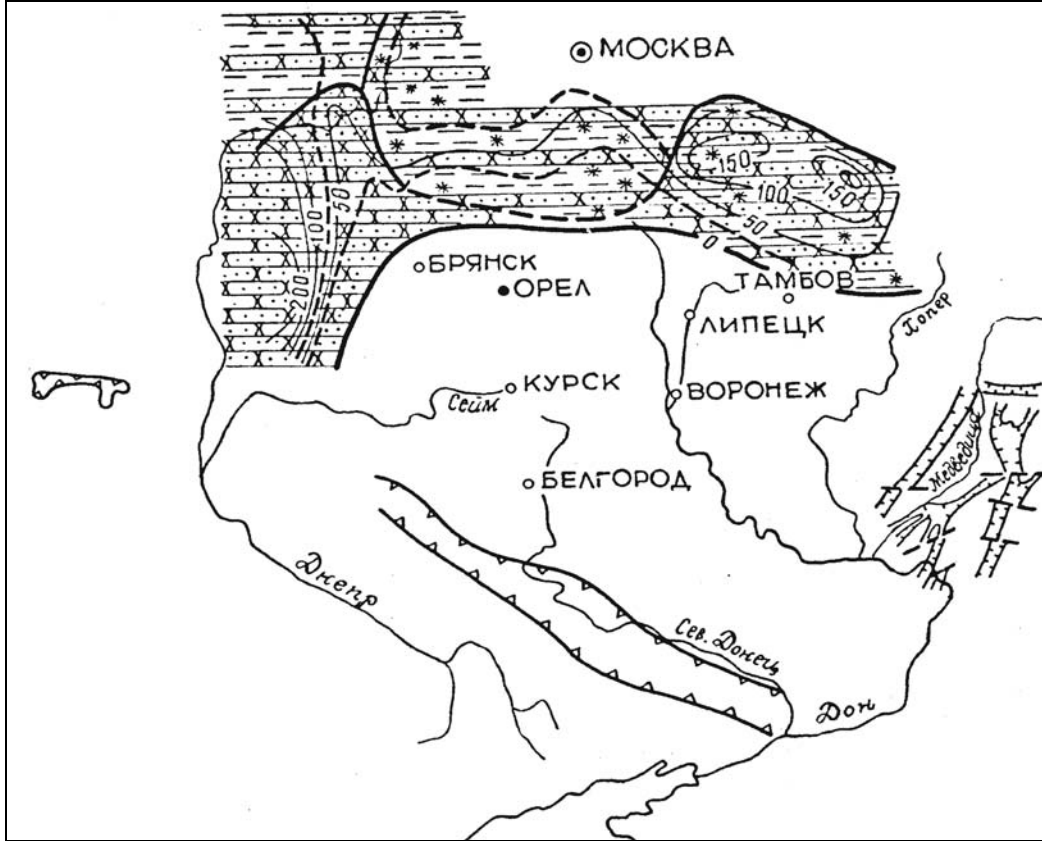


Рис. 4.4. Венд. Волынское время. С использованием [42, 183, 185, 186, 259-261]. Условные обозначения см. рис 4.2

В раннем палеозое рассматриваемый блок кристаллического фундамента, отвечающий Воронежской антеклизе, был приподнят, на нем формировались коры выветривания, подвергшиеся денудации в раннем девоне. Высота этого блока над уровнем моря была большей, чем в позднерифейское и вендское время, поскольку раннепалеозойские морские бассейны располагались далеко от его краевых частей. Вся территория в течение позднего протерозоя и раннего палеозоя испытывала тенденции к поднятиям, интенсивность которых была неодинакова. Она усиливалась в эпохи тектономагматической активизации (готская, гренвильская, байкальская, каледонская) и ослаблялась в эпохи тектонической стабилизации, когда происходило формирование кор выветривания и выравнивание рельефа.

4.4. О естественных границах Воронежской антеклизы и ее глубинных разломах

Как показано в главе 3, естественные границы антеклизы совпадают с зонами тектонической активизации. Среди подобных зон региона различаются два типа: внешнего обрамления (периферические), по которым проводятся границы с отрицательными структурами и присводовые (рис.4.5-4.13). При всем несходстве строения и металлогенических особенностей указанных типов зон они имеют общие черты - обрамляют срединные массивы фундамента, сложенные архейскими породами (Россошанский, Сумской, Курско-Карачевский, Касторненско-Ливенский). Почти не установлено случаев, когда бы зоны фанерозойской активизации наблюдались в пределах полей развития обоянских пород. Нередко эти зоны хорошо выделяются в денситометрических характеристиках КФС (см. рис. 4.6).

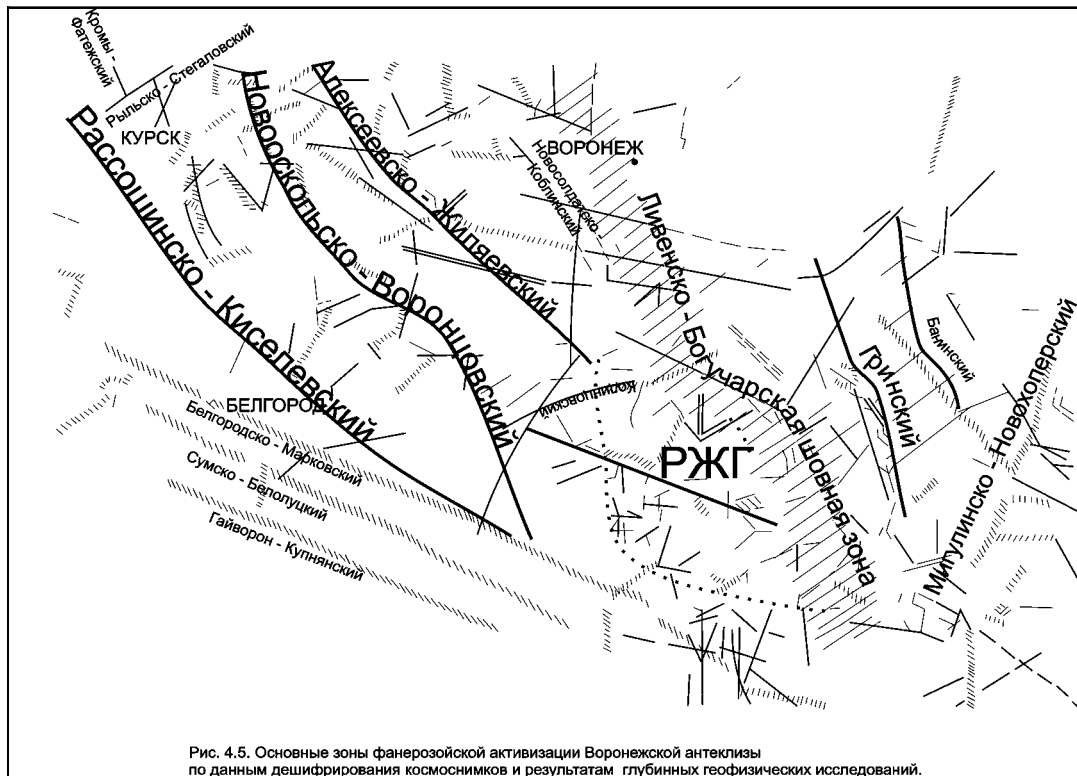


Рис. 4.5. Основные зоны фанерозойской активизации Воронежской антеклизы по данным дешифрирования космоснимков и результатам глубинных геофизических исследований.

Рис. 4.5. Основные зоны фанерозойской активизации Воронежской антеклизы по данным дешифрирования космоснимков и результатам глубинных геофизических исследований.

4.4.1. Зоны активизации внешнего обрамления (периферические)

К периферическим зонам принадлежат Белгородско-Марковская, Грайворон-Купянская, Сумско-Белолуцкая, Лосевско-Мамонская, Мигулинско-Новохоперская, Калужско-Бельская, Репьевско-Лискинская, Доно-Медведицкая, приуроченные к краевым частям единого приподнятого блока, сформировавшегося в среднем-позднем протерозое. Они описаны [36, 83, 170 и др.].

Легче всего геологические особенности этих важных линейных структур можно увидеть на комплексных геолого-геофизических разрезах. Последние характеризуют ситуацию, существующую вдоль 11 профилей ГСЗ, изученных ВГУ в 1960-1980 г.г. [83, 214, 215]. Фрагменты таких разрезов приведены на рис. 4.7-4.13.

Теперь охарактеризуем собственно эти структурные элементы Воронежской антеклизы.

Белгородско-Марковская зона активизации на участке между г. Белгородом и с. Марковка (см. рис. 4.7, 4.8) прослеживается уверенно, далее к северо-западу и юго-востоку ее признаки теряются. Протяженность зоны составляет 325 км, ширина - 17-20 км. Она не является строго линейной - в районе Новобелой и Каменки испытывает резкий петлеобразный изгиб [111,144]. Зона уверенно выражена в особенностях геологического строения особенно глубинных горизонтов каменноугольной толщи, геофизических полях, геохимической специализации осадочных пород. Ее простирание (СЗ 315°) характерно для структурных элементов палеозоя.

В рельефе поверхностей М и К по профилю Купянск-Липецк [83] фиксируется опускание на несколько км юго-западного блока. Разрыв отражается и в скоростном разрезе этого профиля (см. рис. 4.8). Там он служит ограничением с юго-запада отдельных отражающих площадок в интервале глубин 10-30 км. О влиянии зоны на строение и вещественный состав пород верхней части консолидированной коры свидетельствуют гравиметрические данные [213, 214].

В строении глинисто-карбонатных толщ нижнего и среднего карбона зона фиксируется уступами со смещением слоев до 40 м по вертикали [123,124,241]. Здесь многочисленны брекчированные породы, часто рудоносные [88]. Зона оказала влияние на распределение мощностей отложений мезозоя и кайнозоя. Отметим особенности строения юрских, меловых и палеогеновых толщ юго-западного крыла по сравнению с северо-восточным: 1 - увеличение примерно в два раза мощностей байосских-нижнебатских образований с 50 до 100 м, в то время как мощности верхнебатских не меняются; 2 - резкое увеличение мощностей верхнеюрских и верхнемеловых отложений; 3 - нарастание крутизны залегания подошвы палеогена, существенное (в 1,5 раза) увеличение его мощностей. В новейшей структуре зона выражена слабо. К ней в отличие от Лосевско-Мамонской не приурочены крупные водотоки, и она пересекает почти нормально многие речные долины. Это свидетельствует об относительно слабом проявлении ее активности на неотектоническом этапе. Однако повышенная проницаемость и обводненность зоны являются причиной уверенной ее диагностики на мелкомасштабных снимках (см. рис 4.6).

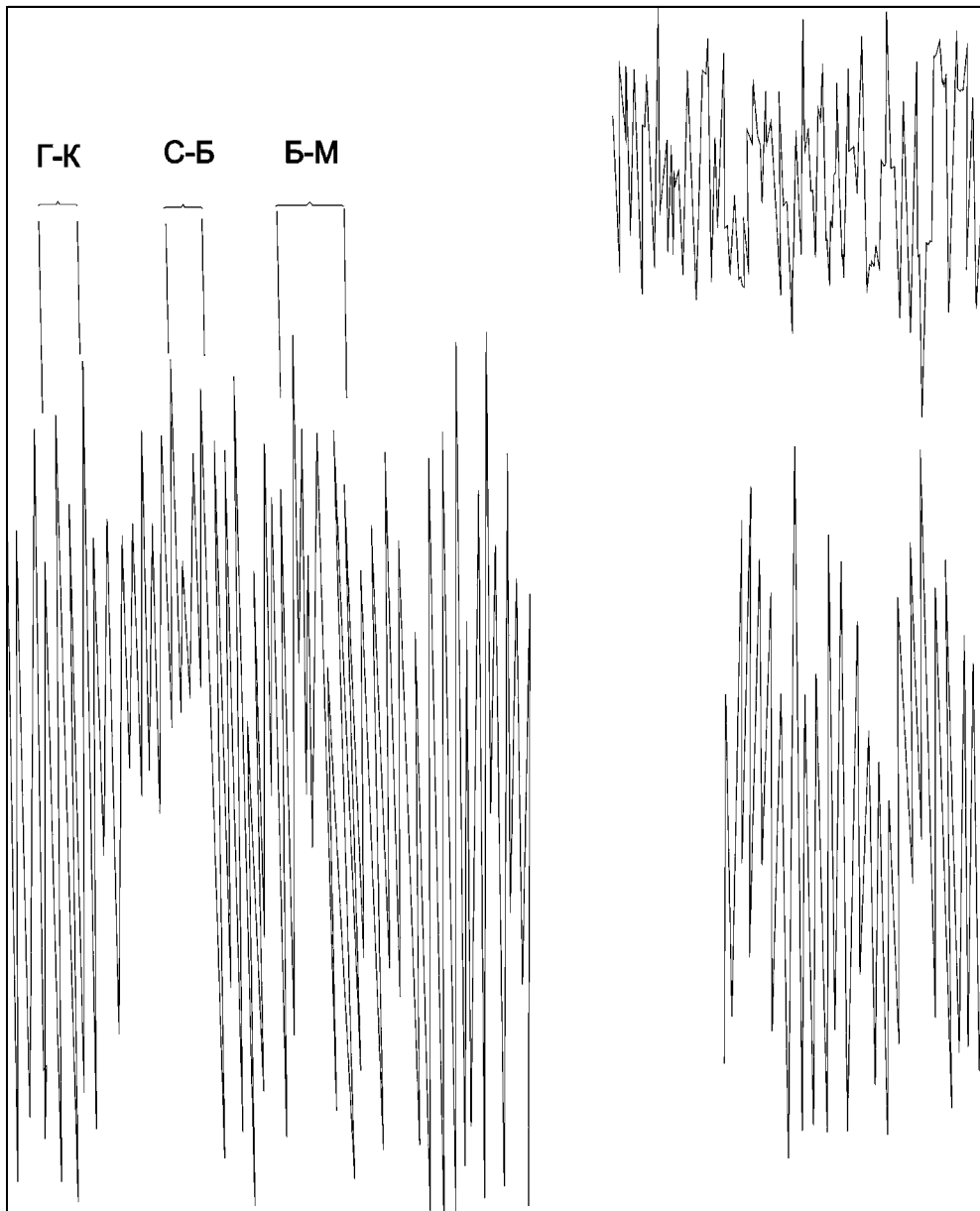


Рис. 4.6. Профили микрофотометрирования 4-4 (Харьков-Шебекино-Елец). Космоснимок VI зоны. Разломы: Грайворон-Купянский (Г-К), Сумско-Белопуцкий (С-Б), Белгородско-Марковский (Б-К).

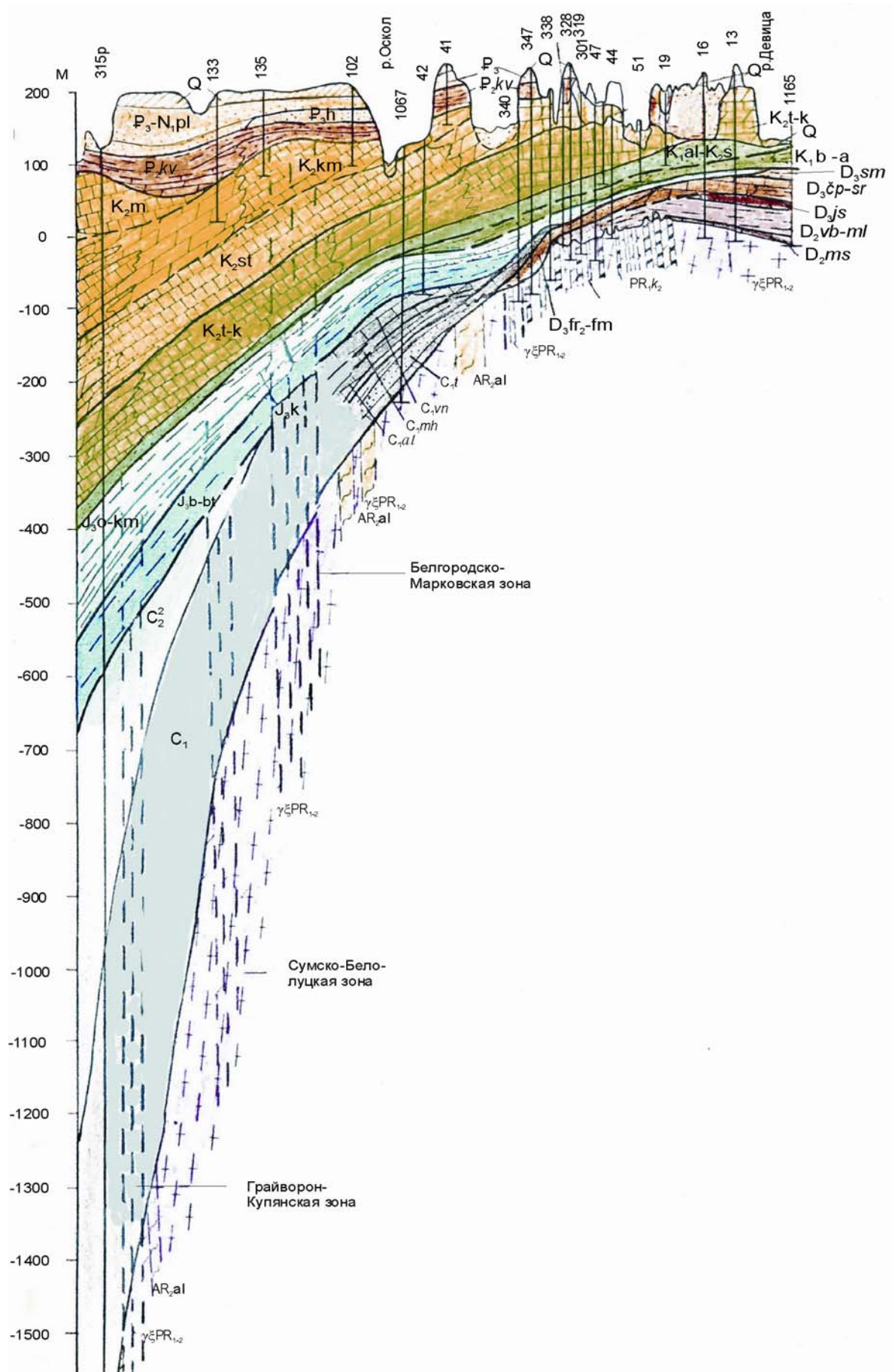


Рис. 4.7. Геологический разрез по профилю Купянск-Липецк и основные периферические зоны разломов юго-запада Воронежской антеклизы.

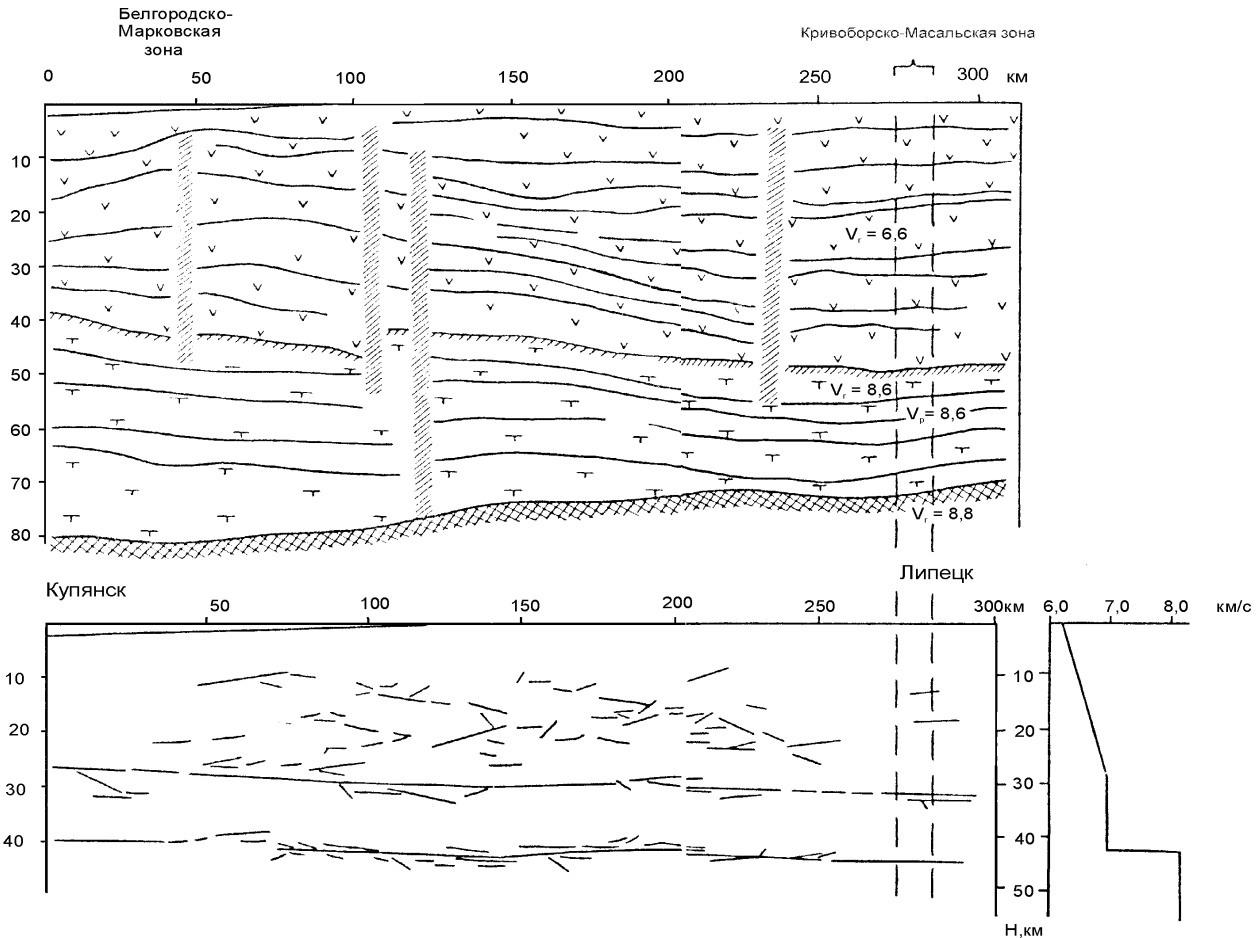


Рис. 4.8. Скоростной разрез 3-3 Купянск-Липецк. По А.И. Дубянскому [83]

Зона характеризуется длительной историей развития. Скорее всего, она заложилась в рифее, поскольку параллельна тектоническим элементам, ограничивающим распространение рифейских толщ в Днепровско-Донецкой впадине, активно проявилась в постбашкирское время (поздние фазы герцинской складчатости, хорошо выраженные в соседнем Донбассе). Брекчирование, дробление палеозойских пород, насыщение их рудным веществом (полиметаллы, флюорит) связано с древнекиммерийской фазой на границе триаса и юры [88], о чем говорят даты, полученные для галенитов (около 200 млн. лет, U-Pb).

Мигулинско-Новохоперская зона - сложно построенная тектоническая структура востока антеклизы (см. рис. 4.5). Ее особенностями являются: 1 - разграничение Вешинского блока на востоке от Варваринского и Казанского блоков на западе; 2 - сближенные субпараллельные разломы высокого порядка шириной до 5 км, где породы песчано-сланцевой воронцовской толщи милонитизированы, интенсивно вторично изменены (диафорез, хлоритизация); 3 - наличие в рельефе фундамента уступов высотой до 80 м; 4 - определяющая роль в распределении медно-никелевых месторождений; 5 - полоса узких, сближенных, расположенных кулисообразно, магнитных аномалий интенсивностью до 50 гамм.

С активизацией зоны в петинское и евлановско-ливенское время франа И.Н. Быковым [36] связывается формирование лавовых полей Мигулинской и Советской площадей. Евлановско-ливенские базальты на антеклизе установлены только в ее пределах (у с. Советского). К этой же зоне приурочены мощные солевые ореолы меди в породах девонского возраста, описанные Г.В. Зеленщиковым у ст. Шумилинской.

Зона ограничивает с востока Мигулинскую кольцевую структуру, трассируется цепочкой неизученных пока объектов центрального типа (см. рис. 4.5). Ориентировка зоны, являющейся одной из краевых структур антеклизы, отвечает простиранию западного борта Доно-Медведицкого авлакогена (СВ 30°). В ее пределах развиты типичные краевые образования (локальные центры очаговой тектонической активизации, проявления эндогенного рудогенеза); она была активна в течение всего неогена. Все это позволяет ее считать одним из вариантов юго-восточной границы Воронежской антеклизы.

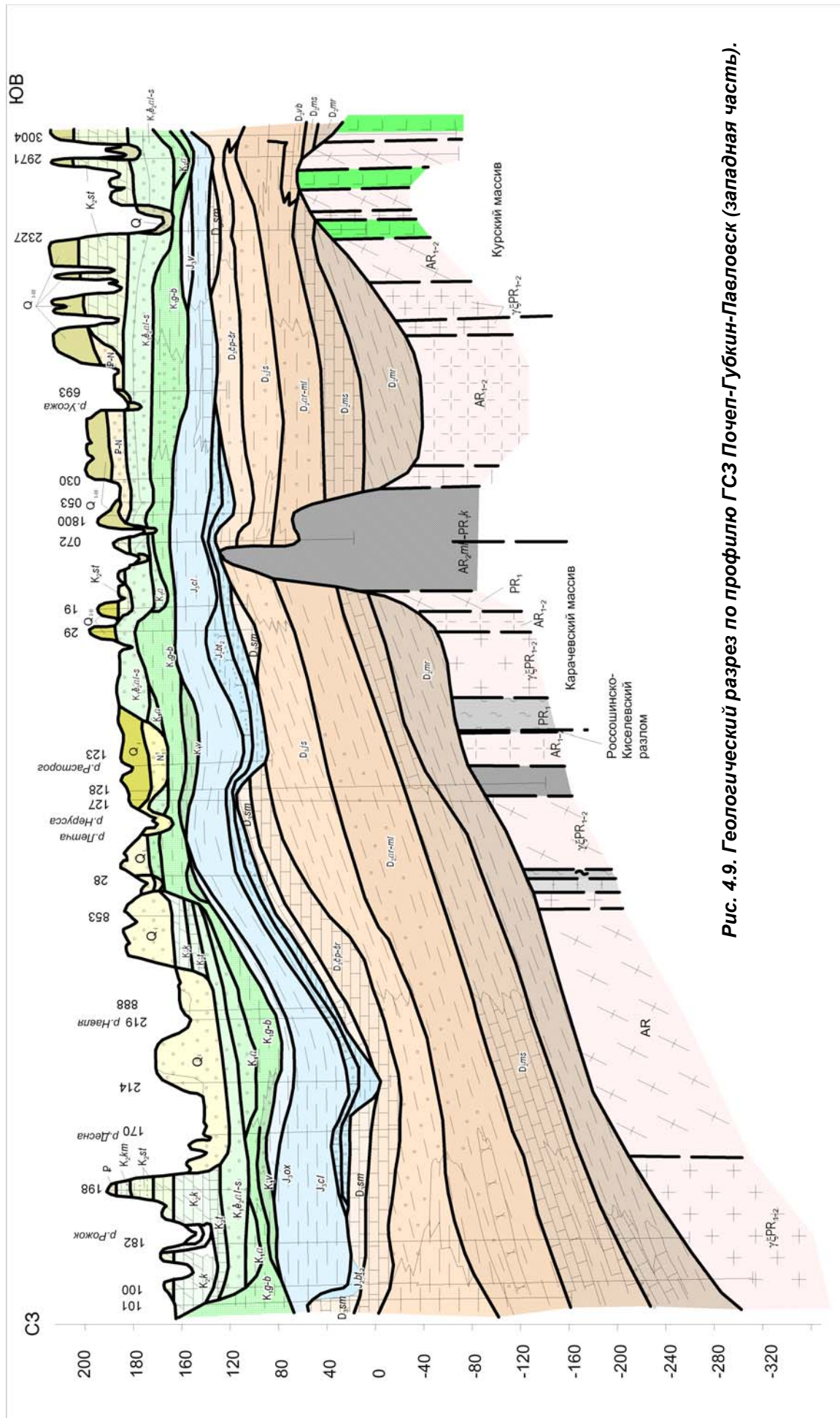


Рис. 4.9. Геологический разрез по профилю ГСЗ Почеп-Губкин-Павловск (западная часть).

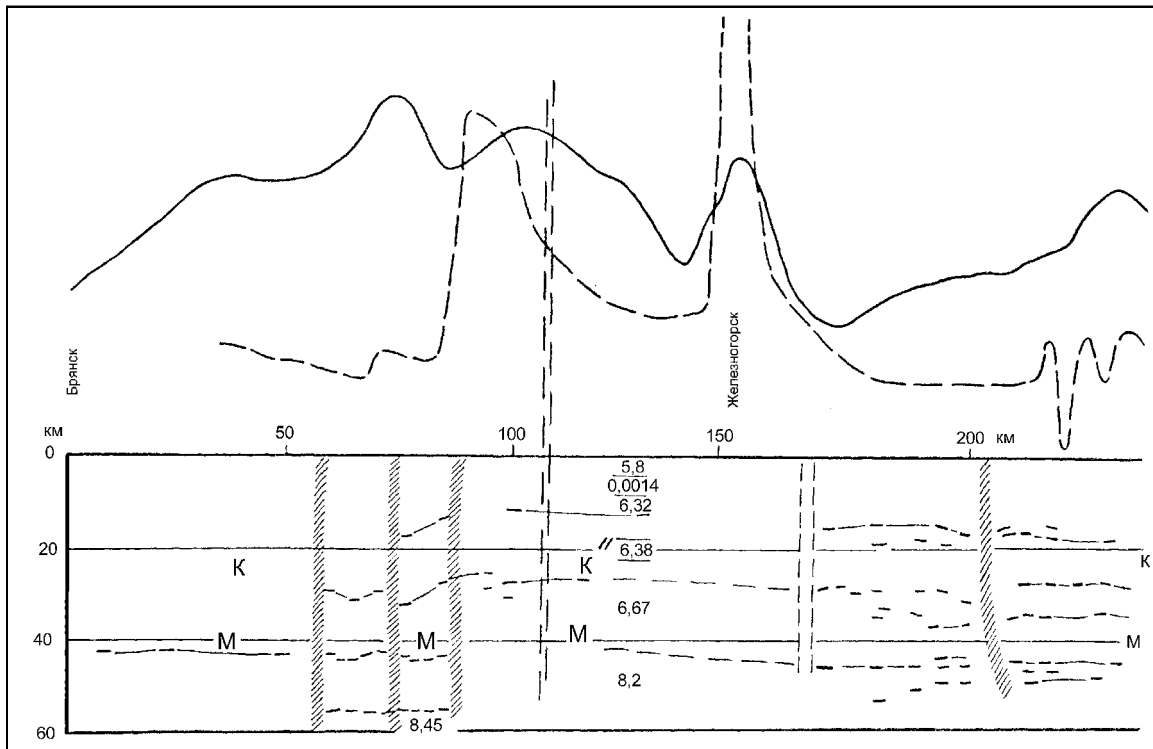


Рис. 4.10. Совмещенные профили гравиметрические, магнитометрические и ГСЗ по линии Почеп-Губкин-Павловск (западная часть). По [83]

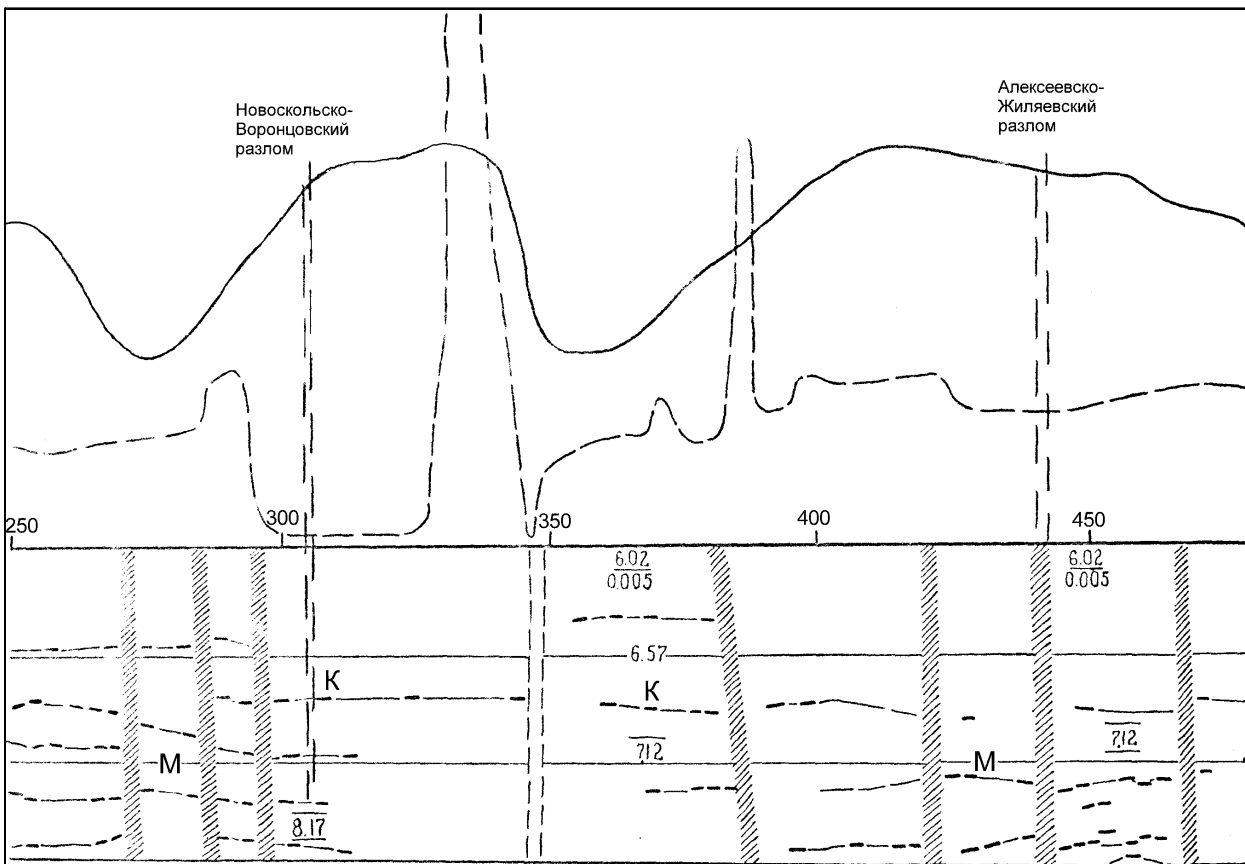


Рис. 4.11. Совмещенные профили гравиметрические, магнитометрические и ГСЗ по линии Почеп-Губкин-Павловск. Восточная часть. Начало см. рис.4.10

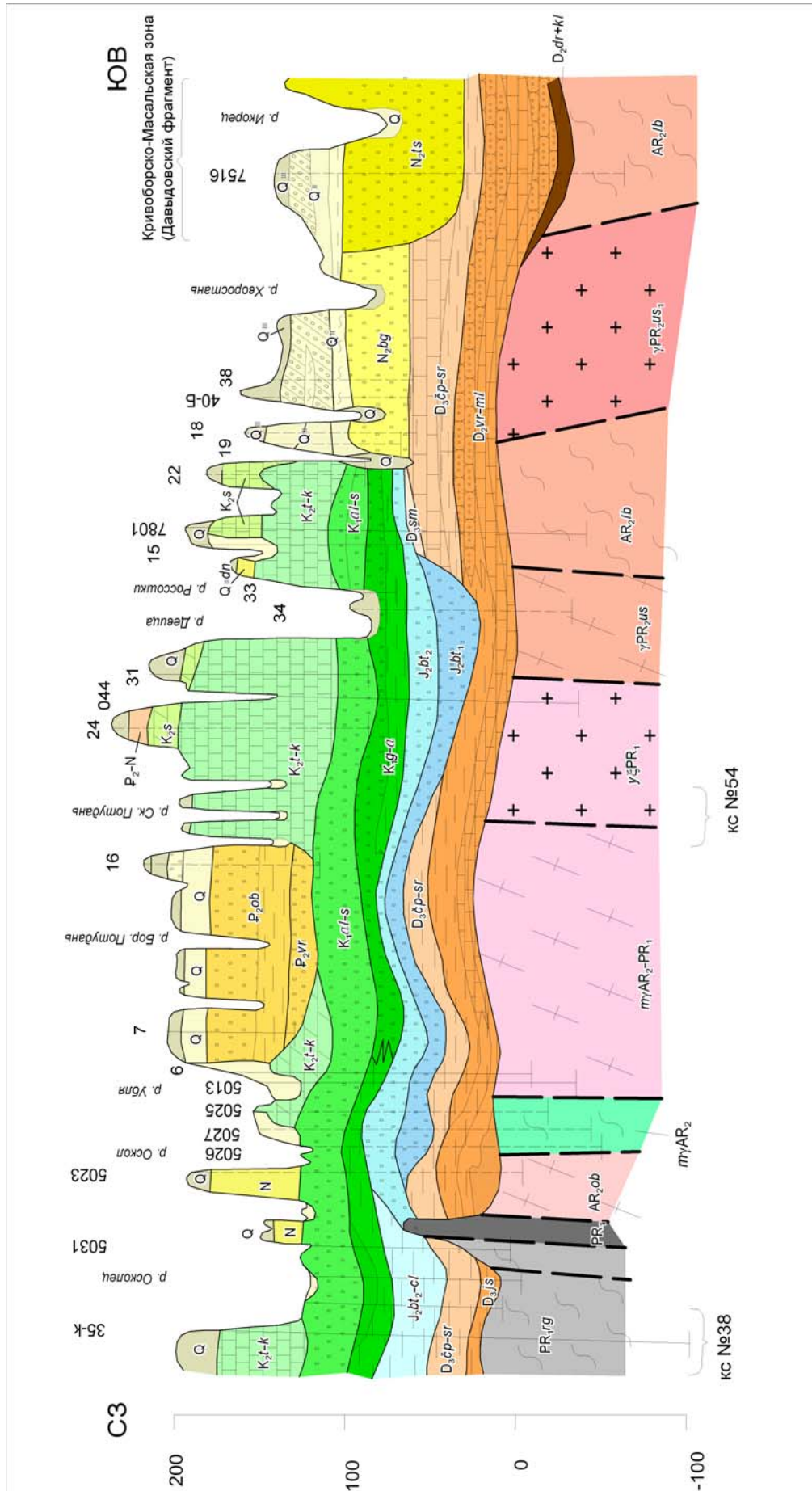


Рис. 4.12. Геологический разрез по профилю ГСЗ Губкин-Давыдовка.

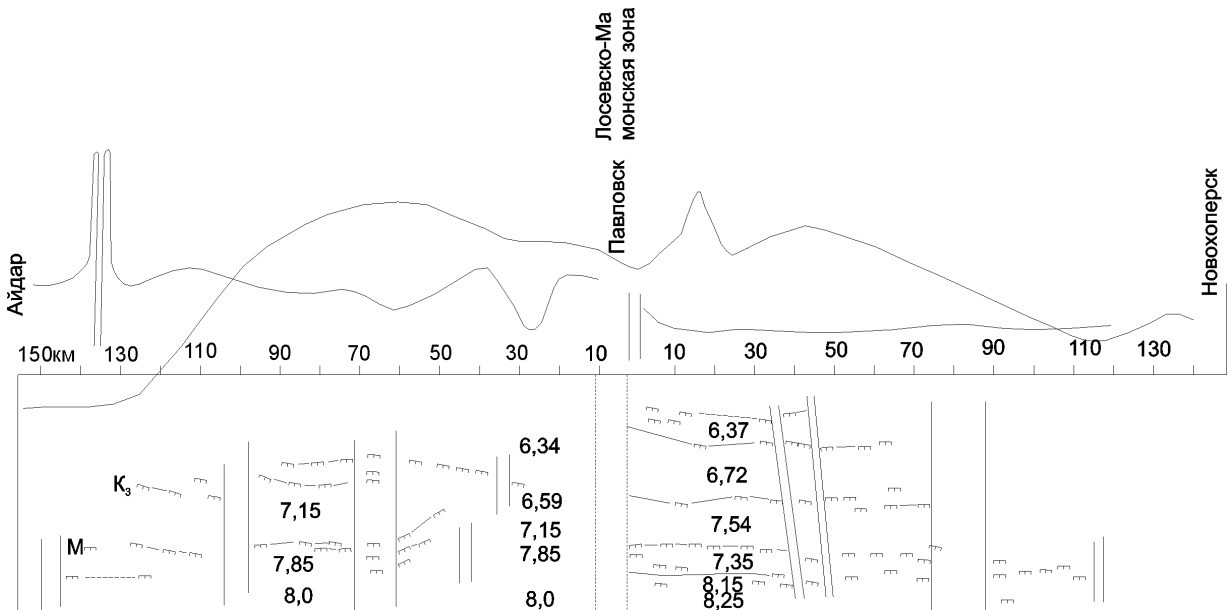


Рис. 4.13. Профили гравиметрические, магнитометрические и ГСЗ по линии I-I Айдар-Павловск-Новохоперск. По [83]

Калужско-Бельская структурная зона выделена В.Г. Петровым [158], изучавшим кольцевые структуры площади сочленения Московской синеклизы и Воронежской антеклизы. Общая протяженность зоны превышает 500 км. Она ориентирована на СЗ 315° параллельно оси герцинской антеклизы. Зона находит отражение в строении кристаллического фундамента и осадочного чехла, трассируясь цепочкой поднятий (Акжель-Глушковское, Богородицкое, Вяземское, Коробановское и другие). Южнее г. Белев к ней тяготеет впадина, выполненная рифейскими отложениями, на юго-восточном окончании расположены Труфановско-Павелецкие дислокации. Зона разбита на фрагменты разломами северо-восточного простирания. В местах пересечения продольных и поперечных тектонических нарушений расположены кольцевые структуры (Калужская, Юхновская, Дугнинская).

Тектонические движения в фанерозое наиболее интенсивными были в конце раннего и начале среднего девона. Магматизм проявился в раннем венде (эффузивы ярцевской свиты) и в эйфельское время Калужской структуры, где пласты базальтов содержат ксенолиты мосоловских известняков и перекрываются породами старооскольского горизонта. Подвижность этой зоны отчетливо выражена в альпийский и неотектонический этапы.

Калужско-Бельская зона - первое на северо-восток от оси герцинского сооружения Воронежской антеклизы тектоническое нарушение, несущее все признаки краевого образования - протяженный конкордантный характер, наличие очаговых структур. По этим признакам она является аналогом Мигулинско-Новохоперского и Белгородско-Марковского разрывов.

Сумско-Белолуцкая зона - одно из сближенных параллельных разрывных нарушений северо-западной ориентировки, ограничивающей с юго-запада Воронежскую антеклизу. Она значительно менее известна, чем Белгородско-Марковская, но уверенно прослеживается на картах магнитного поля. Рельеф фундамента в пределах зоны практически не изучен; известно, что его кровля располагается на абсолютной отметке около -950 м и юго-восточнее образует террасовидный уступ, наблюдаемый во всех горизонтах осадочного чехла. Сумско-Белолуцкая зона приурочена к тыловому шву этой структурной террасы. Ширина зоны около 3 км, прослежена она более чем на 300 км. Кроме перегиба, отмечены следующие отличия юго-западного блока от северо-восточного: 1 - резко возросшие мощности карбона, появление пород среднекаменноугольного отдела; 2 - возрастание мощностей юрских образований, особенно келловей-оксфордских (на десятки метров); 3 - появление кольцевых структур центрального типа, генезис которых здесь не изучен. Зона располагается дискордантно к основным водотокам района.

Грайворон-Купьянская зона вытянута по азимуту СЗ 315° и является самой крайней (юго-западной) разрывной структурой, прослеживаемой на участке между г.г. Харьковом и Белгородом. Разрыв находит отражение в строении осадочной толщи. Особенности рельефа фундамента здесь неизвестны из-за большой глубины залегания фундамента (около 1,7 км) и малого числа скважин. На разрезе зона разлома ограничивает с юго-запада крупную структурную террасу, относительно ровную площадку на склоне, погружающую

щуюся в сторону Днепровско-Донецкой впадины. Следующие отличия этой зоны от Сумско-Белолуцкой: 1 - сокращение мощности юрских отложений, особенно - байос-нижнебатских (на десятки метров); 2 - быстрое наращивание мощностей верхнемеловых отложений юго-западнее разлома; 3 - увеличение крутизны подошвы палеогена, нарастание его мощностей; 4 - резкое увеличение в разрезе доли песчистых мелов кампанского яруса. Ступень хорошо выражена на денситометрических профилях (см. рис. 4.6).

Доно-Медведицкая зона дислокаций многократно описывалась в литературе. Ее подробно охарактеризовал Н.С. Шатский [268] как часть разрыва, пересекающего одновременно Кавказ и Русскую платформу. Эта структура ограничивала блок фундамента, отвечающий Воронежской антеклизе, на протяжении длительного времени, контролируя положение юго-восточного фланга области размыва пород среднего и позднего девона, юрской, частично, меловой систем.

4.4.2. Присводовые (внутренние) зоны тектонической активизации

Глубокие коровые разломы центральных частей антеклизы менее проявились в строении осадочного чехла по сравнению с аналогичными краевыми образованиями. К внутренним зонам наиболее часто приурочены границы петрографических типов пород фундамента, фациальные границы, локальные размывы пород осадочного чехла. Разрывы, характеризуемые в качестве глубоких коровых, совпали с установленными ранее другими исследователями, нарушениями. Для последних сохранены названия Г.Д. Кононова, Р.С. Красовицкой, Г.И. Раскатова, В.Ф. Лукьянова, В.В. Шишова.

Выявление нарушений проводится по их проявлениям в поверхности Мохо (М) и коровом разделе (К), где они представлены четырьмя типами [83].

1. Разломы и зоны со значительными амплитудами перемещений, фиксированных смещением поверхности М и К (Лосевско-Мамонский, Кривоборско-Масальский, Новооскольско-Воронцовский, Рыльско-Стегаловский, Шаблыкинско-Фатежский, Россошинско-Киселевский).

2. Разломы, выраженные широкими зонами нарушений сплошностей М и К (Новосолдатско-Коблинский).

3. Разломы с широкими зонами, интенсивно приподнятыми над средним положением поверхностей М и К. От предыдущей группы их отличает то, что над рельефом М и К выступает (или образует желоб) сама зона разрыва, то есть нет смещения блоков вдоль указанной линии (Кодинцовский, Брасовский разломы).

4. Разломы с инверсионным положением разделов М и К, где поднятия по поверхности М соответствует погружение по К (Банинский разрыв) или опусканию по М отвечает поднятие по К (Алексеевско-Жилаевский разлом).

Лучше всего выделяются зоны разломов первой группы, особенно Лосевско-Мамонская и Кривоборско-Масальская. Первая выделена в 1962 г. Б.Н. Одокием и А.А. Одокий на участке Подколдновка - Нижний Мамон - Лосево [145]. По геофизическим и геологическим данным она продолжена далеко за пределы ВКМ на северо-запад и юго-восток. На северо-запад от Воронежа она заметно расширяется. В настоящее время этот крупнейший разрыв именуется Лосевской шовной зоной, отделяющей архейский массив на западе от раннепротерозойской складчатой области на востоке.

М.Д. Бердников и В.М. Шибанов отметили следующие ее особенности: 1 - буферное положение между гранитоидами Павловского комплекса, вулканитами лосевской свиты на западе и осадочно-метаморфическими породами воронцовской серии; 2 - широкое распространение брекчированных и милонитизированных образований мощностью 2-3 км и более; 3 - весьма крутой наклон зоны на восток-северо-восток, прослеженный по нескольким скважинам; 4 - большая (7-10 км), судя по величине эрозионного среза, амплитуда вертикального перемещения, что подтверждается наличием интрузий базит-гипербазитового состава, присутствием верхнедевонских базальтов, положением на границе двух крупных структур фундамента.

Известны многофазность магматизма [24] в пределах зоны, связь с фанерозойской активизацией (вулканиты девона), минерализация, локализованная в породах фундамента [25], но имеющая нередко существенно более молодой возраст. На неотектоническую активность зоны указывалось [173, 174 и др.]. По данным изучения тектонической трещиноватости, зона являлась площадью разгрузки тектонических напряжений (сжатия и растяжения) перед внешней, обращенной к Доно-Медведицкому и Пачелмскому авлакогенам, границей Россошанского и Олымского срединных массивов. На юго-востоке зоны отмечаются многие явления, уникальные для региона: "рост" гранитных куполов, гипербазитовых тел, протрудирующих девонские и верхнемеловые толщи. Протрузии гранитоидов и гипербазитов образуют протяженные пояса вдоль и параллельно современной донской долине. Здесь находятся многие эпицентры современных землетрясений [3]. Строение четвертичных террас на левом и правом берегах Дона различается. На левом берегу террасы аккумулятивные, на правом – нередко эрозионные. Важным показателем активности зоны

является приуроченность к ней гидротермальных проявлений, выявленных в толще пород осадочного чехла.

Западный и восточный блоки Россошанского фрагмента зоны имеют [83, 214] специфические скоростные разрезы (см. рис. 4.13). Восточный блок считается приподнятым на несколько км по сравнению с западным по поверхности К. Зона фиксируется в магнитном поле локальным минимумом ΔT_a .

Касторненский фрагмент зоны отличался значительно меньшей активностью. Он расположен в пределах тектоногенной пары Олымско-Касторненский срединный массив - Пачелмский авлакоген. Последний в фанерозое был относительно мало выражен. Вдоль периферии массива нет таких ярких проявлений современных тектонических движений как гранитные купола Россошанского фрагмента.

Разлом на Касторненском участке (Кривоборско-Масальская зона) хорошо выражен в геофизических полях (см. рис. 4.8). На профиле ГСЗ [83] линия разрыва разграничивает участки с различными скоростными характеристиками, прослеженными до глубины 30 км. В гравитационном поле разрыву соответствует высококонтрастная аномалия. В рельефе кристаллического фундамента под современной долиной р. Дон прослеживается протяженный узкий желоб, телескопирующийся в породах палеозоя. Так как изменений мощностей и фаций девона не отмечено, то желоб должен считаться постседиментационным для девона структурой. Велики отличия в строении толщ мезозоя и кайнозоя восточного (Окско-Донская впадина) и западного (Средне-Русская антеклиза, по Г.И. Раскатову) блоков, которые разделяет Кривоборско-Масальская зона. В пределах восточного блока отсутствуют верхнемеловые и палеогеновые образования, но широко развиты неогеновые и нижнеплейстоценовые, нехарактерные для правобережья Дона.

Давыдовский фрагмент Кривоборско-Масальской зоны имеет длину не более 40-50 км и с юга ограничен разломом Репьевка-Лиски, к которому приурочен субширотный участок долины р. Дон [170]. Северная граница Давыдовского фрагмента, проводится южнее с. Петино, где выявлено рудопроявление полиметаллов [85], признак тектонической активности Касторненского участка Кривоборско-Масальской зоны.

Давыдовский фрагмент - наименее активный из всех разломов Лосевско-Мамонской зоны. Это объясняется отсутствием западнее него архейского срединного массива, непрямого участника тектоногенных пар других фрагментов. В связи с этим в разрезе не обнаруживаются признаков крупного разрывного нарушения, однако, таковое выделяется в магнитном поле [83, 214] и по геологическим данным. Здесь располагается граница гранитоидов усманского комплекса и оскольской серии, а в рельефе поверхности фундамента и подошве палеозоя прослеживается пологая протяженная депрессия (см. рис. 4.7, восточная часть).

Рассматриваемый фрагмент Кривоборско-Масальской зоны проявил активность на неотектоническом этапе. Вдоль разрыва проходит граница Средне-Русской антеклизы и Окско-Донской впадины. Правобережье Дона поднимается, левобережье - погружается (рис. 4.14, 4.15), а область нулевых градиентов отвечает описанной зоне.

Разлом Репьевка-Лиски-Бутурлиновка, выделен Г.И. Раскатовым в 1962 году [170]. Им отмечены факты положения разрыва в области обтекания северной оконечности Россошанского срединного массива и то, что он "ограничивает с севера Острогосское неотектоническое поднятие второго порядка, к смыкающему северному крылу которого приурочено Пуховское неотектоническое поднятие". Последнее пространственно совпадает с Лискинским гранитным интрузивом.

Г.И. Раскатовым указаны структурные и геоморфологические признаки разрыва. Это поворот до субширотного положения долины Дона, приуроченность к нему прямолинейных отрезков русел притоков, границ террас. Разрыв продолжается к западу вдоль долины реки Потудань и к востоку вдоль субширотного участка реки Осереды. Наблюдается резкая асимметрия речных долин в зоне разлома и такое же распределение процессов денудации и аккумуляции, их интенсивности по площади. На высоком правом берегу Дона разлом фиксируется элементами ландшафта, связанными со специфической трещиноватостью надразломного крыла флексуры в туронском писчем мелу. В породах фундамента отмечаются зоны дробления и милонитизации, аномально высокие содержания гелия в подземных водах, но в рельефе кровли заметных деформаций нет.

Разлом имеет характер сбросо-сдвига. Г.И. Раскатов пишет: "...слабая выраженность в рельефе поверхности докембрийских образований объясняется изменением знака движения по разлому, происшедшему в фанерозое неоднократно". Возраст заложения разлома более древний чем возраст осадочного чехла и, вероятно, более поздний чем возраст гранитоидов Лискинского комплекса. К зоне Репьевка-Лиски приурочен эпицентр землетрясения [3], а вдоль разлома проходит граница между структурно-геоморфологическими элементами высокого ранга - Окско-Донской равниной и Калачской возвышенностью.

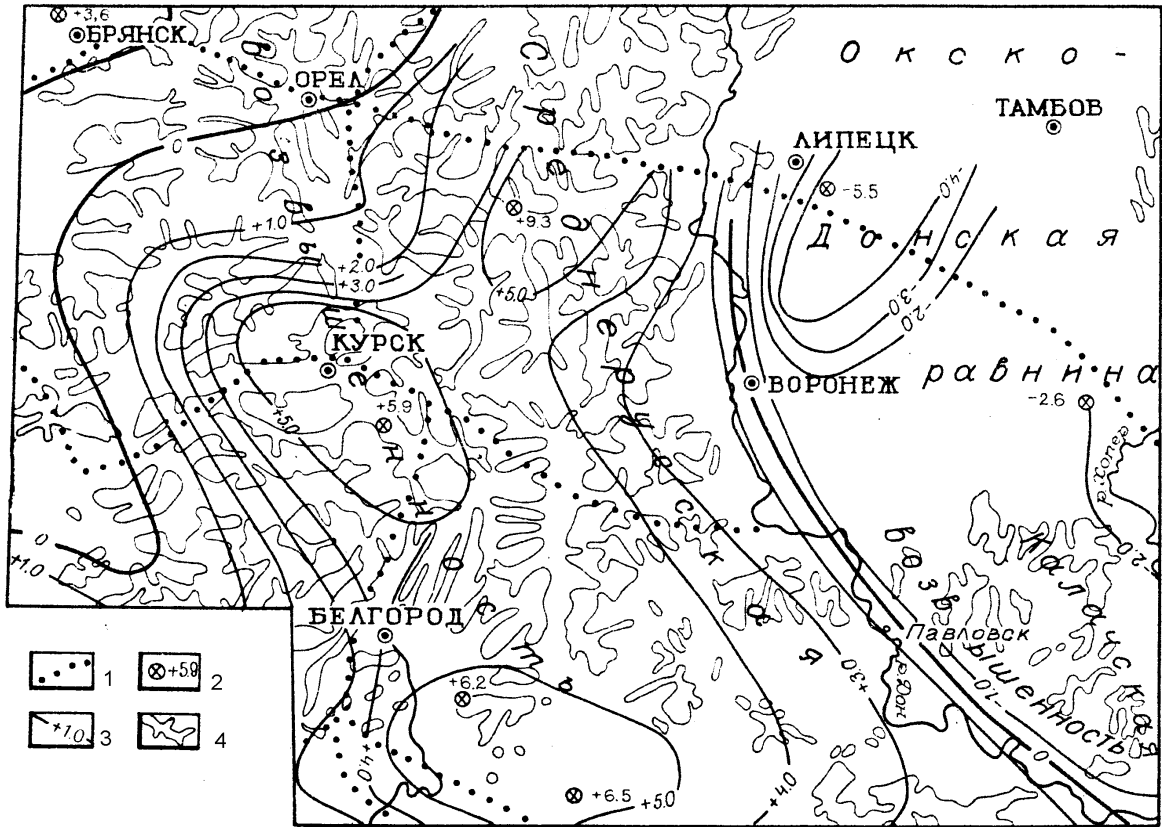


Рис. 4.14. Рельеф дневной поверхности и современные вертикальные движения территории антеклизы. 1 - профили повторного нивелирования; 2 - скорости современных вертикальных движений, мм/г; 3 - изогипсы современных вертикальных движений мм/г; 4 - Изогипсы современного рельефа.

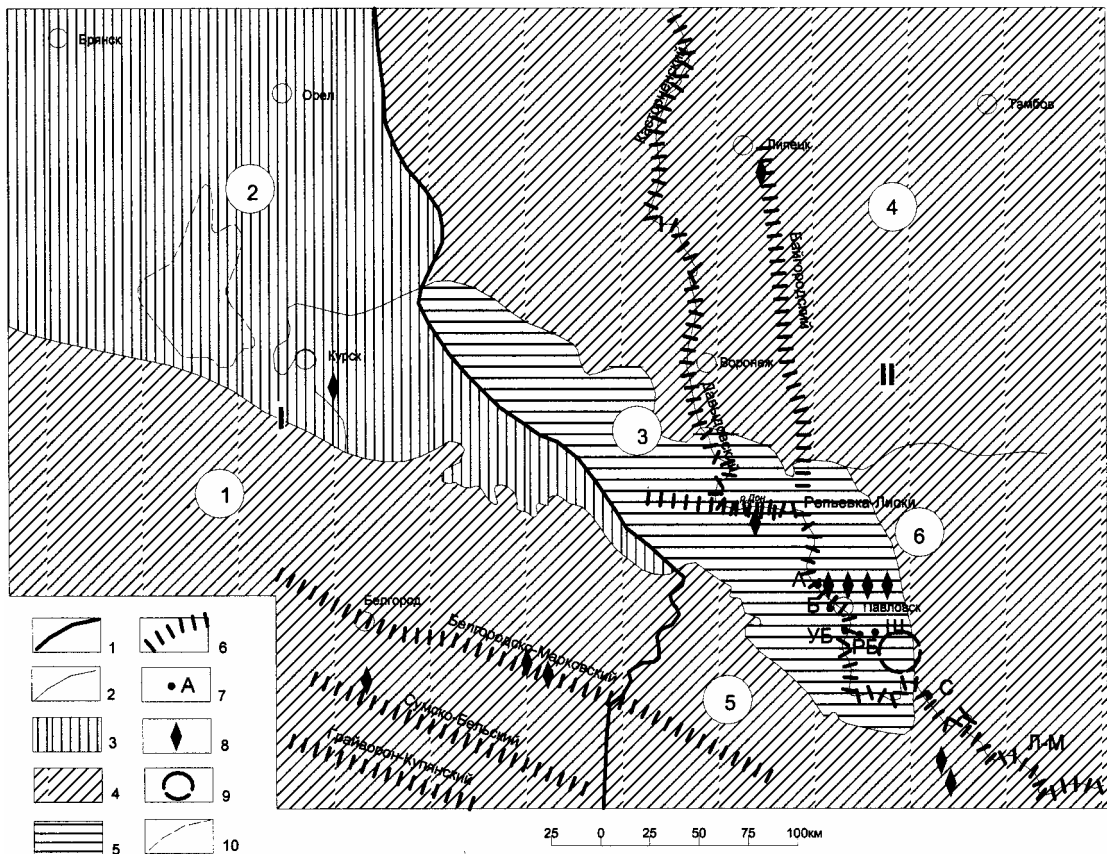


Рис. 4.15. Геоморфологическое районирование современной поверхности кристаллического фундамента Воронежской антеклизы. 1 - границы геоморфологических областей: Западно-Воронежской с

преимущественно структурным рельефом (I) и Восточно-Воронежской с преимущественно эрозионно-денудационным рельефом (II). 2 – границы и номера геоморфологических районов (цифры в кружках); 3 – геоморфологические районы, занимающие свод и склоны ВКМ; 4 – только склоны; 5 – только свод; 6 – зоны современной тектонической активизации; 7 – выходы пород кристаллического фундамента на дневную поверхность: А – у с. Александровка-Донская, Б – Басовка, УК – Украинская Буйволовка, РБ – Русская Буйволовка, С – Свиныхинский, Ш – Шкурлатовский; 8 – эпицентры современных землетрясений (по И.В. Ананьину); 9 – Гнилушинская кольцевая структура с гребневидным выступом пород фундамента вдоль кольцевого разлома; 10 – контуры свода Курско-Орловского умереннорасчлененного района.

Новооскольско-Воронцовский разрыв, по Н.Д. Кононову, разделяет Северо-Восточную синклинорную и Курскую антиклинорную зоны КМА, распространение и отсутствие доряжских кор выветривания. Он ограничивает площади размыва верхнешигровских и валанжинских отложений, служит границей фациальных зон в аптский, альбский, коньякский века, палеогеновый период. Все это - особенности северо-западного фланга тектонического нарушения, но известны проявления активности и на юго-востоке (наличие желоба с уменьшенными мощностями девонских отложений, дотурнейскими корами, границ размыва визейских, оксфордских, байосских, барремских отложений, фациальных границ сеноманского и сантонского возраста).

Большая протяженность нарушений первой группы объясняет определенные самостоятельность, разновременность активизации их фрагментов.

Разломы второй группы на космоснимках выражены значительно хуже. Это и понятно - для **Ново-солдатско-Коблинского разрыва** лишь на фациальной карте сантонского возраста фиксируется граница фаций, обусловленная несколько большей активностью северо-восточного блока. Для него характерны отсутствие домосоловской коры выветривания и размыв аптских отложений, линия распространения которых совпадает с нарушением. К этой же группе предположительно отнесен **Платавско-Варваринский разлом**, имеющий поднятый по М на 1,5 км западный блок, но практически невыраженный в осадочном чехле. С большой осторожностью можно приписать его активности в фанерозое размыв отложений осадочного чехла вдоль западного ограничения долины реки Дон – возможно, здесь проявлена "молодая" субмеридиональная разрывная структура, иной, чем Платавско-Варваринский разлом ориентировки. Разломы второй группы могут считаться малоактивными в фанерозое и даже залеченными (неактивными).

Разломы третьей группы Кординцовский и Брасовский ограничивают срединные массивы (Россошанский и Курско-Карачевский соответственно) со сторон, наиболее удаленных в фанерозое от Доно-Медведицкого и Оршанского авлакогенов. Можно допустить, что наблюдаемые поднятия поверхности К в пределах зон (1,5-2 км у Кординцовского и 3-4 км у Брасовского нарушений) обусловлены деформацией границы гранитного слоя позади "пятыщегося" массива вследствие раздвигания бортов соответствующих авлакогенов. В осадочном чехле эти разломы выражены плохо. Все же в келловейский век Кординцовский разлом разделял область суши и акваторию, где накапливались лагунные отложения. Это нарушение существовало в течение всего юрского периода [211]. Прибрежные участки морского бассейна, в пределах которых накапливались более крупнозернистые отложения, граничат вдоль разлома с фациями больших глубин (сеноманское, эоценовое время).

Сведения об активности **Брасовского разлома** имеются, начиная с келловейского века. Анализ фациальных карт [192] показал, что движения по разлому были знакопеременными: поднятия небольших амплитуд доминировали в северо-восточном крыле в келловее, опускания - в доальбское и туронское время. В туроне нарушение контролировало положение площадей с разными гидродинамическими режимами. В общем, в меловое время активнее был юго-восточный блок. Многостадийность тектонического проявления разрывов обусловили хорошую их дешифрируемость, поскольку к ним приурочены фрагменты долин водотоков.

Нарушения четвертой группы сложно интерпретируются. Вдоль **Банинского разлома** на участке от г. Бутурлиновка до устья реки Подгорной фиксируется зона растяжения с уменьшенной мощностью земной коры и увеличенной мощностью "гранитного" слоя. К разлому приурочены франские платоэффузивы, фациальные границы сеноманского времени (последние свидетельствуют о большей активности западного блока, воздымавшегося в сеноманский век). Разлом субвертикальный - изменения мощностей гранитного и базальтового слоев, смена фаций и т.д. телескопируются, наследуются. Мощная протяженная зона Банинского разлома выражена на снимках Салюта-4 темной полосой.

Коровые разломы распространены широко. На основе изучения тектонической трещиноватости установлен сдвиговый характер нарушений систем 315^0 и $30-40^0$, осложняющих восточный фланг Россошанского срединного массива. На космоснимках отразилось кулисообразное смещение отдельных тектонических зон, образующих крупный разрыв, идущий вдоль реки Калитвы. Коровыми являются также дизъюнктивы, формирующие кольцевые ограничения многих структур центрального типа.

ГЛАВА 5. ГЕОЛОГИЧЕСКОЕ РАЗВИТИЕ ВОРОНЕЖСКОЙ АНТЕКЛИЗЫ В РАННЕДЕВОНСКИЙ-ПАЛЕОГЕНОВЫЙ ЭТАП

5.1. Общие положения.

Геологическая история Воронежской антеклизы в фанерозое тесно связана с развитием соседних отрицательных структур - Московской и Прикаспийской синеклиз, Днепровско-Донецкой и Оршанской впадин, Пачелмского прогиба. Различия в амплитудах нисходящих движений в центральных и южных районах платформы не всегда велики и в ряде случаев могут объясняться худшей сохранностью соответствующих отложений антеклизы. Глубокие размывы, свойственные ее своду, создают впечатление редуцированности местного осадочного процесса, присутствия в осадочном чехле большего количества несогласий. Приведенные в табл. 5.1 соотношения мощностей крупных подразделений осадочного чехла Московской синеклизы и Воронежской антеклизы - средние для отдельных их частей. Однако, практически в каждой из них сохранились площади с аномальными мощностями («кольцевые структуры»). Так, в скв. 3204 (г. Белгород) В.И. Сиротин описал толщу глин, известняков и песчаников турнейского и визейского возраста мощностью около 200 м (средняя 60 м). В Бесединской кольцевой структуре в 20 км восточнее г. Курска к визейскому ярусу отнесена толща глин, известняков и песчаников мощностью свыше 100 м, отсутствующая вне структуры, где на девонских образованиях сразу залегают мезозойские.

Таблица. 5.1

Мощности стратиграфических подразделений осадочного чехла Московской синеклизы и Воронежской антеклизы, м.

Структуры	D ₃	C ₁	C ₂₋₃	P ₁	P ₂
Московская синеклиза, юг	220-350	130-160	50-100	*	-
северо-западные районы	200-220	40-70	50-100	30-200	40-50
центр	500-600	330-200	300-400	300	250-350
север	0-350	350-450	350-450	140-360	250-500
Воронежская антеклиза, юго-запад	-	60	120	-	-
север	150	0-10	-	-	-
северо-восток	270-300	60	-	-	-
юго-восток	250	170	-	-	-

* отложения отсутствуют

Сопоставление данных таблицы 5.1 для верхнего девона и нижнего карбона Воронежской антеклизы и Московской синеклизы показывает, что мощности соответствующих стратиграфических подразделений разнятся не очень значительно и обычно имеют один и тот же порядок. При этом в случае антеклизы речь идет о *сохранившихся* каменноугольных отложениях, в значительной степени уничтоженных размывами. Ныне достоверно известно, что море в визейском веке перекрывало свод антеклизы, что хорошо видно на фациальных картах [184]. Значительная разница в мощностях осадочного чехла антеклизы и синеклизы связана с участием в разрезе последней толщ рифея, венда, среднего и верхнего карбона, перми и триаса, никогда не отлагавшихся на присводовых площадях рассматриваемого региона. Близость амплитуд нисходящих движений на юге платформы еще очевидней, если сравнить мощности стратиграфических подразделений, имеющих ранг горизонтов, слоев, свит или толщ. Мощности эйфельских и живетских образований примерно одинаковы на площади отрицательных структур и склонах антеклизы (на своде они, вероятно, тоже были, но уничтожены размывами). Эйфельских глин, алевроитов, песчаников в ДДВ около 80 м [256], на Воронежской антеклизе – 70 м в г. Липецке (скв. 7728), 80 м в Борисоглебске и 110 м в центральной части Московской синеклизы (г. Щелково), по [221]. До начала среднего франа темпы погружения, фиксированные мощностями синхронных отложений, сохранялись. Нижнешигровских (чаплыгинских) аргиллитов и песчаников остаповской толщи в ДДВ 18-86 м, верхнешигровских (саргаевских) известняков, доломитов (стефановская толща) там же – до 80 м [256]. На северо-восточном склоне антеклизы суммарные мощности чаплыгинского и саргаевского горизонтов достигают 100 м (водораздел рек Савалы и Хопра). В Московской синеклизе пески, песчаники и глины чаплыгинского горизонта (скв. в г.Щелково) имеют близкую мощность (80 м), а саргаевских образований там около 60 м. В г. Щелково семилукских известковистых глин и известняков – 15 м, петинских песков и песчаников - 18 м, а в соседних скважинах мощность пород петинского горизонта только 5-6 м. Указанные значения близки к таковым на антеклизе (10-20 м се-

милукских отложений и 5-7 м петинских), но резко контрастируют с данными по ДДВ, где до 130 м семи-лукских глин и известняков, 300-400 м алатырских (петинских) базальтов, пирокластических пород с редкими прослоями известняков, до 700 м воронежских гипсов, глин, известняков [256].

Приведенные данные свидетельствуют о незначительной дифференцированности тектонических движений южной части платформы в допетинские дробные этапы осадконакопления. Особенности развития Воронежской антеклизы в сопоставлении с соседними структурами можно установить, рассматривая ее историю по таким естественным этапам высокого порядка, общим для всей платформы, анализируя мощности накопившихся отложений, положение областей размыва.

5.2. Тектоно-седиментационные этапы геологического развития Воронежской антеклизы

Геологическая история Восточно-Европейской платформы в целом и Воронежской антеклизы в частности рассматривалась исследователями по временным интервалам разной продолжительности. Принципы их выделения различались. М.В. Муратов, М.Ф. Микунов, Е.С. Чернова [141], М.В. Муратов [140], описав основные события в развитии платформы в докембрии и фанерозое, разделили последний на каледонский, герцинский и альпийский этапы. Каждый из них характеризуется процессами погружения, рубежи - воздыманием и размывами. Г.И. Раскатов с соавторами [174] детализировали для региона герцинский и альпийский этапы, привели характеристику развития восточной части антеклизы по более дробным временным интервалам. В палеозое они рассмотрели этапы эйфельско-среднефранский, верхнефранско-фаменский, турнейско-намюрский и т.д. Геологическая история всей платформы подробно разобрана в монографии Ю.Г. Старицкого с соавторами [43]. В истории осадочного чехла различаются восемь этапов, для каждого выделены трансгрессивная, инуиндационная, регрессивная, эмерсивная стадии. Объем этапов соответствует нескольким эпохам геохронологической шкалы, иногда большим временным интервалам (VIII этап, поздний палеоген – ныне). Р.Г. Гарецкий [48-52] на основе выделения обособленных с историко-геологических и формационных позиций трех типов осадочного чехла (нижнерифейского квазиплатформенного, среднерифейско-нижневендского катаплатформенного, верхневендско-фанерозойского ортоплатформенного) различает доплитные (первые два) и плитный ортоплатформенный этапы развития, подробно характеризуемые по разнообразию морфологических форм и генетических тектонических структур. При выделении временных интервалов развития структур используют формационный анализ, представления о тектоно-седиментационных, структурно-вещественных комплексах, отвечающих каждому этапу. Главным объектом исследований служат тектонические процессы во всем их разнообразии - распространение формаций, морфология поверхностей несогласий, мощности отложений и т.д. Работы литологов, посвященные истории геологического развития, отличны от тектонических особым вниманием к петрографическому составу осадков, фациям, динамике развития морских бассейнов, эволюции осадконакопления во времени. После работ Н.М. Страхова, М.С. Швецова примат тектонического фактора признается и здесь, а этапы осадконакопления именуют не просто «седиментационными», «осадочными ритмами», «циклами» [245], но - тектоно-седиментационными [220].

Вертикальные тектонические движения разных порядков управляют ходом тектонических процессов. С.В. Тихомиров [220] для фанерозоя Восточно-Европейской платформы установил их сложную иерархию. К примеру, этап осадконакопления I порядка охватывает весь палеозой, II – герцинскую фазу, III – ее раннегерцинское время, IV – поздний девон, V – франкий век, VI – петинско-ливленский интервал. Все они, вне зависимости от порядка, построены однотипно: фазу начала трансгрессии продолжает фаза стабильного стояния бассейна, завершающаяся фазой поднятий, регрессий. Высокая дробность этих этапов (продолжительность этапа VI порядка для девона 3-5 млн. лет), огромный фактический материал по осадочному чехлу всей платформы сделали анализ циклитов [245] весьма привлекательным для восстановления геологической истории Воронежской антеклизы. Этому способствует и то, что для осадочных отложений региона разработана весьма дробная стратиграфическая шкала (см. главу 3). Циклиты отвечают естественным тектоно-седиментационным этапам, в течение которых накапливались части разреза осадочного чехла, сравнимые по значению и, в нашем случае, позволяющие определить положение сводового поднятия антеклизы. Перерывы осадконакопления на антеклизе различны по продолжительности. Наиболее длительным в фанерозое был раннепалеозойский, захвативший также почти весь ранний девон (всего 150 млн. лет) и пермско-раннеюрский (105 млн. лет). Но самый длительный перерыв в истории региона, длившийся с конца раннего карелия по ранний девон, составляет 1150 млн. лет.

В строении осадочного чехла Воронежской антеклизы нашли отчетливое выражение основные эпохи диастрофизма, выделенные в начале XX века Марселем Бертраном, - раннепалеозойская (каледонская), позднепалеозойская (герцинская), мезокайнозойская (альпийская).

5.3. Раннепалеозойский (каледонский) этап

В раннем палеозое большая часть Восточно-Европейской платформы была сушей, где формировались площадные и линейные коры выветривания. Образование элювия в начале этапа 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, стал преобладать аридный климат, о чем свидетельствуют толщи эвапоритов – доломитов с включениями гипса, ангидрита, а также залежи галита. На территории антеклизы сформировался расчлененный рельеф (рис. 5.1), унаследованный от позднерифейской горной страны. За пределами региона морское осадконакопление в каледонский этап происходило на западе платформы и в центральной части Московской синеклизы, где образования кембрия, ордовика и силура представлены глинисто-песчаными, терригенно-карбонатными, сульфатными и фосфатными породами мощностью до 2 км. Морские трансгрессии, связанные с прогибанием в каледонском Северо-Атлантическом подвижном поясе, наступали с запада; максимум их пришелся на средний ордовик. По данным [91], трансгрессивная стадия оставила две морские формации: кварцево-песчаниковую, сланцево-песчаную фосфатоносную, инуиндационная – морскую глинисто-карбонатную, регрессивная – две лагунно-морские терригенные, одна из которых содержит сульфаты, эмерсивная – континентальную красноцветную формацию.

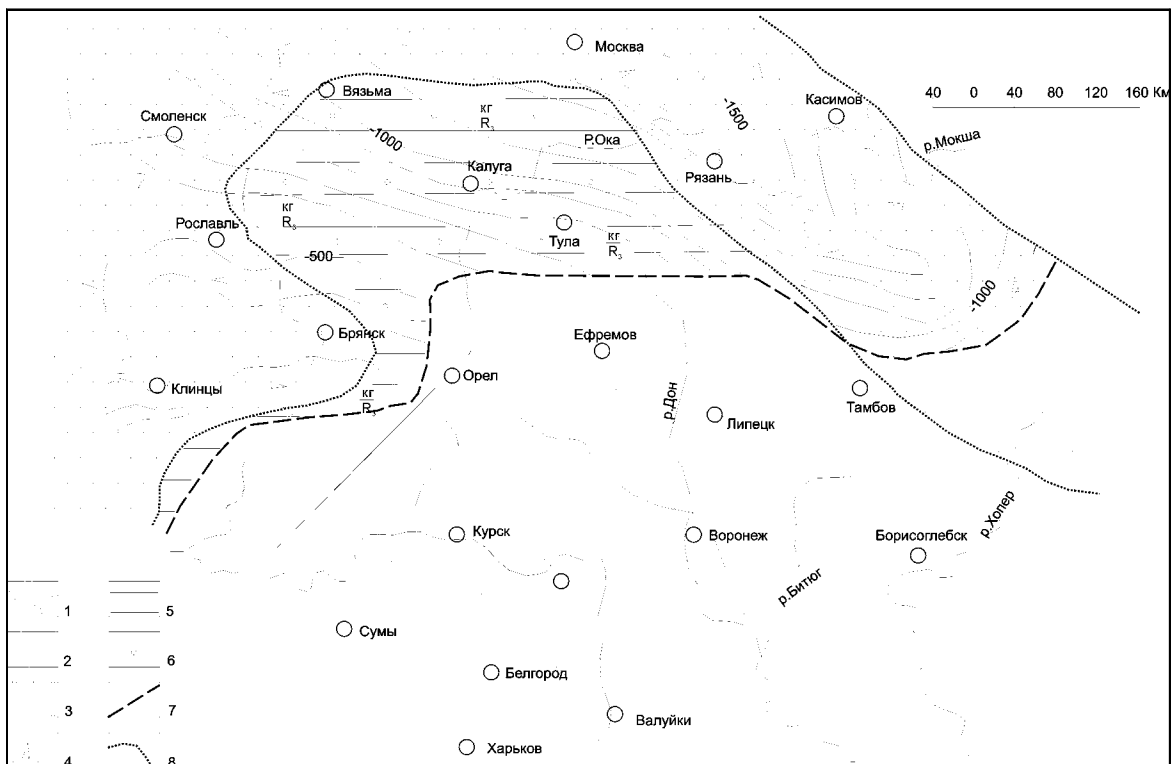


Рис. 5.1. Схематическая палеогеоморфологическая карта доэвмского времени. 1 - денудационное плато, унаследованное от позднерифейской горной страны; 2 - пенеплен, зафиксированный нижнепалеозойской корой выветривания; 3 - денудационная равнина; 4 - аккумулятивная равнина; 5 - эрозионно-аккумулятивная равнина; 6 - кора выветривания каолинит-гидрослюдистая (кг), перекрытая верхнерифейскими отложениями (R3); 7 - границы форм рельефа; 8 - границы современного распространения рифейских отложений

Н.С. Шатским для каледонского этапа на тектонической схеме был впервые показан Сарматский щит [267] - обширное пространство платформы, в пределах которого, подвергались денудации кристаллические породы. Полоса распространения рифея, представленного красноцветными глинисто-песчаными образованиями в Днепровско-Донецкой впадине, и выявленная позже бурением и геофизическими данными, еще не была известна. Теперь, после ее открытия, целесообразно говорить о существовании в каледон-

ский этап на юге платформы двух самостоятельных щитов – Украинского и Воронежского, разделенных Днепровско-Донецкой впадиной, позже вовлеченной в положительные движения.

5.4. Позднепалеозойский (герцинский) этап

Крупный герцинский этап подразделяется на шесть дробных этапов, примерно соответствующих циклам Штилле: эмско-эйфельский, живетско-среднефранский, позднефранско-фаменский, турнейско-серпуховской, средне-позднекаменноугольный, пермский. В герцинском цикле М. Бертрана в эйфельско-серпуховское время формировалась трансгрессивная часть осадочного цикла, а в среднекаменноугольно-пермское – регрессивная. Отложения позднего карбона и перми на территории Воронежской антеклизы отсутствуют, а среднекаменноугольные развиты только в краевых частях.

5.4.1. Эмско-эйфельский этап

Отвечает образованию крупного осадочного ритма на северном и востоке юго-восточного склонов. Трансгрессивная часть представлена континентальной пестроцветной глинисто-гравийно-песчаной формацией (структурно-вещественным комплексом, по [227]) в составе ряжского горизонта, которая вверх по разрезу сменяется континентально-лагуно-морской. Регрессивная часть ритма, представленная черноморскими глинами, сохранилась участками, поскольку в значительной мере была размыва. Максимум трансгрессии пришелся на мосоловское время. Авторами работы [177] для рассматриваемого этапа выделены глушанковский (ряжский и дорогобужский горизонты) и наровский (верхний эйфель) ритмы осадконакопления.

Процесс погружения развивался одновременно на огромной территории Восточно-Европейской платформы. В ДДВ разрез девона начинают, как и на антеклизе, ряжско-мосоловские образования, возможно, перекрытые черноморскими [256]. В Московской синеклизе морсовские отложения представлены галогенной формацией, обнаруживающей хорошо выраженную зональность по направлению к центру солеродного бассейна [38]. Континентальные фации быстро сменяются прибрежно-континентальными, в т.ч. прибрежно-лагунными и лагунными. Морсовская галогенная формация занимает площадь длиной около 1 тыс. км при ширине до 500 км. Собственно Московскому авлакогену соответствует узкая (300 км x 50 км) полоса развития галитовой субформации.

Фациальные границы отложений рассматриваемого этапа на значительной территории имеют не северо-западную, согласную с простиранием антеклизы ориентировку, а почти перпендикулярную к нему [192]. Это видно на рис. 5.2 и 5.3, составленных на основе данных [86, 121, 131]. Северо-восточные элементы, древнейшие в регионе, унаследованные от структурных планов раннего архея, значительно усиливаются в мосоловско-черноморское время даже по сравнению с ряжско-морсовским. Аналогичная поперечная зональность характерна и для ДДВ, где грабовская свита, представленная обычно известняками, сменяется северо-западнее г. Нежина доломитами вдоль линии северо-восточного простирания [256]. Небольшие (первые десятки метров) примерно одинаковые мощности отложений в ДДВ, на СВ склоне Воронежской антеклизы, юге Московской синеклизы свидетельствуют о высоком единообразии тектонического режима в эйфельское время. Лишь Валуйско-Кантемировский и Кошелевский выступы [243] возвышались над морем даже в среднюю фазу этапа – мосоловское время. Из сравнения рис. 5.2 и 5.3 видно как менялась в наровское время граница областей предмосоловского и предстарооскольского размывов сразу же после отложения соответствующих осадков. Контуры границ размывов сохранились практически в неизменном состоянии из-за кратковременности предмосоловского и предстарооскольского поднятий и перекрытия сводов отложениями более молодых горизонтов. Выравнивание границы в юго-западном направлении на фациальной карте мосоловско-черноморских отложений, заметное увеличение занимаемой ими площади по сравнению с морсовскими, особенности поля развития синхронных толщ в ДДВ (их мелководно-морские осадки должны переходить в прибрежные к северо-востоку) свидетельствуют, что продольное (с ориентировкой оси СЗ 315⁰) поднятие оказало определенное влияние на осадконакопление. Это влияние было вто-

ростепенным для Курско-Воронежского крыла морсовской структуры и доминирующим, конседиментационным, для северо-восточной части ДДВ.

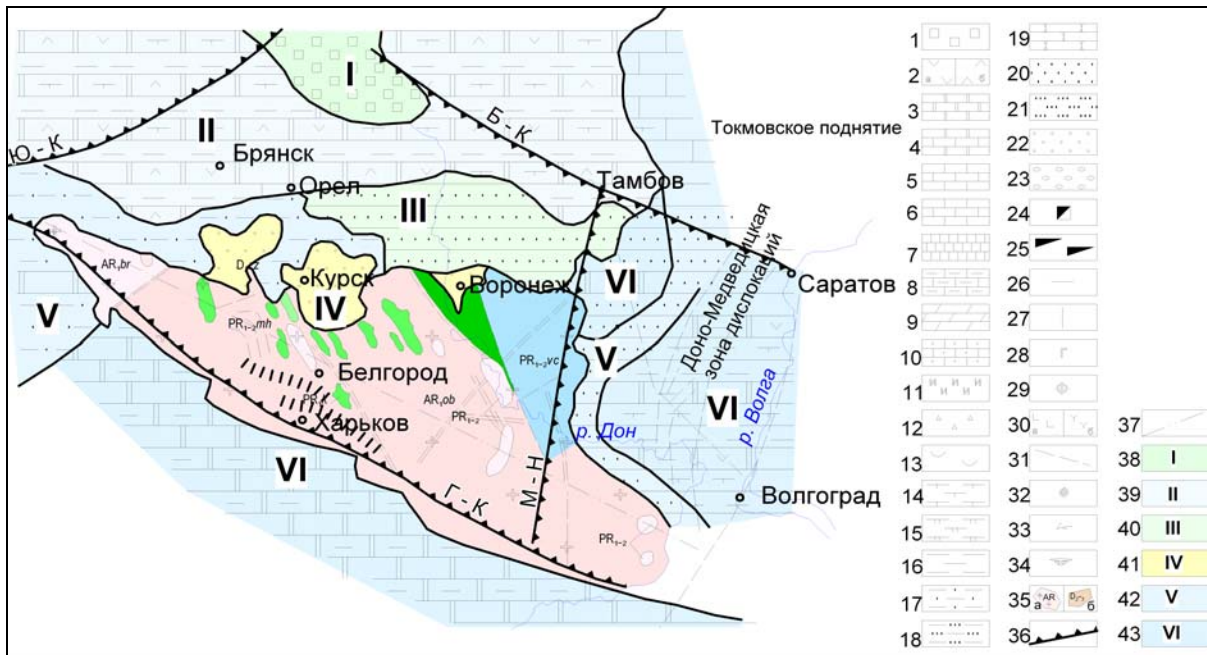


Рис. 5.2. Литолого-палеогеографическая карта морского времени и контуры предморского размыва. По [86, 121, 131]. Условные обозначения к картам и разрезам: 1-каменная соль; 2-гипсы (а), ангидриты (б); 3-доломиты; 4-известняки доломитизированные; 5-известняки; 6-известняки битуминозные; 7-мел писчий; 8-известняки глинистые; 9-мергели; 10-известняки песчанистые; 11-маломощные прослои известняка; 12-кремнистые породы (трепел, диатомит и т.д.); 13-известняки органогенно-детритусовые. Глины: 14-известковистые; 15-доломитовые; 16-относительно чистые; 17-песчанистые; 18-пески, алевроиты глинистые; 19-песчаники известковистые; 20-пески и песчаники (а); 21-алевролиты; 22-пески и песчаники грубозернистые; 23-галечники и конгломераты; 24-битумы; 25-горючие сланцы; 26-угли; 27-сидерит и анкерит; 28-глауконит; 29-фосфорит; 30-лавовые покровы (а), пирокластический материал (б); 31-разрывы; 32-фауна; 33-растительные остатки; 34-фораминиферы; 35-породы кристаллического фундамента (а) и породы осадочного чехла; 36-естественные границы антеклизы, краевые глубинные разломы: Юхновско-Клинецовский (Ю-К), Грайворон-Купянский (Г-К), Мигулинско-Новохоперский (М-Н), Бельско-Калужский (Б-К); 37-оси главных поднятий; 38-41-палеогеографическая ситуация: лагуны солеродные (38); лагуны засоленные (39), то же, временами соединявшиеся с морем (40); дельты (41), прибрежно-морские равнины, зона действия приливов и волн (42); мелкая часть морского бассейна (43).

Особенностью рассматриваемого этапа является преобладание субширотных элементов, нашедших свое выражение в распределении мощностей (рис. 5.4), чем раннеэйфельская структура отличалась от живетской. Глубинность происшедшей позднее перестройки, очевидно, не очень велика (коровый уровень), но постепенно она возростала. Признаки этого – вулканизм в Калужской структуре, где базальты содержат обломки мосоловских известняков, гидротермальная деятельность вдоль Белгородско-Марковского и Калужско-Бельского разрывов с ориентировкой СЗ 315⁰. В целом же для эйфельского этапа на рассматриваемой территории характерно значительное развитие суши, аридность климата, наличие эвапоритов, направление трансгрессий с востока, формирование терригенных осадков за счет размыва кор выветривания на породах кристаллического фундамента, резкое преобладание трансгрессивной части ритма над регрессивной.

5.4.2. Живетско-среднефранский этап

Характеризуется накоплением преимущественно песчано-глинистых отложений в первой его половине и глинисто-карбонатных во второй. Трансгрессии и регрессии развивались с востока пульсационно [221]. Для этого этапа рассматриваются [177] три крупных ритма (циклита): старооскольский (живетские образования), коми (нижнефранские) и российский (среднефранские). Максимально площадь морского осадконакопления была в старооскольское время, когда акватории ДДВ и Московской синеклизы были соединены проливами.

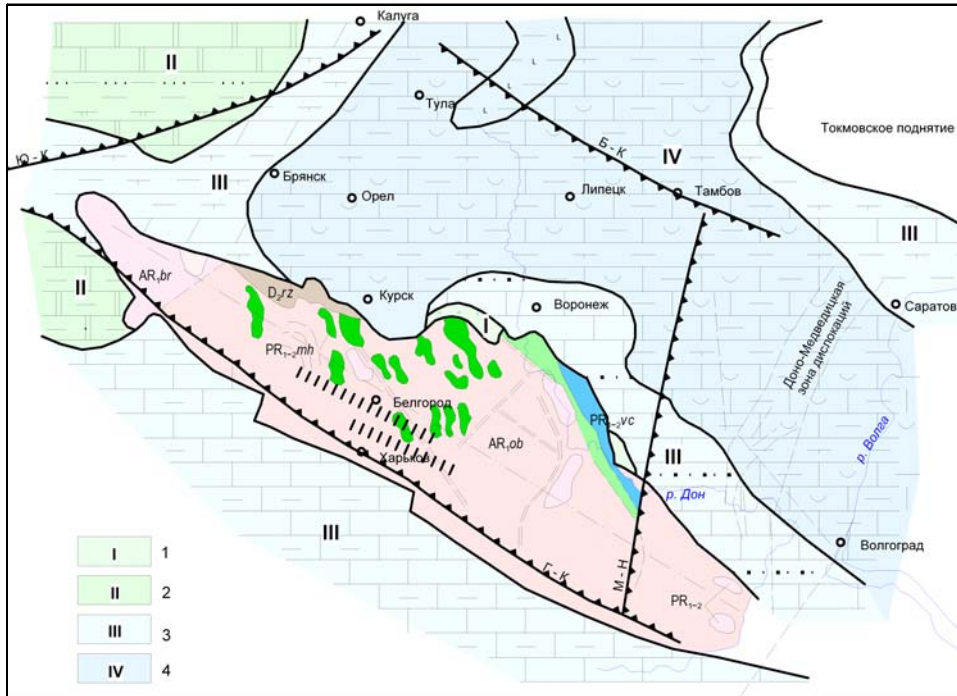


Рис. 5.3. Литолого-палеогеографическая карта мосоловского и чернорязского времени, контуры и геологическая карта области старооскольского размыва. С использованием [192, 256], материалов ПГО "Ворошиловградгеология". Условные обозначения см. рис. 5.2. Остальные: 1- прибрежная аккумулятивная равнина; 2- мелководные заливы, лагуны с повышенной соленостью; 3- мелкая часть моря, зона действия приливов и волн; 4- относительно глубокая часть шельфа, наиболее удаленная от берега.

5.4.2.1. Старооскольский этап. Включает время формирования осадочных толщ воробьевского, ардаатовского и муллинского горизонтов. Несогласные контакты пород старооскольского надгоризонта с подстилающими образованиями мосоловского горизонта, породами кристаллического фундамента и перекрывающими ястребовскими образованиями весьма четкие. Фациальные границы живетских отложений (рис. 5.5) имеют северо-восточную, поперечную к оси антеклизы ориентировку, однако, наиболее протяженные из них, в отличие от эйфельских, чаще вытягиваются на СЗ 300-320°. Областью сноса и конседиментационного поднятия был среднедевонский кристаллический массив в виде островной суши, приуроченный к современному южному склону Воронежской антеклизы. Там были развиты каолиновые коры выветривания, при размыве которых материал поставлялся в прилежащие части морских бассейнов. Глины старооскольского надгоризонта имеют преимущественно каолиновый состав [185]. О значительной пенеппенизации области размыва свидетельствуют малые мощности песчаных отложений близ древней суши и практически полное отсутствие среди них грубообломочного материала. Отложившиеся в трансгрессивную фазу воробьевские образования представлены глинами, иногда алевритистыми и песчанистыми, реже алевритами и песками. При их накоплении доминировали восстановительные процессы, на что указывают обильные стяжения сидерита и пирита. Море было мелководным, с переменным гидродинамическим режимом ([192], рис. 5.5, 5.6). Ардаатовские отложения образовались в фазу максимального погружения свода. В районе Старого Оскола разрез начинается глинистыми алевритами, залегающими на породах фундамента, кверху они сменяются переслаиванием глин и известняков. На северо-востоке территории разрез представлен исключительно глинами. Муллинский горизонт венчает живетский разрез. Он сложен переслаиванием зеленоватых, желтоватых, белесых глин и алевритов, относимых к отложениям регрессивной фазы этапа. Об островном характере моря в муллинское время свидетельствуют отсутствие его отложений на значительных площадях и обнаружение в разрезах близ гряд железистых кварцитов переотложенных железных руд.

Размыв, разделяющий отложения живетского и франского ярусов, выражен довольно хорошо. Так, в Павловском гранитном карьере муллинских образований нет, и ястребовские туффиты лежат непосредственно на ардаатовских арриллитах. Иногда муллинские и ардаатовские породы выветрелые, имеют пестроцветную окраску [185]. В целом описываемый этап характеризовался спокойным тектоническим режимом, слабой контрастностью тектонических движений (см. рис. 5.6). «Герцинское» (СЗ 320°) простираение основных структурных элементов этапа резко отличается от преимущественно широтного эмско-эйфельского времени.

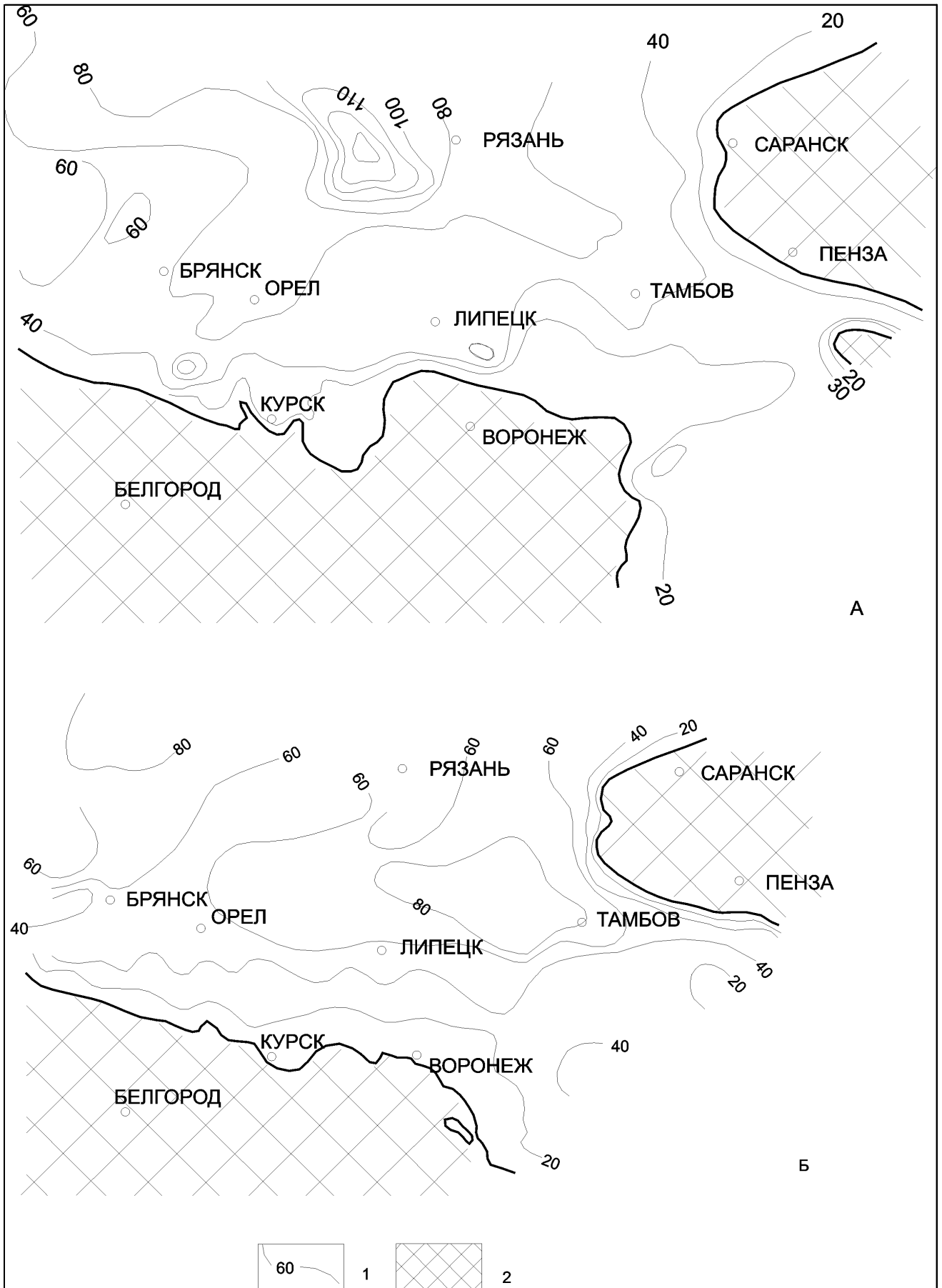


Рис.5.4. Карта изопахит морзовской (А), мосоловской и чернойарской (Б) свит. По [86].
1 - изопахиты, 2 - область отсутствия отложений

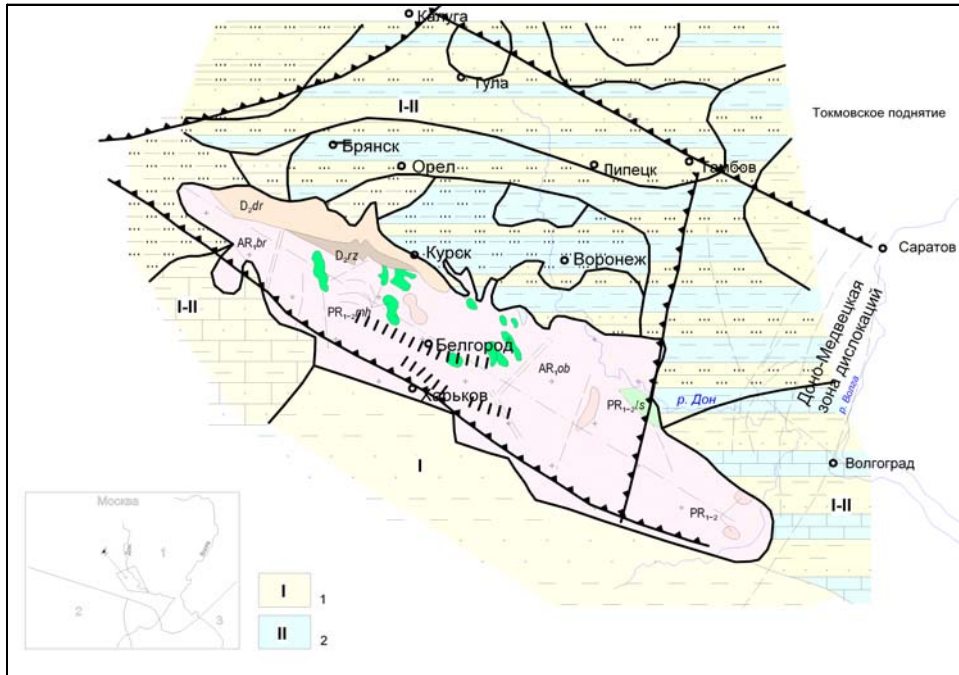


Рис.5.5. Литолого-палеогеографическая карта живецкого (старооскольского) времени, контуры и область предьястребовского размыва. Авторские материалы А.Д.Савко, С.В.Мануковского, В.Н.Бурыкина [184, 192], В.А.Канцера [97]. Условные обозначения см. рис. 5.2. Остальные условные: 1-прибрежные равнины; 2-мелкая часть шельфа

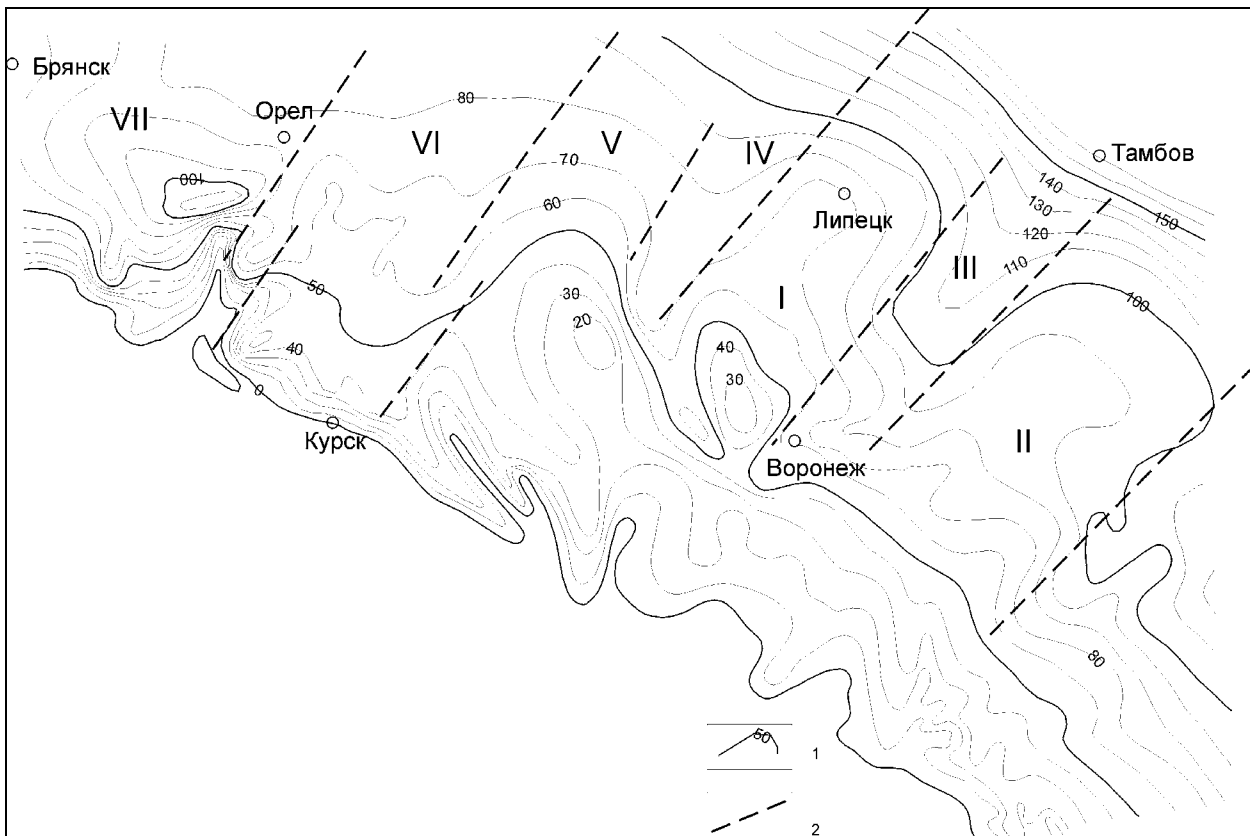


Рис. 5.6. Карта изопакит отложений старооскольского этапа. 1-изопакиты, 2 - структурные линии, разделяющие блоки III порядка: I -Землянско-Липецкий, II -Эртильский,III- Воронежский прогиб (по Д.Н.Утехину),IV- Елецкий прогиб,V - Ливенский,VI - Малоархангельский,VII – Шаблыкинский.

5.4.2.2. Раннефранский (коми) этап. В течение этапа накопились отложения ястребовского и чаплыгинского (нижнешигровского) горизонтов. Ястребовское время характеризовалось мощными эксплозивными извержениями на юго-востоке региона. Центры ястребовского вулканизма расположены на пересечении

субмеридиональных и субширотных разломов [97], преимущественно в зонах влияния Лосевско-Мамонской и Мигулинско-Новохоперской разрывных структур. Максимальные мощности вулканогенно-обломочных пород приурочены к мульдам, котловинам и некоторым куполовидным поднятиям [97]. Они тяготеют к кольцевым структурам, в т.ч. Гнилушинской. Распределение вулканитов предопределили две особенности: 1 – положение на восточной периферии Россошанского срединного массива, в пределах площади разгрузки тектонических напряжений - севернее и южнее ястребовские туфы слагают лишь небольшие изолированные участки, западней и восточней их нет совсем; 2 – приуроченность к зоне влияния двух отрицательных структур, ДДВ и Прикаспийской впадины, на сопряжении юго-западного и юго-восточного склонов антеклизы. «Вулканизм ястребовского времени носил пульсирующий многостадийный характер. В разрезах установлены 6 пачек вулканокластических и вулканогенно-осадочных пород, соответствующих стадиям эксплозивной вулканической деятельности. Начальные стадии выражены эксплозиями щелочно-базальтоидного состава, конечные - трахилипаритового и липаритового» [97, с.14]. Представление о структуре и фациях ястребовских образований вне площади распространения вулканитов дает рис. 5.7. Петрографический состав отложений однообразен – чередование глин, песчаников, алевролитов. С ястребовским вулканизмом связаны месторождения ильменита, вероятные проявления мантийного диапиризма.

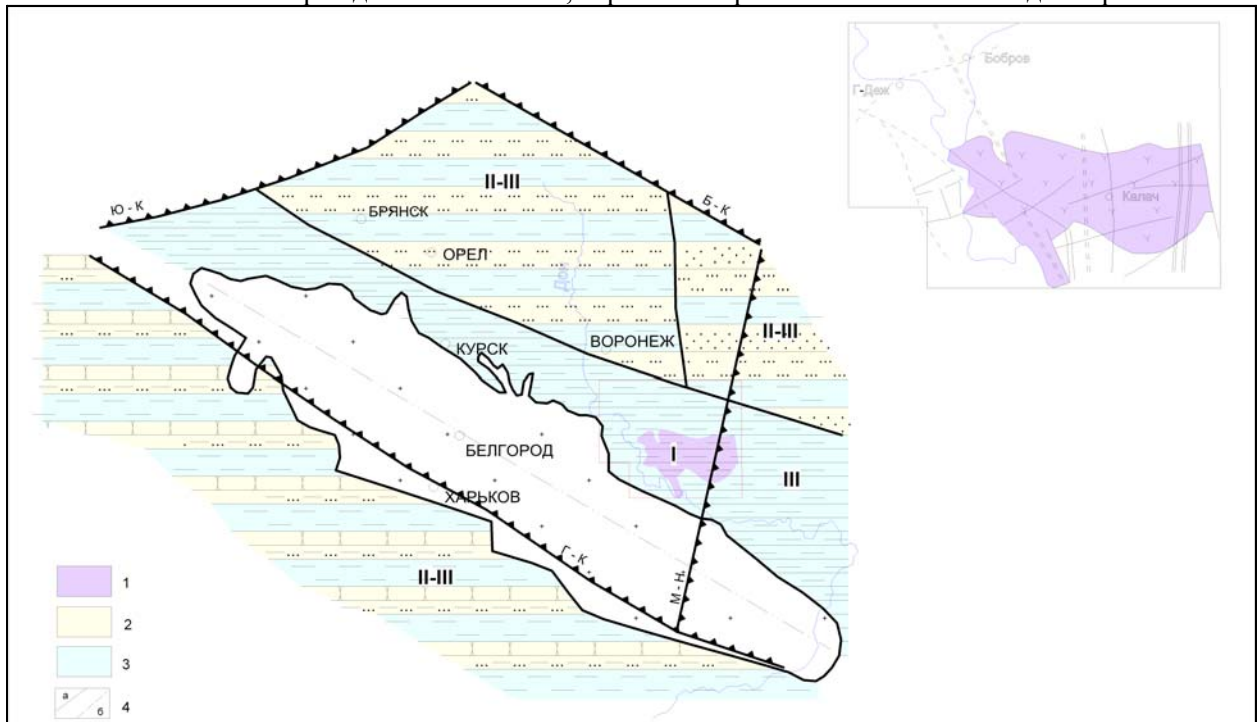


Рис. 5.7. Литолого-палеогеографическая карта ястребовского времени, контуры и геологическая карта области предчаплыгинского размыва. С использованием [97, 121], палинологических данных Л.Г. Раскатовой, В.Т. Умновой. Карта-врезка, по [97]. Условные обозначения см. рис. 5.2. Остальные: 1-мелкая зона шельфа, осадконакопление в условиях подводного вулканизма; 2-то же, без проявлений вулканизма, в условиях воздействия приливов и волн; 3-мелкая зона шельфа, относительно удаленная от берегов; 4 - разломы: крупные (а) и второстепенные (б).

Чаплыгинский этап напоминает живетский пространственным распространением отложений, близкими их мощностями (первые десятки м). Однако, заметна и большая контрастность локальных структур, наличие, по меньшей мере, двух направлений, вдоль которых происходило погружение территории, увеличение мощностей не только на северо-восток к Рязано-Саратовскому прогибу, но и к северо-западу, северу от г. Орла. Судя по простираению границ фаций (рис. 5.8), наибольшее значение имели структурные элементы, ориентированные по азимуту СЗ 315⁰. Таково большинство этих границ, но диагональные (северо-восточные) простираения, в отличие от семилукского времени, тоже еще довольно обычны. Многие исследователи полагают, что чаплыгинские отложения залегают на ястребовских согласно. Разрез чаплыгинского горизонта слагают прибрежно-морские и лагунные глины, алевролиты, пески, прослои ракушняка. Породы имеют пестроцветный облик (красные, фиолетовые, сиреневые, зеленоватые) и формировались в трансгрессивную фазу. На основе анализа мощностей чаплыгинских отложений различаются Навлинско-Цнинская область спокойных тектонических движений, преимущественно опусканий, Орловско-Брянская область значительных опусканий, Щигровское и Анновское поднятия [59]. Каждый район имел собствен-

ные особенности развития. Навлинско-Цнинская область характеризовалась относительно плавным прогибанием. Локальных структур здесь немного, они мало контрастны. Орловско-Брянская область оконтурена структурными ступенями, вдоль которых сочленяются площади с нормальными (средними) и повышенными мощностями. Щигровское поднятие выделяется пониженными мощностями, участками отсутствия отложений. Анновское поднятие построено сложнее. В его пределах немало структур более высоких порядков, структурных ступеней и носов [124].

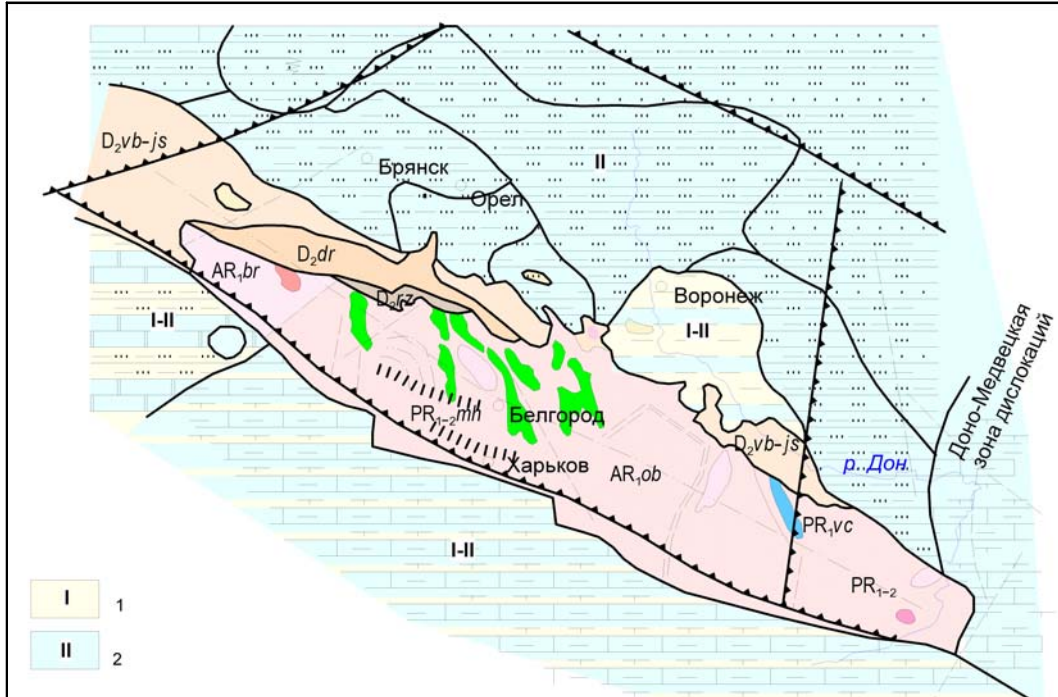


Рис. 5.8. Литолого-палеогеографическая карта чаплыгинского и саргаевского времени, контуры и геологическая карта области предсемилюкского размыва. 1- прибрежные равнины, временами заливаемые морем; 2 - мелкая часть шельфа, зона действия приливов и волн. По [12, 192, 256].

5.4.3. Среднефранский (российский) этап

В среднем фране формировались отложения саргаевского и семилюкского горизонтов. Саргаевские (верхнешигровские) карбонатные породы (известняки, мергели, ракушняки) накопились в максимальную фазу трансгрессии. В ДДВ чаплыгинскому и саргаевскому горизонтам отвечает остаповская свита [256], сложенная аргиллитами и песчаниками. В ней существенно больше терригенного материала. Мощность свиты 18-66 м, такая же, как и на антеклизе у ее аналогов. Это свидетельствует о единообразии тектонических режимов на юге Русской платформы. Семилюкское время характеризовалось резким ослаблением вертикальных движений на территории Воронежской антеклизы. К трансгрессивной фазе семилюкского этапа отнесен маломощный прослой песчаников с железистыми оолитами, карбонатные песчаные глины. Сюда же должен быть причислен слой автохтонного конгломерата в основании горизонта мощностью 0,5-1 м [59]. В среднюю фазу накопилась большая часть разреза - органогенно-детритусовые известняки. Регрессивный характер осадочного процесса отражают залегающие в верхах разреза алевроитовые глины с примесью песка и отдельные тонкие песчаные прослои. В ДДВ лоевская свита, соответствующая семилюкскому горизонту [256], тоже сложена известняками, но в ней присутствуют и вулканогенно-осадочные отложения, признак вулканической деятельности. Там в предсемилюкское (стефановское) время уже началась перестройка тектонического режима, возникали обстановки растяжения. В полной мере эти явления проявились позднее, на петинском (алатырском) этапе. Об этой же тенденции свидетельствует и некоторое увеличение мощности лоевской свиты, достигающее 111 м, хотя средние значения остаются прежними (10-40 м). В пределах антеклизы (рис. 5.9, 5.10) мощности отложений составляют 10-20 м, лишь на крайнем севере региона увеличиваются до 30 м. Локальные структуры семилюкского времени отличаются низкой контрастностью. Абсолютно доминирует северо-западная (СЗ 315-320⁰) ориентировка структурных элементов и фациальных границ. Северо-восточное простирание отмечено лишь для далеких от оси антеклизы площадей западней г. Конотопа и юго-восточней г. Смоленска (см. рис. 5.9). Современная область отсутствия отложений существенно больше области сноса семилюкского времени. Положение последней реконструировано на основе анализа фаций. Длинная ось области прослежена на юго-востоке региона по крутому изгибу гра-

ницы ареалов распространения грубо- и разномерных песков и чередующихся в разрезе известняков, известковистых глин и мелкозернистых песков в междуречье Медведицы и Дона [12]. Наблюдаемая в саргавское и семилукское время стабилизация тектонического режима не могла быть слишком долгой: структура региона, его глубинных оболочек формировалась в позднем архее и раннем протерозое более 2 млрд. лет под влиянием иного поля тектонических напряжений, ведущего к образованию структурных форм с простиранием 340-350°. Подавленные в венде, эти направления позднее периодически возрождались в верхней части земной коры. Реактивизация древних разрывов сопровождалась вулканизмом, уже отмеченным для венда и ястребовского времени. Описываемый этап не стал исключением. В петинское время в пределах Воронежской антеклизы и ДДВ произошли значительные излияния лав основного состава, контролируемые меридиональными тектоническими элементами. Предвестником грядущих изменений в динамике геологического развития стал уже упомянутый многократный рост мощностей лоевской свиты (семилукские и рудкинские глины и известняки) на некоторых участках ДДВ. При этом темпы погружения Московской синеклизы и Воронежской антеклизы пока оставались одинаковыми и семилукских известковистых глин и известняков в скважине у г. Щелково, как и в Семилуках, накопилось не более 15 м [221].

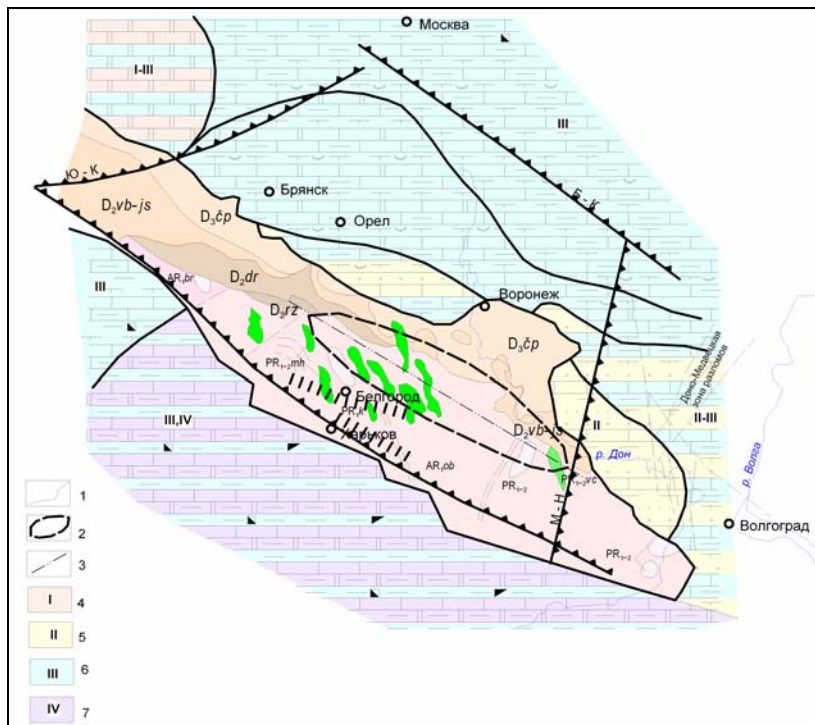


Рис. 5.9. Литолого-палеогеографическая карта семилукского горизонта, контуры и геологическая карта области предпетинского размыва. По [12, 192, 256]. 1-геологические границы; 2-предполагаемая область конседиментационного размыва; 3-ось главного постседиментационного размыва; 4-заливы с повышенной соленостью; 5-прибрежные равнины, временами заливаемые морем; 6-мелкая часть шельфа (зона действия приливов и волн); 7-относительно глубокая часть шельфа, участки, наиболее удаленные от берега. Прочие условные см. рис. 5.2. Границы области размыва уточнены по скважинам ПГО "Центргеология", ПГО "Ворошиловградгеология".

Особенностями живетско-раннефранского этапа были завершившееся оформление герцинского структурного плана и максимальная для всего девонского периода трансгрессия.

5.4.4. Позднефранско-фаменский этап

Характеризуется резкой активизацией тектонических движений на юге региона, формированием в его пределах многоярусного рельефа (рис. 5.11), с полигенетическими поверхностями выравнивания и относительными превышениями до 700 м [184]. В этот этап накапливались породы континентального (терригенные, вулканогенные), лагунного (доломиты, гипсы, ангидриты), прибрежно-морского (терригенно-карбонатные) и особенно мелководно-морского (карбонаты) происхождения. Разделяются [177] четыре крупных седиментационных ритма (циклита): донской (верхний фран), липецкий (нижний фамен, задонский и елецкий горизонты), ольшанский (лебединский и оптуховский горизонты), орловский (плавский, озерский и хованский горизонты). Для каждого из них устанавливаются трансгрессионная и регрессионная части. С.В. Тихомиров ранне- и среднефранское время объединил в сосновский этап, что, по нашему мнению, более правильно.

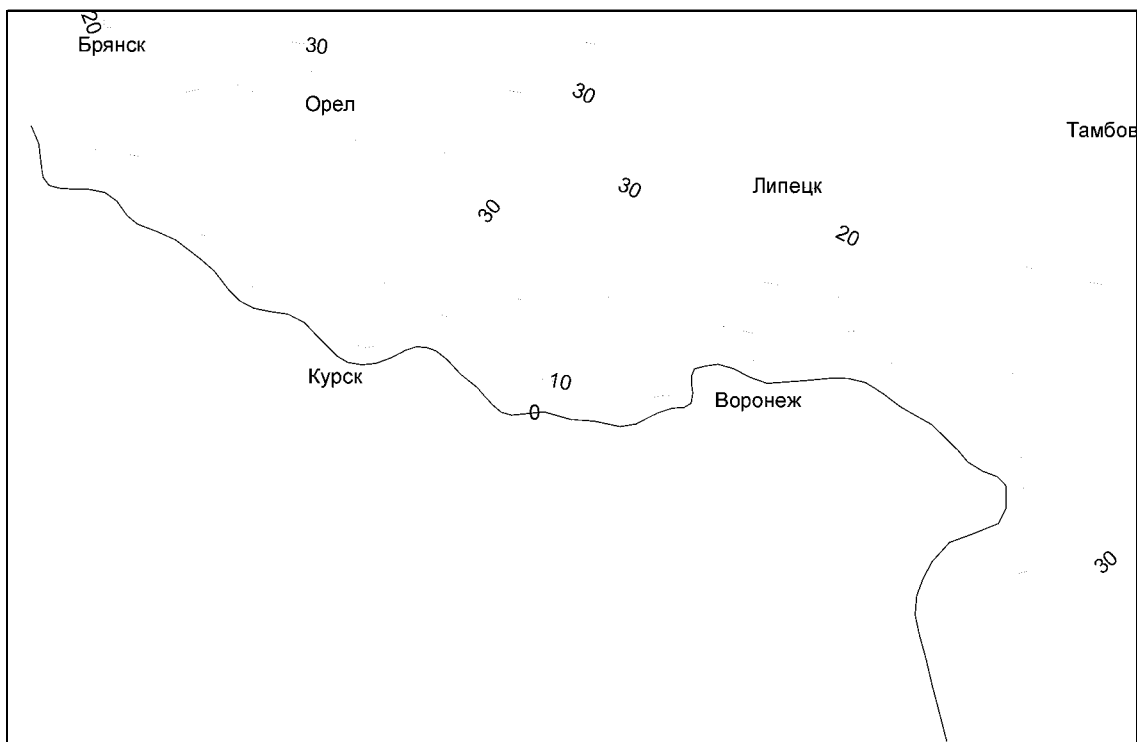


Рис. 5.10. Карта изопакит отложений семилукского горизонта. Значения приведены в м.

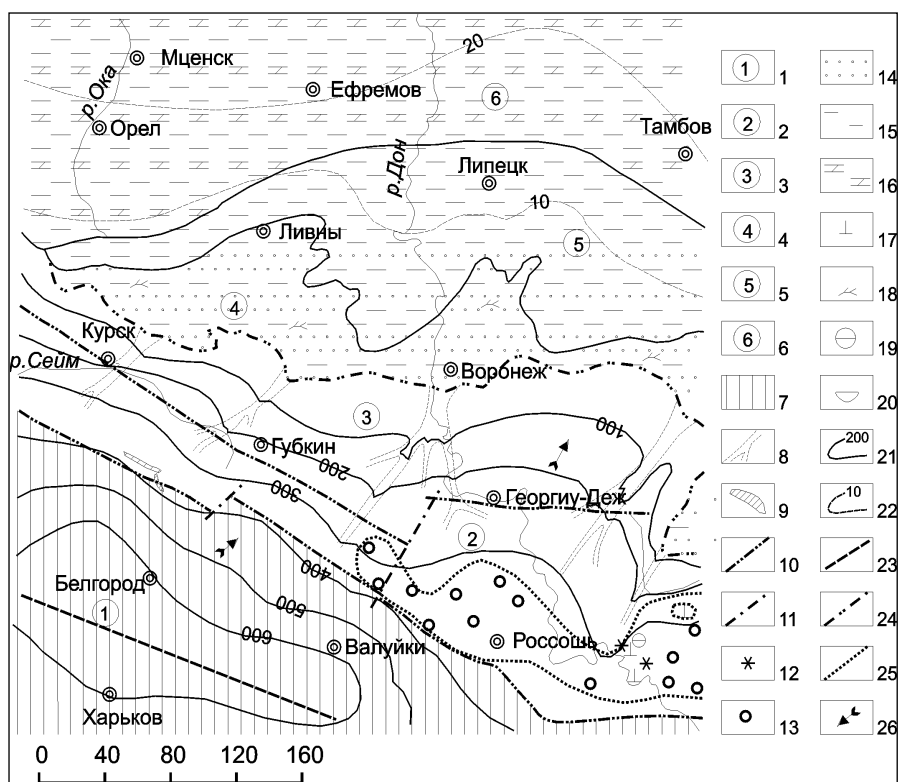


Рис. 5.11. Палеогеоморфологическая карта петинского времени: 1 - пенеплен слабо расчлененный, пологоволнистый. Равнины: 2 - эрозионно-денудационная слабо расчлененная; 3 - слабо расчлененная денудационно-аккумулятивная; 4 - дельтовая; 5 - прибрежно-морская; 6 - шельфовая; 7 - додевонский рельеф. Элементы 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 - карбо-

натные породы; 17 - базальты; 18 - растительный детрит. Полезные ископаемые: 19 - титанциркониевые россыпи; 20 - керамические глины. Прочие обозначения: 21 - изогипсы, м; 22 - изопакиты отложений петинского горизонта; 23 - линия главного водораздела; 24 - береговая линия; 25 - границы литологических разностей пород; 26 - главные направления сноса обломочного материала. Авторы А.Д.Савко, Н.М.Хожаинов, В.М.Сташков, В.Н.Бунеев.

5.4.4.1. Петинско-ливенский (донской) этап. Начало и конец этапа подчеркнуты вспышками эффузивной деятельности, проявившейся в обстановках растяжения петинского и евланово-ливенского времени. В осадочной толще различаются трансгрессивная (петинско-воронежская) и регрессивные части. Петинский горизонт на своде сложен речными и прибрежными песками, алевролитами и прибрежно-морскими песками, алевролитами и глинами с конкрециями сидерита (рис. 5.12). Северо-западнее и восточнее свода преобладают глины. В районе г. Новосиль к петинскому горизонту отнесены глины и мергели с желваками известняка мощностью 4,5 м. Нижневоронежскому подгоризонту принадлежат известковистые глины с пропластками железистых оолитов у г. Семилуки, алевролиты и песчаники в районе Михайловского железорудного месторождения, перекрытые мергелями и глинистыми известняками. Последние знаменуют углубление, расширение морского бассейна в поздневоронежское время, максимум трансгрессии этапа. Евлановский горизонт на северо-востоке региона сложен известняками и вторичными доломитами с подчиненными прослоями глин и алевролитов. Аналогичные породы характерны и для ливенского горизонта, но в нем кверху увеличивается доля глин. Мощности морских и прибрежно-морских отложений этапа не превышают 140 м (г. Липецк) на северо-востоке антеклизы и 190 м в среднем течении реки Цны, западнее Тамбова. Мощности постепенно возрастают на северо-восток к Пачелмскому прогибу, хотя и неравномерно. В изопахитах (рис. 5.13) отражены участки их контрастных изменений - структурные ступени и носы, террасы. Структурные носы обычно имеют северо-восточную ориентировку, дискордантную к общему простиранию герцинской Воронежской антеклизы. Они осложняют Щигровское (скорее, Елецко-Щигровское) поднятие, ось которого в данный этап оказалась вытянутой в меридиональном - северо-восточном направлениях. Анновское поднятие выражено не менее уверенно. Оба поднятия разделены широким Воронежским прогибом. Локальные структуры распределены неравномерно. Большинство их тяготеет к периферии области развития прибрежно-морских отложений. В петинское время заложилась Мамонская депрессия на юго-востоке антеклизы, где сформировалась континентальная песчано-каолиновая толща мощностью до 200 м, которая восточнее г. Калач постепенно сменяется прибрежно-морскими отложениями.

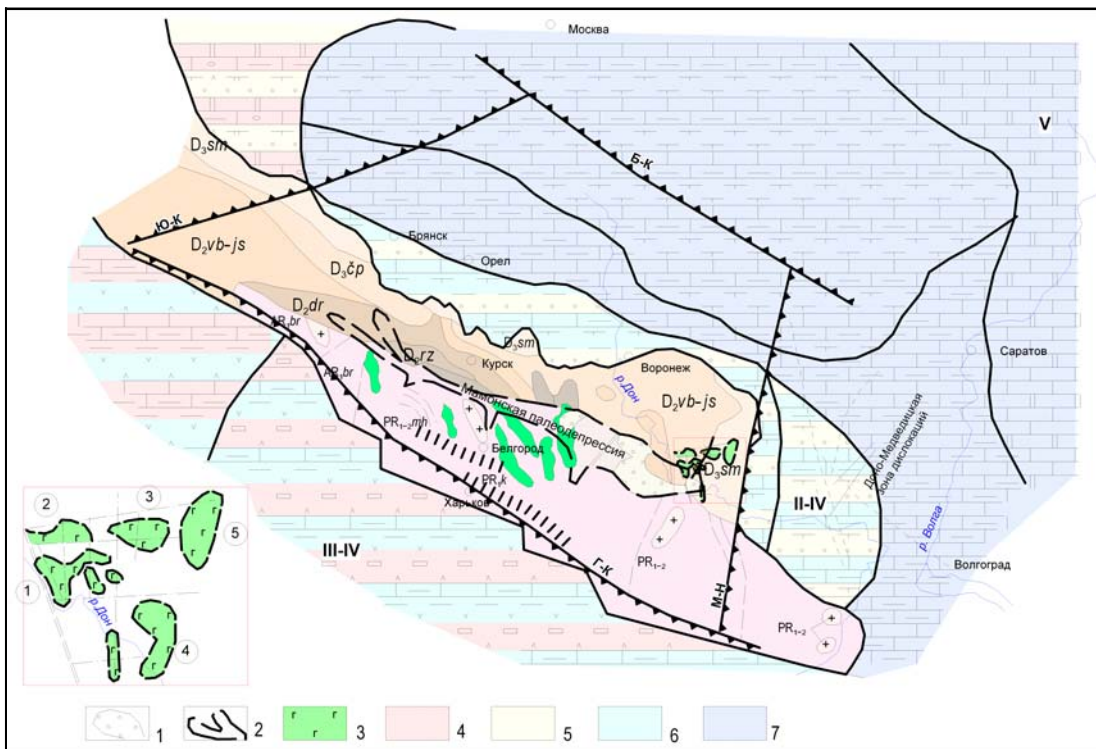


Рис. 5.12. Литолого-палеогеографическая карта петинско-ливенского этапа, контуры и геологическая карта области предфаменского размыва. По материалам [36, 192, 256 и др.]. Контуры уточнены по скажинам ПГО "Центргеология", геофизическим данным ПГО "Ворошиловградгеология". 1-распространение мамонской толщи; 2-гипотетическая Мамонская палеодолина; 3-плато, бронированное покровами базальтов; 4-аллювиальная равнина; 5-заливы, лагуны с повышенной соленостью; 6 - прибрежные равнины, иногда заливаемые морем; 7 - мелкая часть шельфа. Арабскими цифрами на карте-врезке указаны лавовые поля: Мамонское (1), Казанское (2), Калачеевское (3), Мигулинское (4), Советское (5). Прочие условные обозначения см. рис. 5.2.

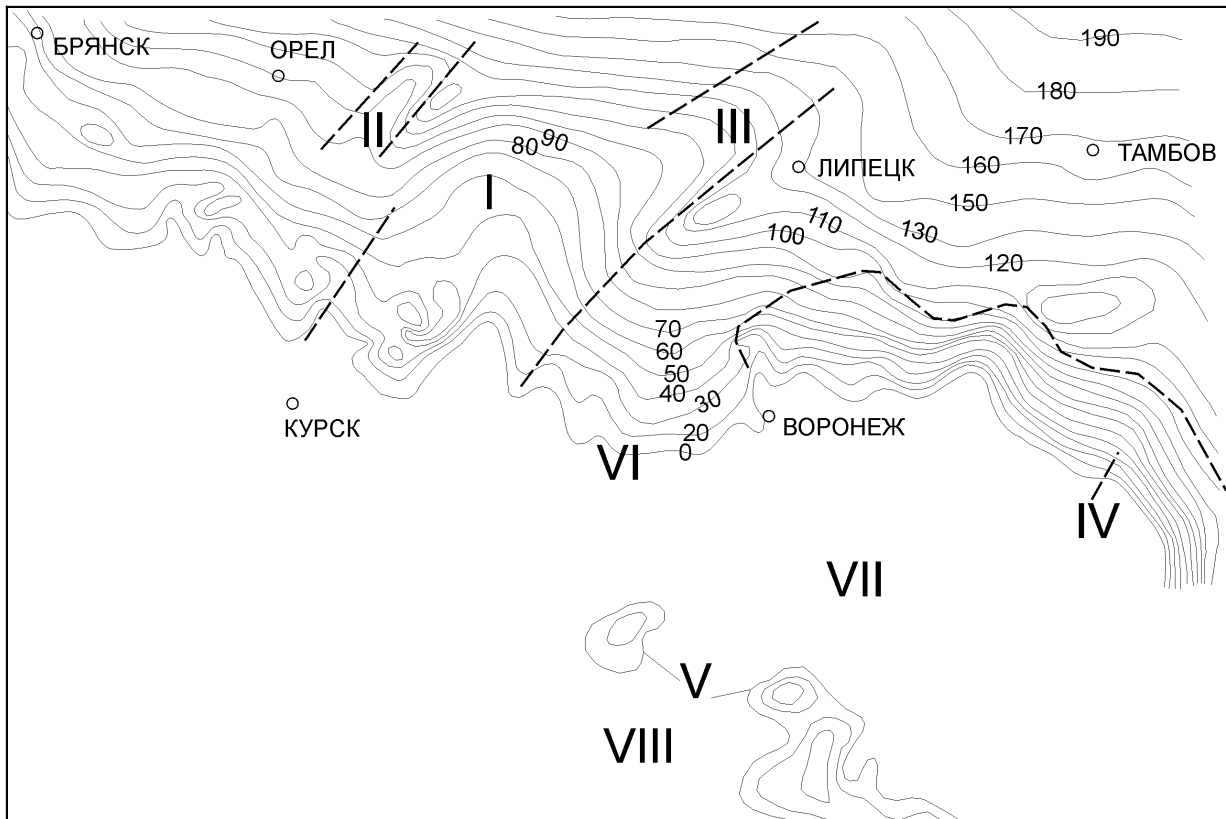


Рис. 5.13. Карта изопахит петинско-ливенского этапа. 1-изопахиты, м; 2-границы структур: Щигровского поднятия (I); структурных носов Новосильского (II), Елецкого (III); Анновского поднятия (IV); Мамонской тектонической депрессии (V); Воронежского прогиба (VI); Курско-Бобровского вала (VII); Валуйско-Кантемировской зоны поднятий (VIII). I, VI названы [243], III - [221], IV - [142], V, VII, VIII - [124].

Тектоническую структуру этапа подчеркивают границы фаций морских, континентальных, в том числе, вулканогенных образований. Они, как правило, вытянуты по азимуту СЗ 315-320°. Для длинных осей полей развития базальтов характерны меридиональные простирания. Эти поля расположены в пределах площади с наиболее сложным тектоническим строением, частыми и глубокими размывами в фанерозое, сочленением континентальных фаций мамонской толщи с морскими отложениями юго-востока антеклизы. Меридиональное простирание полей вулканитов отражает соответствующую конфигурацию восточной части Россосанской жесткой глыбы (соответствует архейскому срединному массиву), вдоль которой в донской этап неоднократно возникали обстановки дилатансии. Площадь покровов превышает 1,7 тыс. км², объем излившихся вулканитов – более 76 млн. м³ [36]. В центральной части лавового поля И.Н. Быковым [36, с.35] описана меридиональная долина более 20 км длиной, выполненная базальтами. «Южная часть долины начинается восточнее Подколodновского купола – между селениями Подколodновка и Бычок. Здесь долина прорезает породы кристаллического фундамента, имеет ширину порядка 1 км и наибольшую глубину. Далее к северу долина расширяется и прорезает осадочные породы старооскольского горизонта. На уровне Мандровского куполовидного поднятия и севернее долина достигает ширины 4 км и выполнена речным аллювием, предположительно, петинского возраста ... Относительное понижение долины с севера на юг составляет 35-40 м. В северной части площади развития базальтов намечается вторая крупная долина, имеющая субширотное простирание. Истоки долины находятся севернее Нижне-Мамоновского купола». Приведенные данные показывают, сколь необычные направления «ожили» в результате перестройки структурных планов на нижнем рубеже петинского времени. Пожалуй, лишь в венде и раннем протерозое получили столь заметное развитие широтные элементы структуры. На карте (см. рис. 5.12) показаны как широтная неоднородность тектонического строения региона, подчеркнутая положением Мамонской депрессии, так и его меридиональная делимость: область КМА к западу от линии Тим-Колыбелька выглядит более однородной, чем восточная часть антеклизы. В ДДВ тектонический режим описываемого этапа еще резче контрастирует с семилукским (лоевским). В течение петинско-ливенского времени во впадине накопилась сложно построенная толща готвинской свиты и исачковского горизонта. Первая из них фиксирует начало новой активизации авлакогена: интенсивное погружение днища, излияние лав. Мощность свиты – до 5000 м [256]. Исачковский горизонт разделен В.А. Хоменко на свиты:

руднянскую (воронежскую), смолянскую (евлановскую) и борковскую (ливенскую). В наиболее глубоководной обстановке образовались породы руднянской свиты мощностью до 700 м (аргиллиты, мергели, известняки, ангидриты, пирокластические породы). Отложения смолянской свиты мощностью до 700 м (каменные соли, ангидриты, мергели, аргиллиты) характеризуют лагунное осадконакопление. Породы борковской свиты, состоящие из аргиллитов, мергелей, известняков общей мощностью 0-540 м, свидетельствуют об опреснении морского бассейна. На юго-востоке антеклизы меньшие по масштабам проявления вулканической деятельности известны для евлановско-ливенского времени и только в пределах Советской площади [36].

Подводя итоги, отметим, что в донской этап тектонические события происходили в следующей последовательности.

1. Петинское время - обстановка растяжения в ДДВ и на юго-востоке антеклизы. Многократное усиление амплитуд и контрастности тектонических движений: погружение днища ДДВ, воздымание свода, заложение Мамонской депрессии, мощная вспышка вулканической деятельности.

2. Ранневоронежское время - ослабление тектонических движений, кратковременный перерыв в осадконакоплении, латеритное выветривание.

3. Поздневоронежское время - усиление контрастности движений, максимум трансгрессии.

4. Евлановско-ливенское время - обстановка растяжения, вулканическая деятельность меньших масштабов, чем в начале этапа, оживление меридиональных и субширотных структур.

5.4.4.2. Ранне-среднефаменский (сосновский) этап. Для задонского-киселево-никольского времени (сосновский этап, по С.В. Тихомирову [221]) характерны черты, общие с позднефранским этапом и важные отличия от него. Сходство касается прежде всего продолжения отрицательных движений близких амплитуд на антеклизе и в Московской синеклизе, но при этом в ДДВ продолжалась эффузивная деятельность (лавы максаковской свиты елецкого возраста мощностью 100-230 м по [256], а в описываемом регионе ее уже не было (рис 5.14).

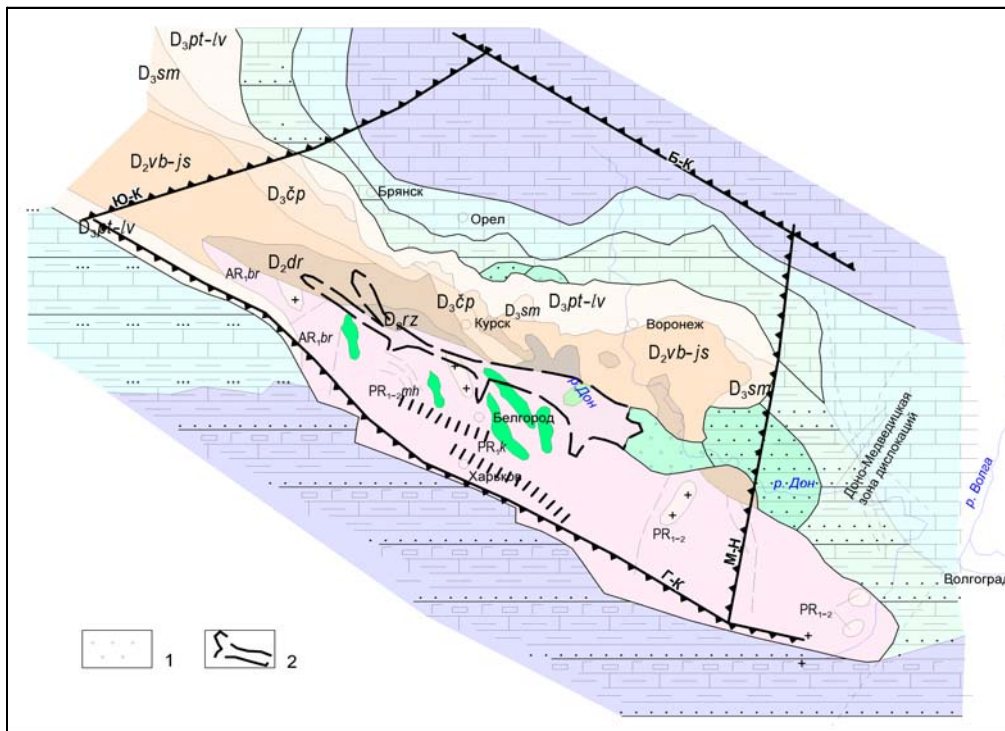


Рис. 5.14. Литолого-палеогеографическая карта задонского-киселево-никольского этапа, контуры и геологическая карта области предтургеневского размыва. По материалам [123, 146, 256 и др.]. Крупнозернистые пески задонских отложений на Елецком поднятении, по [221]. Усл. обозн. см. рис. 5.2. 1 - распространение мамонской толщи, 2 – контуры "Мамонской палеодолины", по [124].

Сосновский этап объединяет этапы более высокого порядка – липецкий и ольшанский. Трансгрессивной фазе его соответствуют песчаные глины основания разреза, а на северо-западе песчаники с гравием и галькой в их подошве. Выше терригенные породы сменяются переслаиванием мергелей и известняков того же задонского горизонта. В среднюю фазу накопились известняки и доломиты елецкого и лебедянского горизонтов. С конца лебедянского до киселево-никольского времени

включительно осадочный процесс вступил в регрессивную фазу, о чем напоминает широкое развитие лагунных эвапоритов. На юго-востоке антеклизы в сосновский этап продолжилось формирование «мамонской толщи». Ее фаменская верхняя сероцветная пачка объединила аллювиальные, склоновые, пойменные образования, продукты переноса каолиновой коры выветривания. С запада на восток континентальные отложения мамонской толщи сменяют дельтовые, затем прибрежно- и мелководно-морские толщи (см. рис. 5.14). В изопакитах сосновского этапа (рис. 5.15) выделяются Елецкое поперечное поднятие, северо-восточный склон Анновского поднятия, Курско-Бобровский вал, Валуйско-Кантемировская зона поднятий [123, 142]. На северо-восточном склоне антеклизы, где детально изучены разрезы фамена [145], установлен ряд структурных террас, поднятий и впадин (рис. 5.16). Простираение структурных элементов этапа по азимуту СЗ 310° (рис. 5.16-5.18) сложилось в результате интерференции его довольно переменчивых частных тектонических планов. Задонское и киселево-никольское время было тектонически более спокойным (мощности 10-30 м), чем елецкое и лебедянское (накопилось до 120 м отложений). Вертикальные дифференцированные тектонические движения небольших амплитуд способствовали проявлению многих локальных структур в пределах лебедянского бассейна, (см. рис. 5.16). Эти сложные особенности фаменских тектонических режимов почти не отражаются на фациальной карте. Более крупные структурные террасы контролировали распределение фаций фаменского века на северо-восточном склоне Воронежской антеклизы. Границы фаций ориентированы в направлении СЗ 300-315°. Из сопоставления на рис. 5.12 и 5.14 видно, что время размыва отложений сосновского этапа максимально приближено ко времени осадконакопления. Можно предположить, что оно доплавское, поскольку тургеневские отложения залегают на киселево-никольских с резким структурным несогласием и принадлежат разным структурным подэтапам.

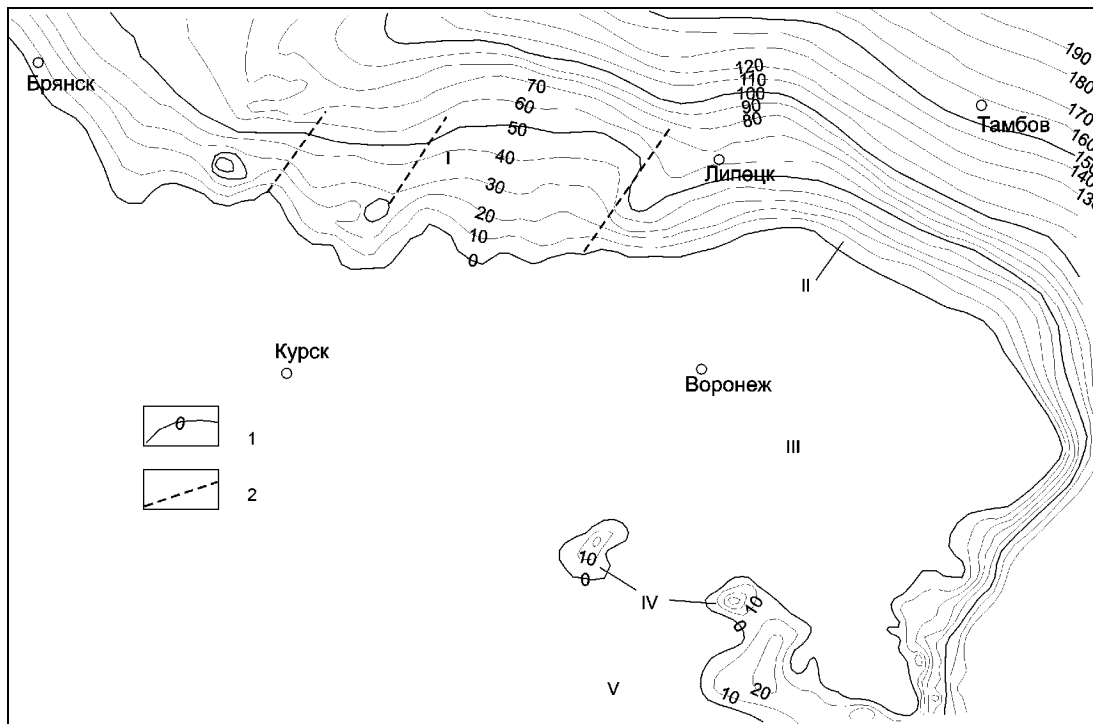


Рис. 5.15. Карта изопакит отложений сосновского (задонского - киселево-никольского) этапа. По скважинам ПГО «Центргеология». 1 - изопакиты; 2 - границы структур: I-Елецкого поперечного поднятия, по [243]; II - склонов Анновского поднятия по [142]; III - Курско-Бобровского вала, по [123]; IV - наиболее опущенные участки Мамонской тектонической депрессии, по [123], выполненные сероцветной толщей; V - Валуйско-Кантемировская зона поднятий [123, 124].

Тектонические условия осадочного процесса сосновского этапа на Воронежской антеклизе и в ДДВ отличны. В пределах последней мощности фамена достигают 3,3 км [256], а в разрезах калайдинской (задонской), максаковской (елецкой), западно-михайловской (данково-лебедянской) свит часты прослои конгломератов, гравелитов, и признаки местных размывов. Таким образом, в сосновское время стали абсолютно доминировать «герцинские» простираения основных структур и фациальных границ (СЗ 300-320°), завершилось формирование важных элементов современного рельефа кристаллического фундамента – свода и северо-восточного склона. Площадь фаменского свода была максимальной для всей геологической истории антеклизы в фанерозое (см. рис. 5.14).

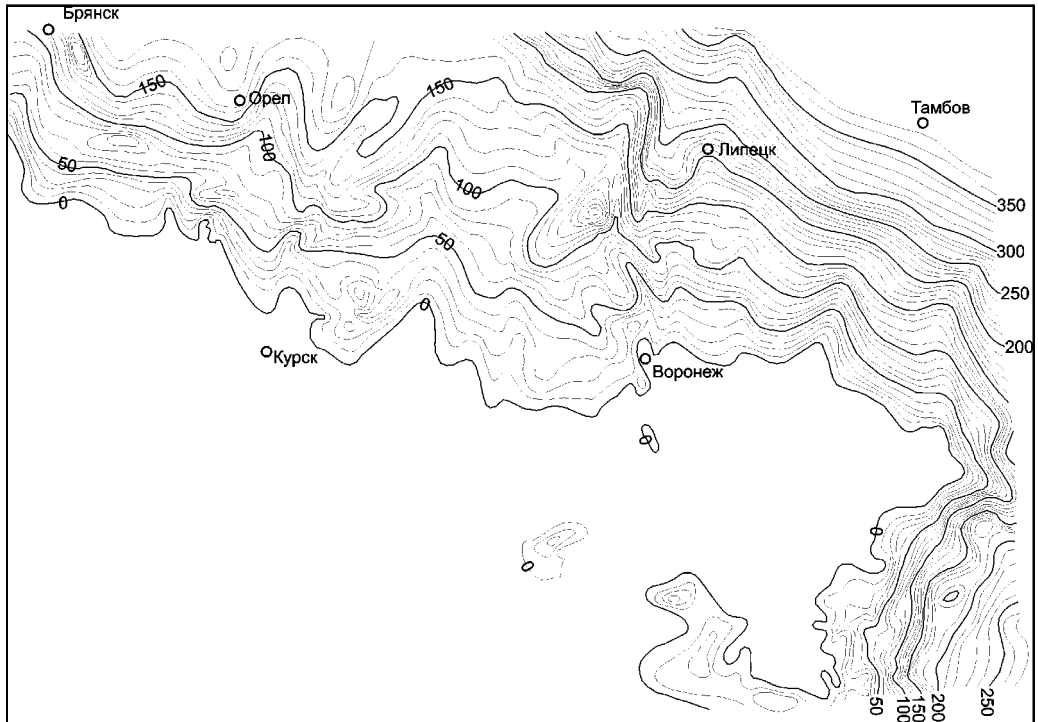


Рис. 5.16. Карта изопахит среднефранских-фаменских отложений

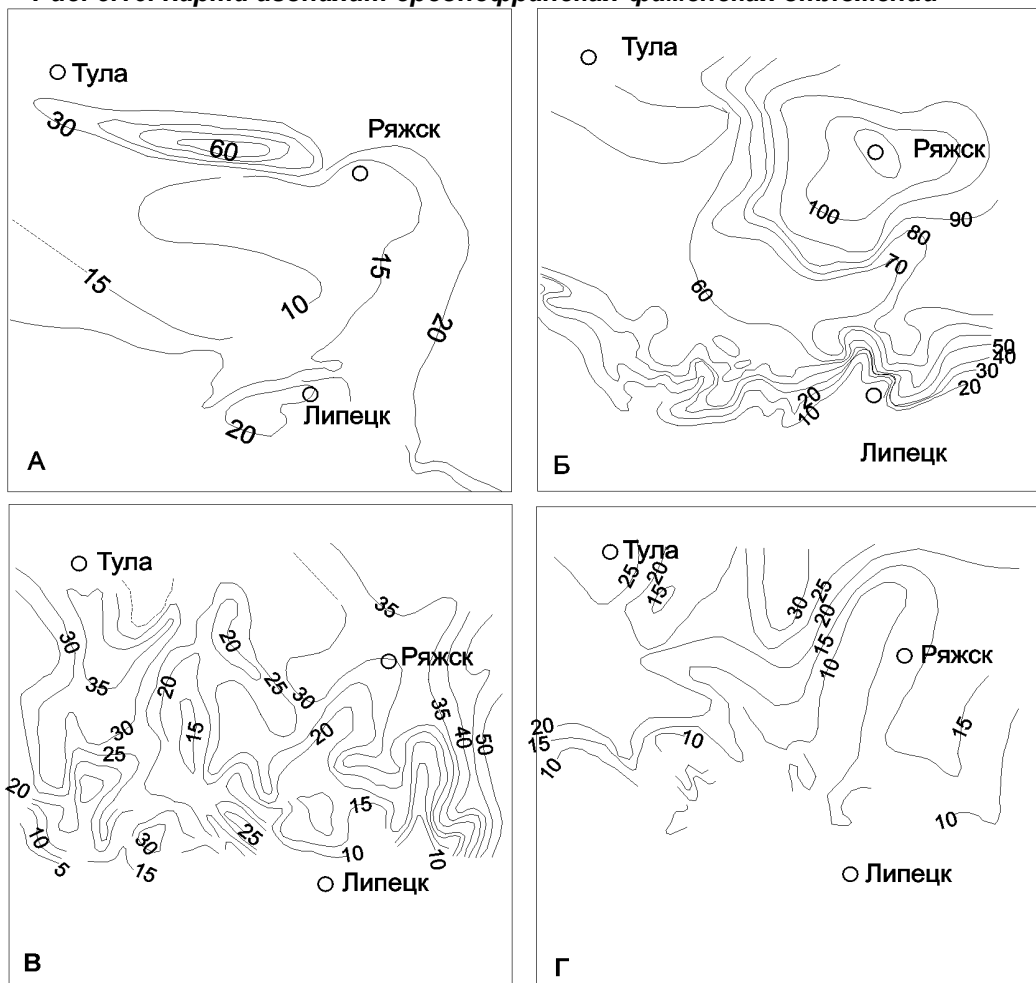


Рис. 5.17. Карта изопахит задонских (а), елецких (б), лебедянских (в) и оптуховских (г) отложений северо-восточного склона Воронежской антеклизы. По [146].

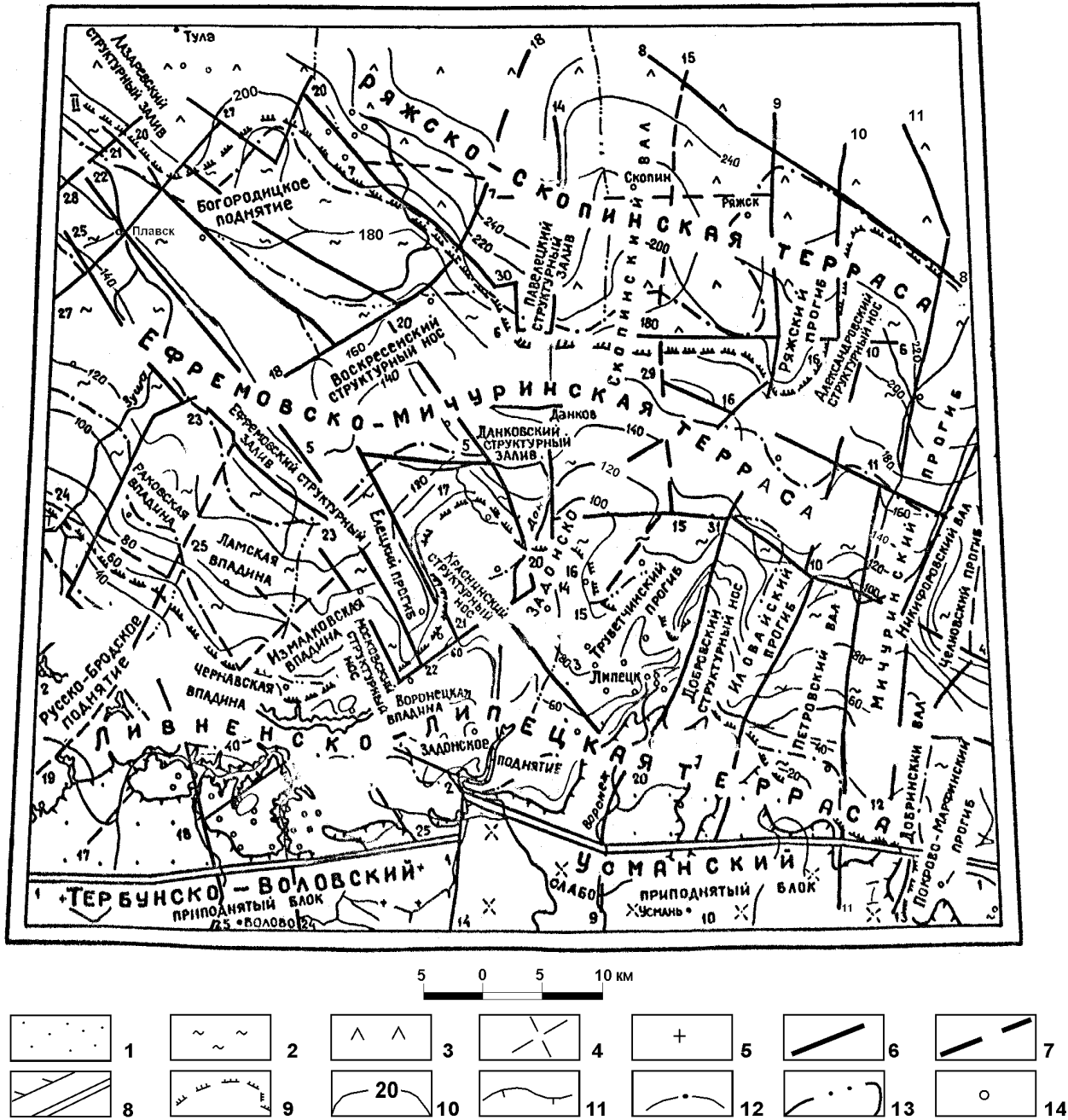


Рис. 5.18. Палеотектоническая карта фаменского века северо-востока Воронежской антеклизы. Области прогибания: 1- минимального, 2- среднего, 3-максимального; 4- слабое поднятие, чередующееся с кратковременным слабым прогибанием, 5- слабое, до среднего поднятие. Структурные линии (6-8): 6- всего или большей части фамена, 7- отдельных горизонтов фамена, 8 - берега фаменского бассейна; 9- региональные флексуры, 10- изопахиты, 11- контур современного распространения фаменских отложений. Границы: 12- фациальных зон, 13- подзон. 14- скважины.

Структурные линии: 1-1 - Добринско-Тербунская; 2-2 - Ливенско-Задонская; 3-3 - Грязинско-Покровская; 4-4 - Мичуринско-Лебедянская; 5-5 - Мичуринско-Данковская; 6-6 - Троекурово-Донская; 7-7 - Скопинская; 8-8 - Моршанская; 9-9 - Воронежско-Ряжская; 10-10 - Усманско-Грязинская; 11-11 - Добринско-Мичуринская; 12-12 - Орловско-Никифоровская; 13-13 - Чаплыгинская; 14-14 - Донская; 15-15 - Трубетчинская; 16-16 - Елецко-Чаплыгинская; 17-17 - Ливенско-Измаковская; 18-18 - Верховско-Турдейская; 19-19 - Любовшинская; 20-20 - Богородицко-Липецкая; 21-21- Талицко-Лазаревская; 22-22 - Ольшанец-Ефремовская; 23-23 - Архангельско-Елецкая; 24-24 - Тербунская; 25-25 - Воронеж-Воргольская; 26-26 - Ешенская; 27-27 - Черньская; 28-28 - Хохольнинская; Региональные флексуры: I-I - Добринско-Новосильская; II-II - Узлово-Троекуровская.

5.4.4.3. Позднефаменский (орловский) этап. Позднефаменский этап, венчающий осадконакопление в девонский период, оставил на Воронежской антеклизе отложений горизонтов плавского (тургеневские, кудеяровские слои), озерского и хованского. Территория постепенно поднималась, но морское осадконакопление, хотя и на сокращающихся площадях, продолжалось. На юго-востоке региона известны озерско-хованские терригенно-карбонатные породы. Среди них преобладают белые и серые каолиновые глины, диагенетические (озерские) доломиты, массивные органогенные (хованские) известняки. На севере в озерское время отлагались седиментационные доломиты с большим количеством органических остатков (угледоломиты) и прослоями гипсов. На северо-западе доломиты замещают глины. Для рассматриваемого этапа характерно субмеридиональное и субширотное направления фациальных зон (рис. 5.19). Наряду с сохранением традиционного «герцинского» структурного плана появляются и северо-восточные простирания фациальных границ, признаки влияния трансгрессии моря из Прикаспийской впадины. Этим поздний фамен внес свой вклад в формирование общего сложного герцинского плана антеклизы.

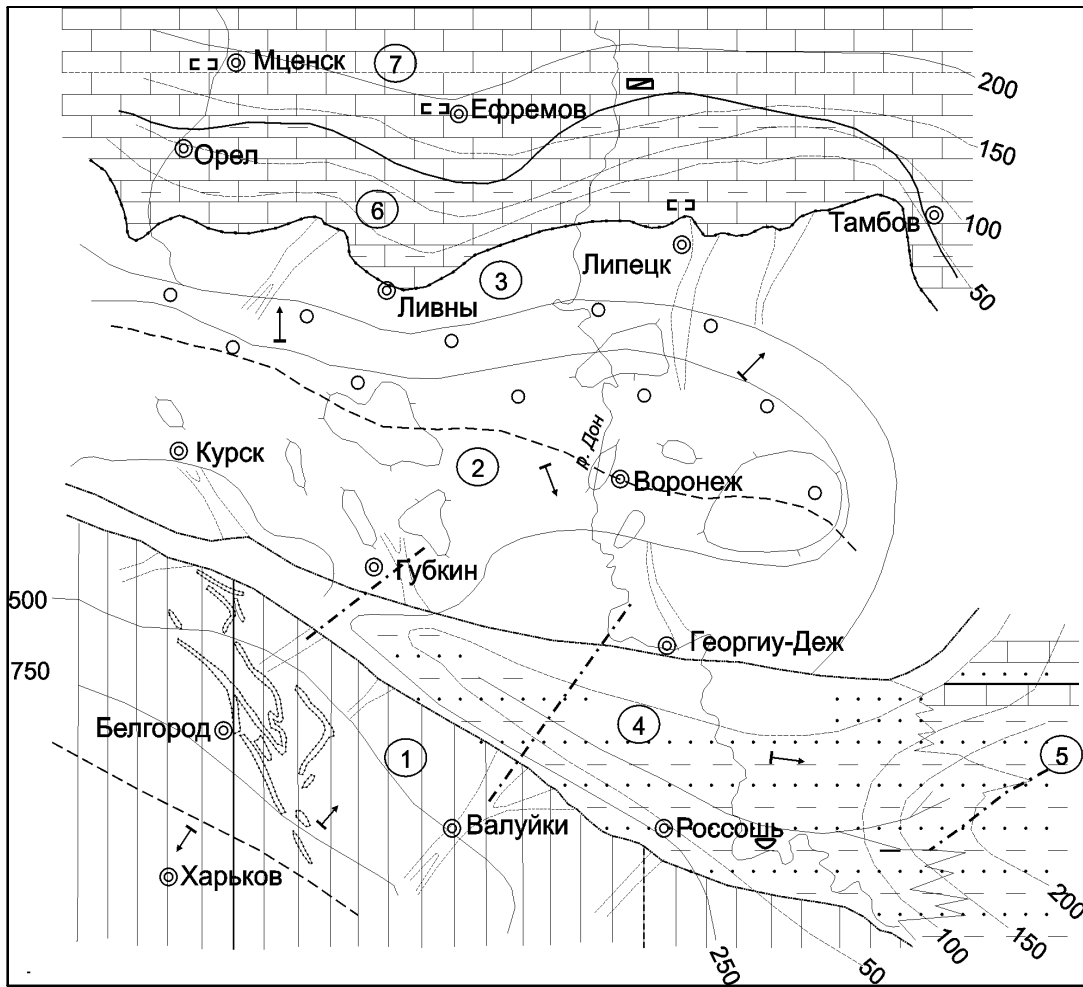


Рис. 5.19. Схематическая фациальная карта озерского времени. Условные обозначения на рис. 5.2

5.4.5. Турнейско-серпуховской этап

Отвечает трем крупным циклам осадконакопления – турнейскому, визейскому и серпуховскому. В турнейский век трансгрессия распространялась по Днепровско-Донецкому и Рязано-Саратовскому прогибам, образовавшимся на местах Припятско-Донецкого и Пачелмского авлакогенов. Она захватила краевые части антеклизы, оставив толщи глинисто-карбонатных пород. В визейский век море полностью перекрыло антеклизу. Максимум трансгрессии приходится на алексинско-михайловское время. Не смотря на то, что трансгрессия распространялась с юго-востока, границы фациальных зон имеют субмеридиональное простирание (рис. 5.19-5.22). В серпуховской век максимум трансгрессии пришелся на тарусское и стешевское время, регрессия – на протвинское.

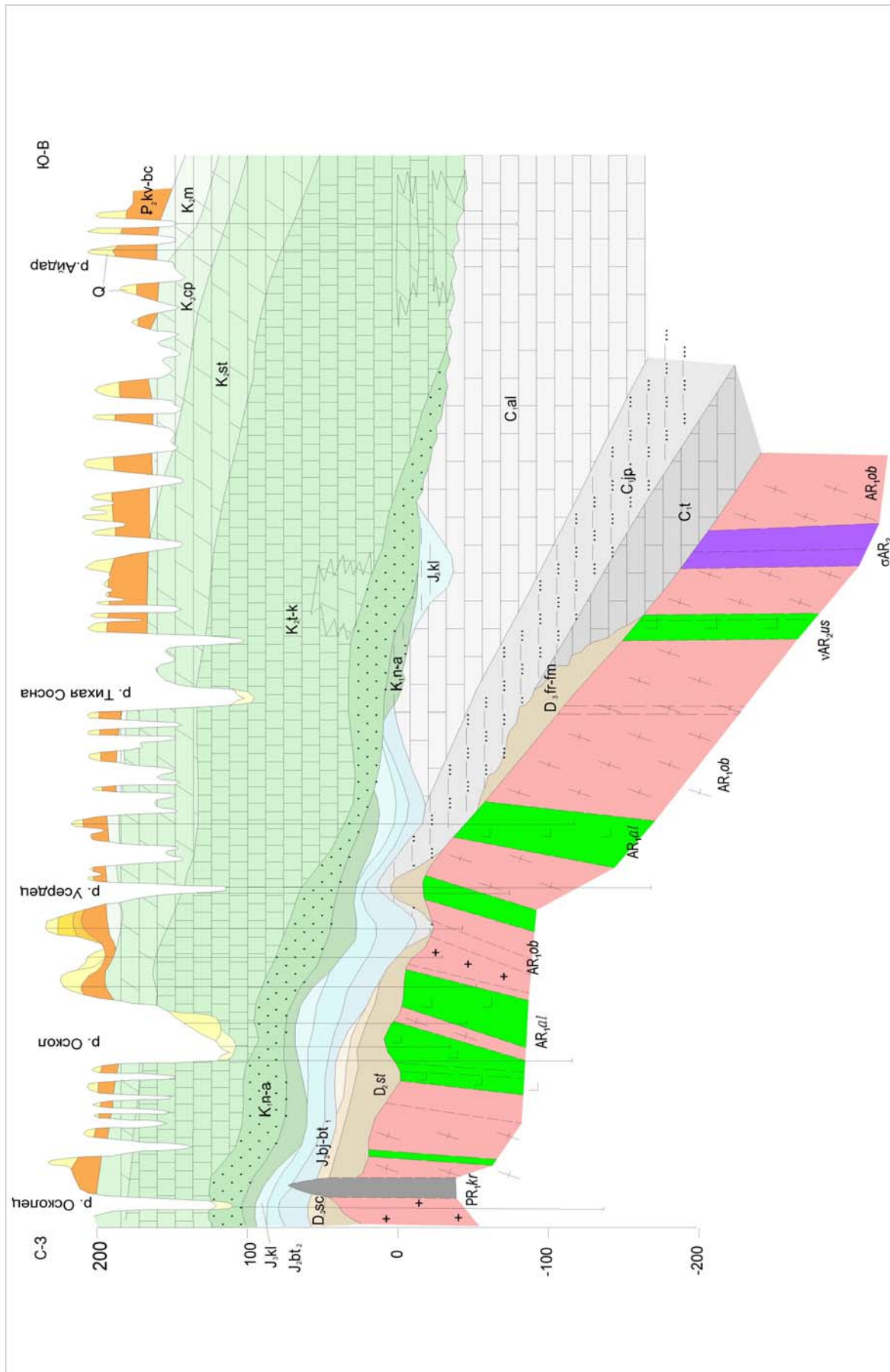


Рис. 5.20. Геологический разрез по профилю ГС3 Губкин-Волошино, характеризующий строение юго-западного склона Воронежской антеклизы.

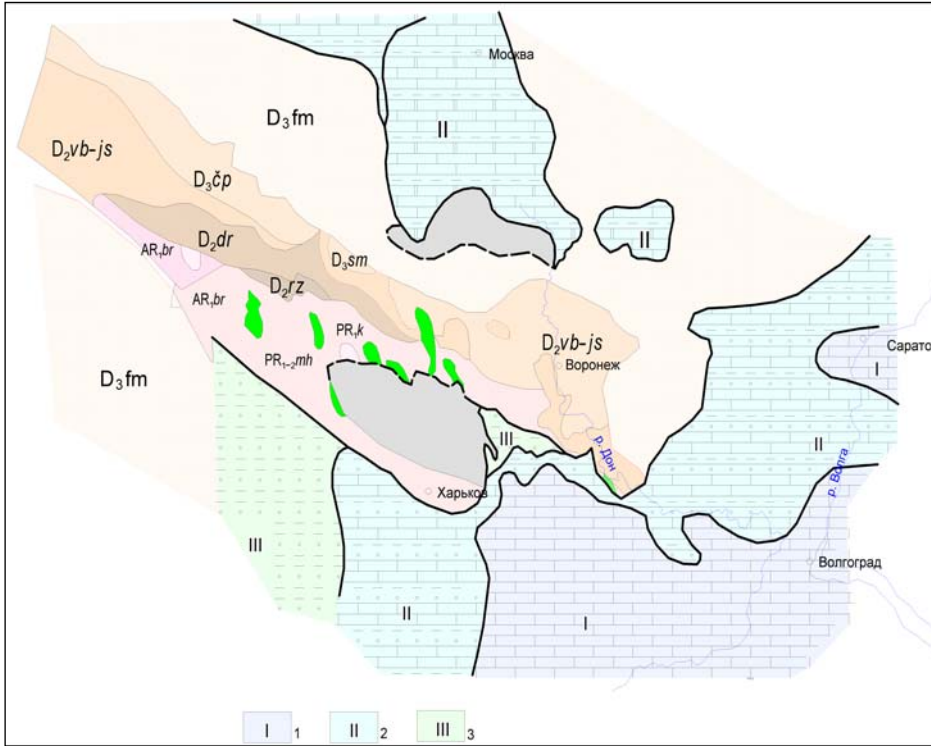


Рис. 5.21. Фациальная карта турнейского времени. I - относительно глубоководная зона моря, II - то же, мелководноморская, III - то же, прибрежно-морская. Остальные условные см. на рис. 5.2.

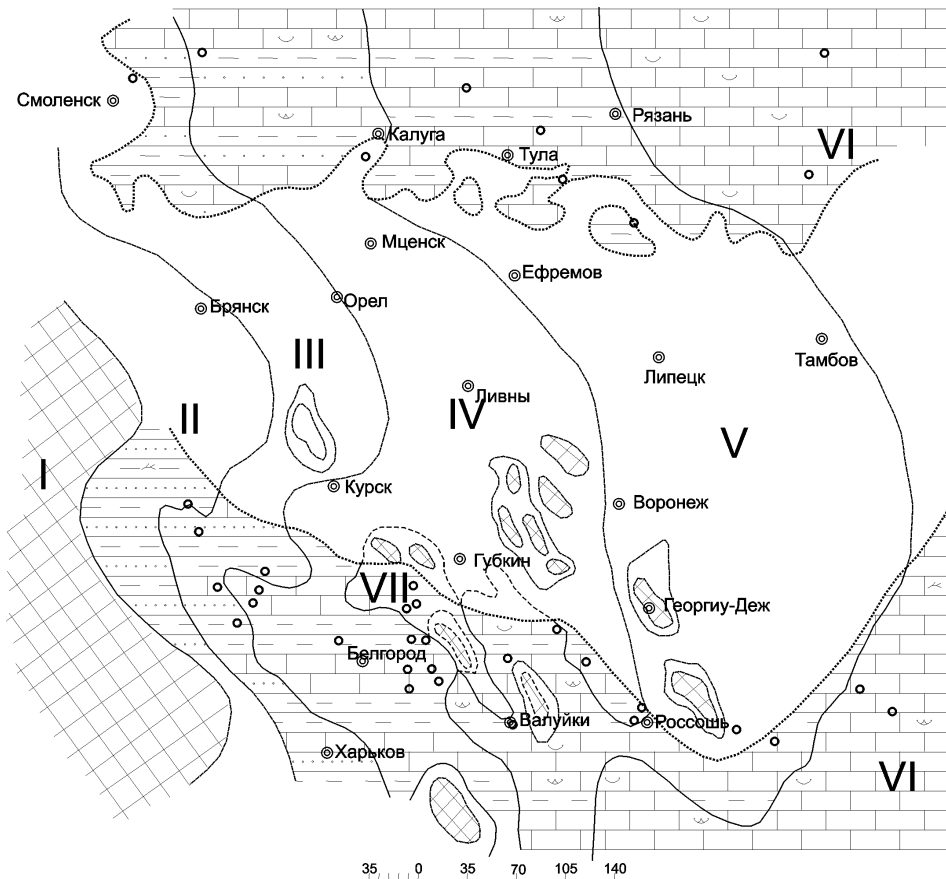


Рис. 5.22. Схематическая литолого-палеогеографическая карта алексинского времени позднего визе. I - суша, являющаяся областью сноса; II - континентальная прибрежная низменность лагунно-озерная, аллювиально-дельтовая и т.д.; III - аллювиально-озерная равнина, периодически затопляемая морем; IV - лагунно-морская подводная аккумулятивная равнина; V - прибрежно-морская зона; VI - мелководный бассейн, относительно удаленный от берега; VII - мелководная приостровная зона моря - архипелаг с проливами, заливами и лагунами. Остальные условные обозначения см. рис. 5.2.

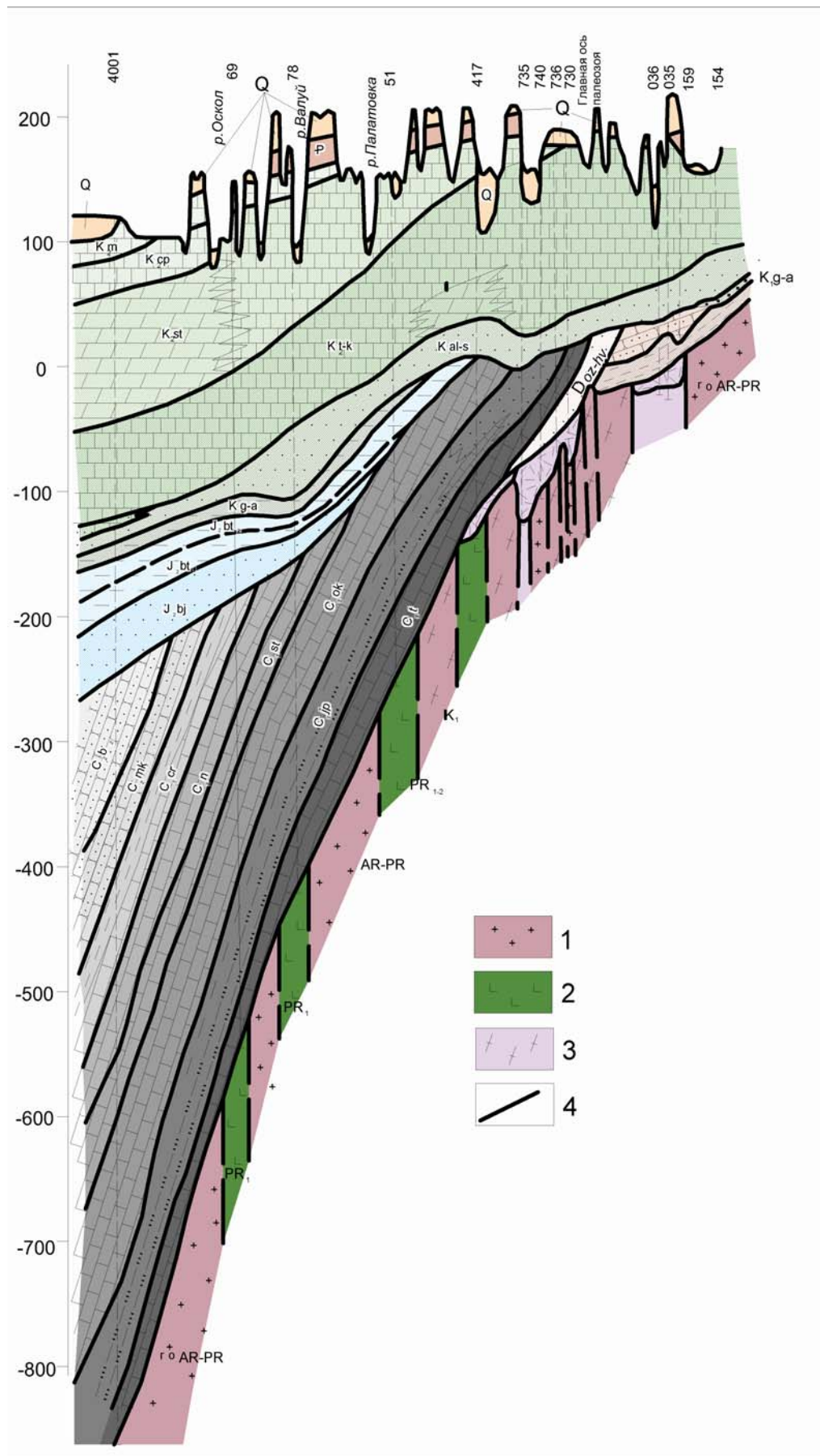


Рис. 5.23. Геологический разрез по линии Валуйки-Лиски. Мощная каменноугольная толща на породах фундамента, в пределах позднедевонского палеосвода. 1 – граниты, 2-основные породы, 3-гнейсы, 4-разломы. Остальные условные обозначения см. рис.5.2.

Тектоническая структура, формировавшаяся в раннем карбоне, резко отлична от девонской: для свода антеклизы характерна своеобразная «двойная ось», из ветвей которой лишь одна имела герцинское простирание $S3\ 315^0$, а другая оказалась ориентированной в северо-восточном направлении. Для площади КМА отмечалось [59, с.287-288], что изогипсы современного рельефа подошвы карбона «вытянуты в северо-западном направлении в соответствии с простиранием основных тектонических структур, однако, они расположены под острым углом по отношению к современной эрозионной границе распространения карбона. Вместе с тем, изогипсы не параллельны тектоническим структурам докембрийских пород». Из этих наблюдений, а также фактов неравномерности погружения подошвы в сторону ДДВ (рис. 5.23), делался вывод о возможностях блокового строения каменноугольной толщи. Были выделены флексурные изгибы слоев карбона над вероятными тектоническими нарушениями в ряде районов, в том числе близ с. Яковлево с амплитудой до 30 м/км, у с. Гостищево, г.г. Шебекино, Нового Оскола и в других местах. Д.Н. Утехиным и Н.П. Хожайновым установлено крупное Беленихинское поднятие, ограниченное с востока изгибом слоев карбона, подтверждено присутствие в структуре каменноугольных толщ Белгородско-Валуевского разлома и высказано предположение о существовании второго уступа вдоль северо-восточной границы распространения каменноугольных отложений. Эти авторы отметили: 1 – на формирование структуры карбона оказали влияние разломы северо-западного, связанного с формированием ДДВ, и субмеридионального (посткаменноугольного) направлений; 2 – опускание блоков фундамента определило границы распространения ярусов и горизонтов; 3 – тенденция увеличения мощностей на юго-запад, в сторону ДДВ, возникла в веневское время. Позднее В.Ф. Лукьянов [123] выявил контуры размыва отложений турнейского, яснополянского, алексинского и михайловского временных интервалов. Он определил, что свод ВКМ, начиная с турнейского века, испытывал миграцию в северо-восточном направлении.

5.4.5.1. Турнейский этап. Его отложения образуют два относительно крупных циклита – раннетурнейский трансгрессивный и позднетурнейский регрессивный. Турнейские образования юго-востока антеклизы на значительной площади перекрывают кору выветривания по докембрийским породам, а также залегают на озерско-хованских породах. Тектоническая структура этапа формировалась под влиянием поля напряжений, существенно отличного от девонского. Это нашло отражение в доминировании основных структурных элементов с ориентировкой не только $S3\ 315^0$, как в девоне, но и в равной степени – $СВ\ 30-40^0$. Одинаковое участие диагональных тектонических элементов в определенной степени отражает тот факт, что турнейские трансгрессии надвигались на территорию Воронежской антеклизы одновременно со стороны Днепровско-Донецкой впадины и Доно-Медведицкого авлакогена [123, 252]. Быстро погружавшиеся юго-западный и юго-восточный склоны антеклизы подготавливали новые площади наступающему морю (см. рис. 5.21). Основной центр «южной» трансгрессии находился в Волгоградской области и на Нижнем Дону; параллельно ее фронту расположены фациальные границы. Трансгрессировало море и с востока, вступив в пределы современных Рязанской, Тамбовской, Липецкой и Тульской областей. Турнейские отложения распределены на юге крайне неравномерно. Они представлены обычно органогенными известняками, но в районе Нового Оскола отмечены и песчано-глинистые континентальные образования. Известняки гумеровского горизонта биоморфно-полидетритовые, в основании малевского горизонта повсеместно развиты зеленовато-серые пески и песчаные глины, в подошве упинского – конгломератоподобные известняки. Верхнетурнейский подъярус представлен мелко- и микрозернистыми известняками с глинами в основании, в различной степени углистыми и песчанистыми. Турнейские осадки отлагались в условиях развивающейся трансгрессии, максимум которой пришелся на черепетское время. Регрессивная фаза приходится на позднетурнейско-радаевский этап, оставивший морские, лагунные и континентальные образования [192]. Для структуры турнейского века свойственны локальные поднятия с редуцированными мощностями отложений (до 10 м у г.г. Россошь и Новый Оскол) и опущенные блоки с аномальными значениями мощностей (более 70 м южнее с.Новая Калитва и юго-восточней г.Калача). На севере антеклизы севернее широты г.г. Орла и Мичуринска мощности отложений не превышают 20 м. Контуры главного поднятия этапа (свода антеклизы) близки к таковым областям современного отсутствия отложений, особенно на территории от Брянска до Борисоглебска. Доказательством служит высокая песчаность пород нижнего турне на юго-востоке КМА и в Воронежской области. Кроме того, южнее г. Курска и северней Орла и Липецка на периферии главного поднятия описаны [184, 186] поля развития кор выветривания позднетурнейско-ранневизейского возраста. Последние развиты преимущественно в окраинных частях положительных структур, на границах с отрицательными. Здесь отмечены мощные шлейфы коррелянтных осадков, представленных мономинеральными кварцевыми песками, каолиновыми глинами, аллитами, осадочными бокситами. Сложнее судить о возрасте и генезисе северо-восточной области отсутствия турнейских отложений (Мещера). Исходя из представлений о большем размахе

средневизейской трансгрессии по сравнению с турнейской, частичного перекрытия области отсутствия пород турнейского этапа визейскими песчаными отложениями можно предположить существование здесь конседиментационного поднятия с осью Воронеж – Тамбов. Таким образом, в турнейский этап возродились весьма древние поля напряжений конца карелия, формировавшие диагональные тектонические элементы, при том что сохранилось и унаследованное от девона направление СЗ 315°. Эта «двойная ось» главного конседиментационного поднятия Воронежской антеклизы, как будет показано выше, характерна не только для всего карбона, но и грядущей меловой структуры.

5.4.5.2. Визейский этап. Отложения этапа образуют два обширных поля на севере региона и его южных склонах (см. рис. 5.22, 5.23). Оба поля тяготеют к бортам Московской синеклизы, ДДВ и Доно-Медведицкого авлакогена. Большое значение для понимания геологической истории региона имеет установление синхронных образований в пределах небольших кольцевых структур у с. Беседино и г. Тим, впервые упомянутых в работе [59]. Присутствие последних служит убедительным доказательством того, что в фазу максимальной трансгрессии (конец алексинского – начало михайловского времени) море перекрывало свод антеклизы. Представление о характере тектонических движений этапа дают рисунки 5.24 и 5.25. Из них видно, что мощности отложений колеблются от 0 до 250 м. Распределены они неравномерно, подчеркивают ступени северо-западного простирания и многие локальные структуры. Известны Валуйско-Белгородская, Обоянско-Богучарская ступени и еще несколько, расположенных между ними. Амплитуда смещений составляет 15-25 м. В целом же, для визейского этапа характерно поле тектонических напряжений, формировавшее диагональные структурные элементы с простиранием СЗ 315° и СВ 40°.

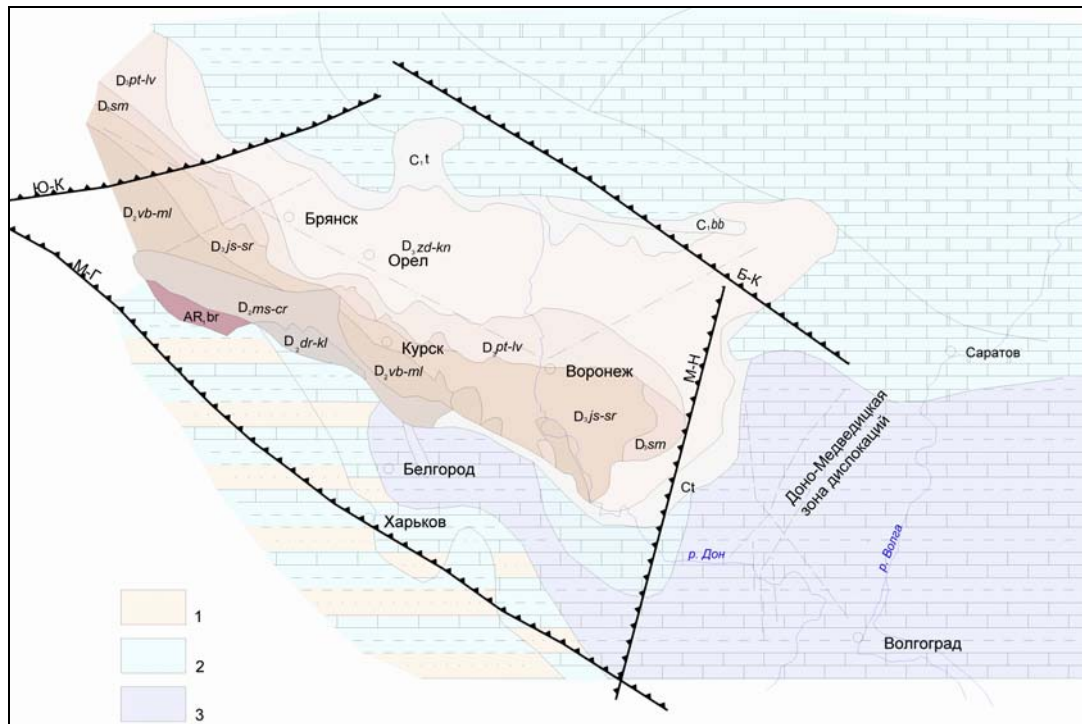


Рис. 5.24. Литолого-палеогеографическая карта тульско-веневского времени, контуры и геологическая карта области предтарусского (?) размыва. По [192, 256 и др.]. 1-аллювиальная равнина, временами заливавшаяся морем; 2-мелкая часть шельфа, зона действия приливов и волн; 3 - относительно глубокая часть шельфа. Остальные условные обозначения см. рис. 5.2.

Процесс погружения и наступления моря развивался с востока и юго-востока. Для тульского времени, в которое максимум трансгрессии еще не был достигнут, уже отмечена двойная ось главного поднятия, оказавшего влияние на распределение прибрежных осадков, аналогичная турнейской. Этап начался с накопления преимущественно в континентальных условиях глинистых и обломочных пород бобриковского, а затем тульского горизонтов. В это время размывались коры выветривания докембрийских пород, на сланцах курской серии формировались бокситы, на железистых кварцитах – богатые железные руды (рис. 5.26). В составе бобриковского горизонта доминируют грубообломочные делювиальные и аллювиальные отложения, кверху сменяющиеся озерными, пойменными сухарными глинами, аргиллитами, бокситами. Тульская толща накапливалась в условиях прогрессирующей трансгрессии. Ее разрез начинают

глины, алевроиты с прослоями угля, формировавшиеся на приморской равнине, выше залегают лагунно- и прибрежно-морские известняки и мергели. В верхневизейское время максимального погружения (см. рис.5.24) северо-восточная ветвь «двойной оси» оказалась хорошо выраженной на фациальных картах и хуже на картах изомощностей из-за последующего размыва. В тульское и алексинское время вершины гряд железистых кварцитов еще возвышались над уровнем моря, но в михайловское время максимума трансгрессии они были перекрыты морскими водами, и отложения веневского горизонта в пределах гряд железистых кварцитов накапливались в субмаринных условиях. В работе [59] говорится о трех стадиях обмеления веневского моря, но гряды железистых кварцитов оставались затопленными и в эти частные регрессивные интервалы.

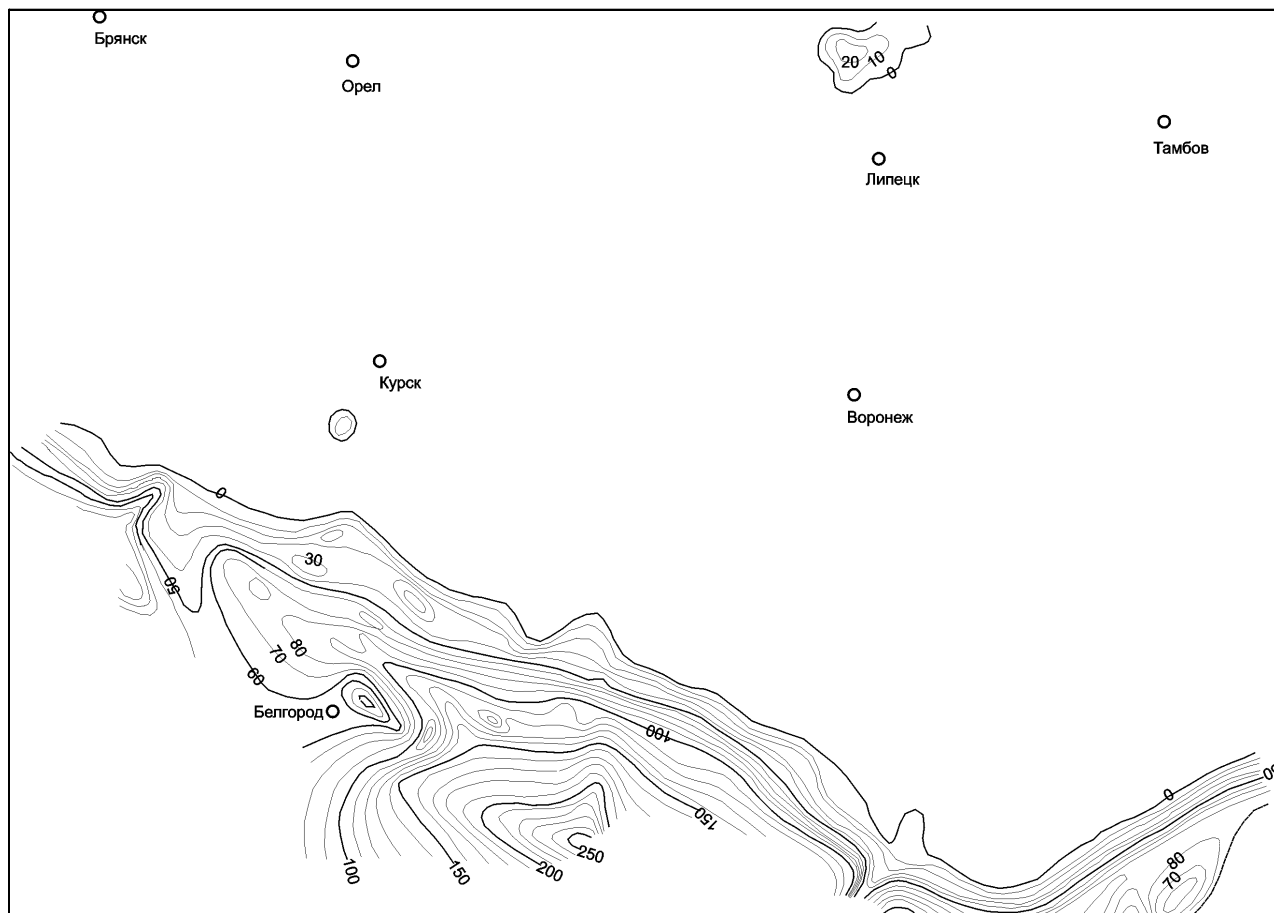


Рис. 5.25. Карта изопахит отложений визейского яруса.

Возраст главного поднятия этапа определен как предтарусский условно: площадь развития сохранившихся отложений следующего серпуховского яруса резко сокращена предъюрским размывом. Все же на западе региона сохранился небольшой участок, где тарусские отложения «консервируют» предтарусскую денудационную поверхность. При сравнении фаменского и визейского структурных планов отмечается резкое смещение к северу оси поздневизейского поднятия.

5.4.5.3. Серпуховской этап. С веневского времени центром каменноугольной трансгрессии для Воронежской антеклизы стала ДДВ [59]. Это хорошо видно на фациальной карте (рис. 5.27), где отразился постепенный переход с северо-востока на юго-запад прибрежно-морских фаций в мелководно-морские. Фациальные границы у г.Белгорода вытянуты согласно с простиранием гряд железистых кварцитов (СЗ 340-350⁰), что не согласуется со структурным планом, отраженным в распределении мощностей (СЗ 315⁰). Отмечен и крутой поворот на СВ 40⁰ некоторых границ фаций, признак влияния второго диагонального направления. Тарусское и стешевское время были максимумом трансгрессии в серпуховской век. Отложения соответствующих горизонтов представлены известняками, доломитами, нередко окремненными. Протвинский горизонт с его преимущественно карбонатными породами иногда содержит обломочные известняки-гравелиты. Мощности отложений этапа варьируют в пределах от 10-20 м в районе Яковлево до 300 м и более в ДДВ. Отмечен резкий перегиб поперечного профиля в районе п. Шебекино и

наращивание разреза в юго-восточном направлении. Пологая моноклираль, сложенная образованиями этапа, осложнена рядом локальных структур – «носов», округлых в плане депрессий, поднятий. Область отсутствия отложений (см. рис.5.27) имеет двойную ось, точка перегиба которой находится несколько северней г. Воронежа. Подобное отмечалось при рассмотрении турнейско-ранневизейского структуры, для которой конседиментационный (или близкий ко времени осадконакопления) характер подобного по морфологическому облику поднятия сомнений не вызывал. В случае серпуховского этапа свидетельств, позволяющих судить о возрасте и изначальных параметрах главного поднятия, меньше. Площадь его, перекрытая юрскими отложениями, увеличена продолжительным позднекаменноугольным – предбайосским размывом. Все-таки внешнее подобие турнейского и серпуховского структурных планов, явные черты сходства в конфигурации областей отсутствия отложений вряд ли случайны, тем более что в разрезе они разделены визейскими образованиями и не могли быть образованы одним этапом денудации. Эти соображения говорят в пользу того, что возраст поднятия, скорее всего, предбашкирский.

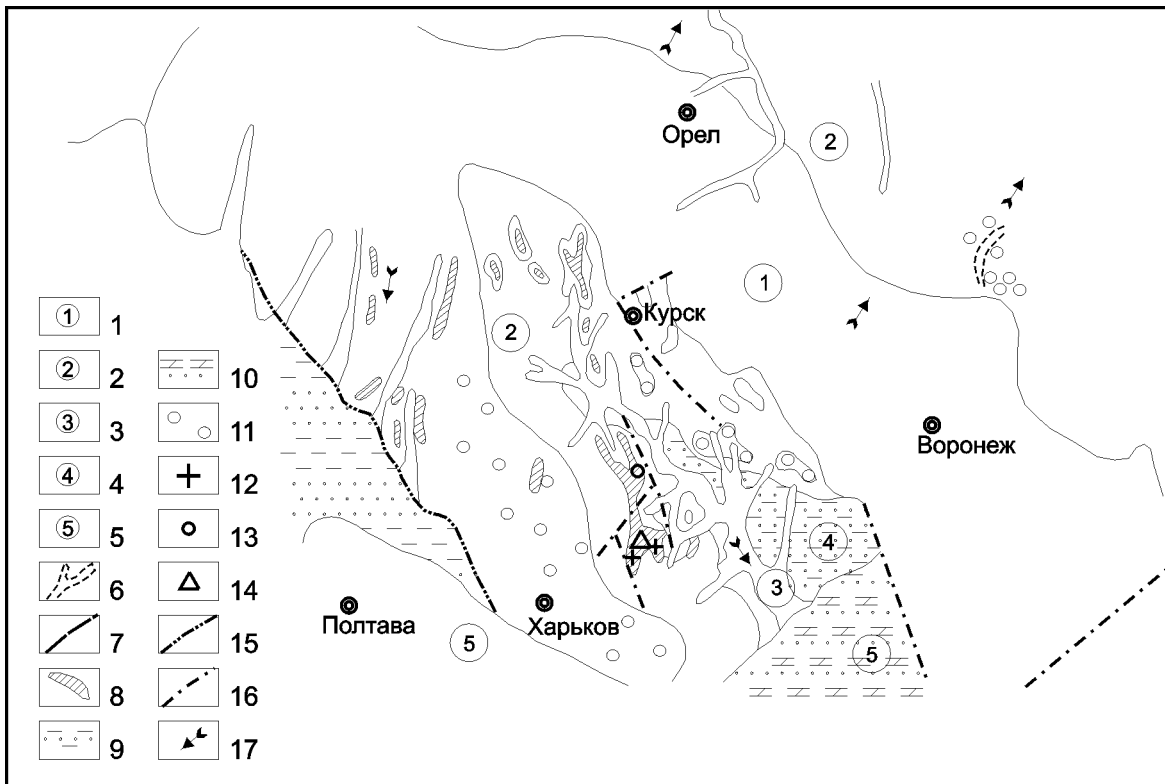


Рис. 5.26. Палеогеоморфологическая карта раннекаменноугольной эпохи. Морфогенез рельефа: 1 - равнина эрозионно-денудационная, расчлененная докаменноугольного возраста; 2 - равнина денудационная с локальной аккумуляцией; 3 - равнина аллювиальная; 4 - равнина озерно-болотная; 5 - равнина шельфовая; 6 - 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, предопределившие линейное расположение элементов рельефа; 17 - направление сноса. Авторы В.Н. Бунеев, С.К. Горелов, А.Д.Савко, Н.П. Хожаинов.

Особенностью турнейско-серпуховского этапа можно считать широкое развитие речных долин, приморских аллювиальных равнин (см. рис. 5.26), где накапливались угленосные отложения, формировались залежи богатых железных руд, бокситов. Это было время влажного, теплого климата, расцвета морской и континентальной флоры и фауны. Морские терригенные породы представлены высокосозревшими образованиями – мономиктовыми кварцевыми песками, каолиновыми глинами, континентальные – зрелыми латеритными корами выветривания. Некоторая аридизация климата отмечена в середине серпуховского века, когда в разрезах стешевского горизонта на севере появились палыгорскитовые глины.

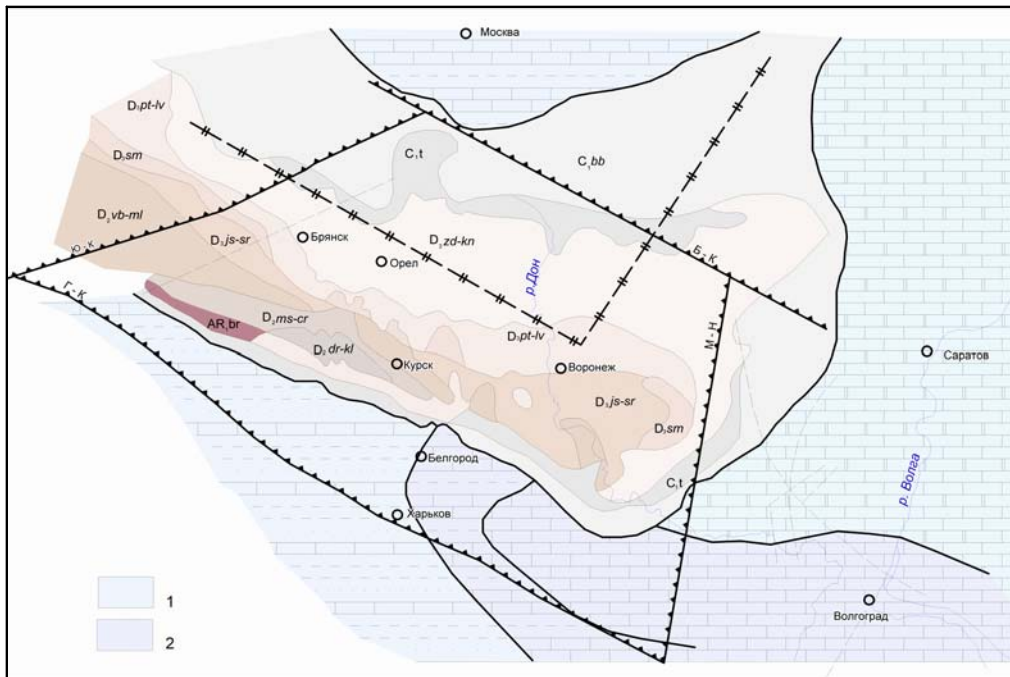


Рис. 5.27. Литолого-палеогеографическая карта серпуховского времени, контуры и геологическая карта области предбашкирского размыва. 1 - мелкая часть шельфа, 2 - относительно глубокая часть шельфа. Прочие условные обозначения см. рис. 5.2.

5.4.6. Средне-позднекаменноугольный этап

Характеризуется тенденцией к поднятию территории, общей регрессией морских бассейнов. Осадочные образования известны в самых краевых частях на юге антеклизы, где представлены карбонатно-терригенными породами. Южным центром морского осадконакопления была Днепровско-Донецкая впадина, куда поставлялся сносимый материал из центральной части антеклизы. Морские отложения башкирского и московского ярусов с небольшими мощностями в регионе выявлены на ограниченных площадях, в то время как в соседней Днепровско-Донецкой впадине сохранилась их мощная (до 2-3 км) параличская угленосная толща. Впрочем, высказано и мнение [56] о том, что в башкирский век антеклизы все-таки была площадью осадконакопления, но образовавшиеся толщи впоследствии оказались размываемыми. Башкирские и московские отложения встречены глубокими скважинами на юго-западе региона близ г. Шебекино и с. Большетроицкого. Их представляют толщи песчано-глинистых и карбонатных пород мощностью до 100 м, подстилаемых нижнекаменноугольными образованиями. К трансгрессивной фазе этапа Н.П. Хожаинов [252] отнес залегающие в основании разреза зеленые пятнистые алевритистые глины с пропластками угля. Максимуму башкирской трансгрессии соответствуют известковистые глины и известняки. В московский век трансгрессия была меньшей по масштабу. Ей отвечают известковистые гравелиты и обломочные известняки, признак крайней мелководности морского бассейна. В позднекаменноугольное время регион был приподнят и осадконакопление сосредоточилось в соседних отрицательных структурах. В Московской синеклизе накапливались карбонатные осадки, в ДДВ – породы параличской угленосной формации.

5.4.7. Пермско-раннетриасовый этап

Отвечает завершающей регрессивной фазе большого герцинского этапа. Продолжающееся с позднекаменноугольного времени воздымание свода антеклизы не способствовало накоплению в регионе отложений перми и триаса. В соседних отрицательных структурах они известны и их мощности достигают 1 км и более. В ДДВ ассельский и сакмарский века оставили аридную соленосную формацию мощностью до 1,5 км. Ее соли и сульфатно-карбонатные породы включены в состав никитовской, славянской и краматорской свит. Накопление происходило в узком солеродном бассейне, приуроченном к внутренним частям впадины. Тогда же сформировались и породы терригенной красноцветной формации, с которой связаны проявления медной и свинцово-цинковой минерализации [91]. В раннетриасовую эпоху (эмерсивная стадия) в условиях внутриматериковой низменной равнины на территории ДДВ накопились пестроцветные песчано-глинистые образования шебелинской свиты [91]. Позднегерцинская перестройка структурных планов не могли не затронуть Воронежской антеклизы. В регионе формировались проявления эндогенных полезных ископаемых: происходил «рост» протрузий с «протыканием» вершинами гранитных куполов осадков девона, возникали мощные солевые ореолы меди (ст. Шумилинская).

5.5. Мезозойский (киммерийский и раннеальпийский) этап

В строении мезозойской части разреза осадочного чехла Воронежской антеклизы на обширных площадях выражены поверхности несогласий: предверхнебатская, преднижневолжская, преднижнемеловая, предальбская, предсантонская. Прослеживание этих поверхностей, рассмотрение фациального, петрографического состава, заключенных между ними отложений, анализ мощностей последних позволили восстановить геологическое развитие региона по дробным тектоно-седиментационным этапам, к которым относятся: среднетриасовый-раннеюрский, средне-позднеюрский, раннемеловой, позднемеловой.

5.5.1. Среднетриасовый-раннеюрский этап

Отложения среднего триаса-лейаса в регионе отсутствуют. В соседней Днепровско-Донецкой впадине их мощность достигает первых км и это является признаком весьма расчлененного рельефа в областях размыва, который существовал и на Воронежской антеклизе. Пенепленизация площади началась в позднем триасе и завершилась в ранней юре, как это можно предположить по аналогии с Украинским щитом и Западной Европой (верхнетриасовая карбонатная платформа). Позднетриасовый-раннеюрский пенеплен фиксируют каолиновые и охристые коры выветривания, широко развитые во всех названных регионах. Мощные коры этапа описаны на докембрийских породах Украинского щита, герцинском основании Западно-Европейской платформы [157]. Повсеместно они наблюдаются в кровле осадочных толщ. На северном склоне антеклизы по девонским известнякам развиты бурые железняки рудного горизонта (остаточные продукты растворения карбонатов на выровненном плато), делювиальные глины с обломками выщелоченных карбонатных пород, бурого железняка и кремня, выполняющие карстовые полости и трещины [183]. В ранней юре, перед среднеюрской трансгрессией, сформировалась развитая гидросеть с речными долинами, врезанными до глубины 50 м в палеозойское основание. В работе [59, с. 129, 130] отмечается, что юрские долины группируются в три системы, одна из которых направлена на север, другая на восток, третья на юго-восток. Долины северной ориентации частично совпадают с современными рек Неручь, Зуша, Ока. В пределах южной системы на КМА одна из долин прослежена на 250 км, две другие - на 60 и 10 км.

В рассматриваемый этап началось формирование субмеридионального Доно-Донецкого поднятия, с которого реки текли на север, восток и частично юго-запад. Между Прикаспийской и Днепровско-Донецкой впадинами на юге располагалась северная часть Воронежско-Ставропольского свода.

В.Г. Конашов [103], изучавший мезозойский тектогенез в Донецком бассейне, выделил ряд его фаз, которые проявились, судя по всему и на юго-западном и юго-восточном склонах антеклизы. Сведения о них приведены в табл. 5.2

Таблица 5.2.

Фазы мезозойского тектогенеза Донбасса. По [103]

ЭРА	Фазы тектогенеза	Время проявления
Палеозойская	Заальская	Внутрираннепермская
Мезозойская	1 – предсеребрянская (пфальцская?)	На границе Р и Т
"-"	2 – лабинская (эокиммерийская)	Между Т ₂ и Т ₃ (серебрянской и дроновской свитами)
"-"	3 – древнекиммерийская	На границе Т и J (между новорийской свитой и морской нижней юрой)
"-"	4 – предбайосская	Поздний аален
"-"	5 – адыгейская (чегемская)	Между J ₂ и J ₃

Р.Н. Валева [42] отметил инверсионный период на рубеже герцинского и киммерийского этапов в авлакогенах всей Восточно-Европейской платформы, развивавшихся во многом синхронно. Им приведены примеры формирования не только систем взбросов, но и надвигов. Так, пермские породы надвинуты на мезозойские в Жигулях, палеозой Донецкого кряжа на Воронежский кристаллический массив, в Сурско-Камских дислокациях смяты в складки отложения триаса, но не перекрывающие юрские и т.д.

5.5.2. Средне-позднеюрский этап

Известны следующие особенности юрской структуры антеклизы [59]: 1 – юго-западное падение слоев, согласное с наклоном толщ карбона; 2 – область отсутствия отложений палеозоя, перекрытая

юрскими породами, «соответствовала своду антеклизы, а затем в процессе углубления ДДВ была втянута в погружение и оказалась на южном крыле этой впадины» [там же, с.289]; 3 – простираение юрских толщ широтное северней г. Курска из-за влияния Брянско-Рославльского прогиба, к северу от г. Рыльска оно север – северо-западное; 4 – полоса вдоль Дона, где юрские отложения отсутствуют, была в юре приподнята, являлась областью сноса; 5 – локальные структуры келловея и титона представлены пологими «удлиненными депрессиями и валообразными поднятиями» с амплитудой 20-80 м, вытянутыми почти поперек простираения стратоизогипс, а их оси наклонены в соответствии общим падением юры на юго-запад. Депрессиями являются: а – меридиональный прогиб в районе с. Михайловки (Курская область) длиной около 100 км; б – такой же прогиб длиной 50 км у с. Медвенки; в – три узких прогиба между Тимом-Обоянью и Ст. Оскол-Кочетовкой. Лучше всего выражены валы, проходящие: 1 – через д. Комаричи; 2 – западней с. Медвенки; 3 – через с. Истобное на северо-запад.

Вопросами тектоники юрских отложений занимались [20, 200]. Этими авторами выделены тектонические уступы Путивль-Сумы-Купянск, Льгов-Обоянь-Короча, Клинцы-Валуйки, Рогведино-Репьевка, Обояньский и Севский. В.М. Шашков [211] добавил к ним еще 25 разрывов, влиявших, по его мнению, на седиментацию в юрское время. В составе средне-позднеюрского этапа различаются, вслед за [222], этапы более высокого порядка: байос-раннебатский, позднебатский-кимериджский, титонский.

5.5.2.1. Байос-раннебатский этап. Тектоническая структура этапа восстанавливается при изучении двух обширных полей, сложенных соответствующими отложениями на западе и востоке антеклизы. Поля разделены широкой полосой отсутствия юрских пород, ось которой проходит, примерно, по линии Миллерово-Бобров-Липецк-Тула по азимуту 340-350⁰ (рис. 5.28).

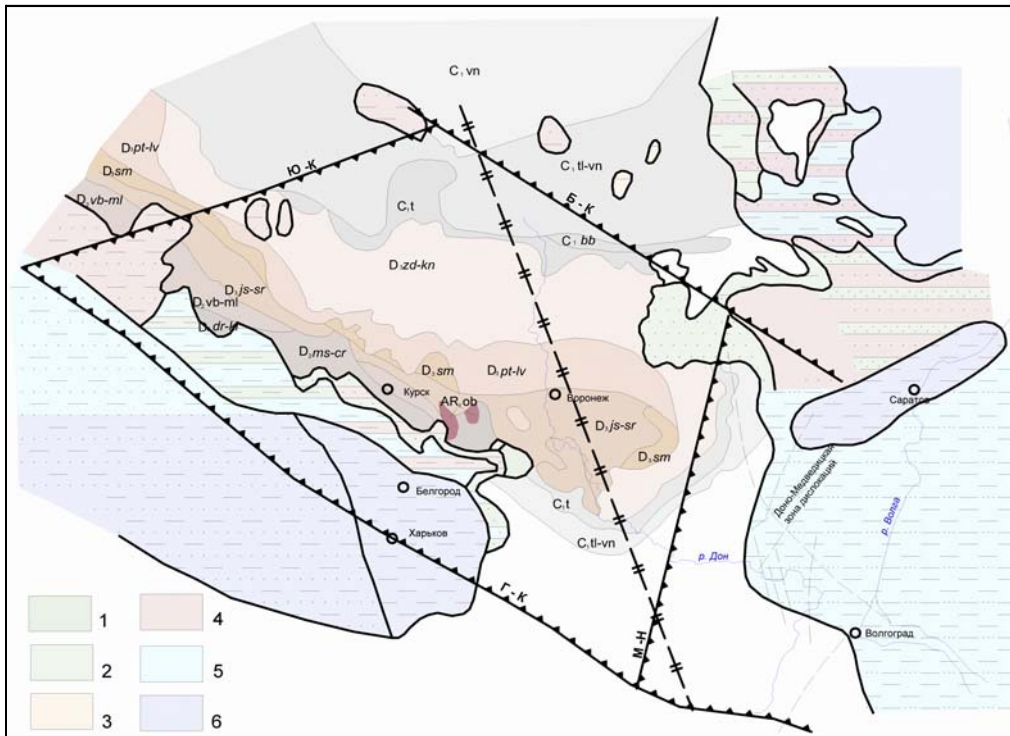


Рис. 5.28. Литолого-палеогеографическая карта байос-раннебатского времени, контуры и геологическая карта области предпозднебатского размыва. 1-отложения переходные от морских к континентальным, активное море; 2-то же - спокойное море; 3-отложения эпиконтинентального активного моря; 4-то же, моря мелководного, переменной активности; 5-то же, моря мелководного, спокойного; 6-отложения моря на участках, удаленных от берега. Остальные условные обозначения см. рис. 5.2.

На юго-западе региона располагалось неглубокое море, к северо-востоку морские фации сменялись лагунными, затем континентальными, в том числе и аллювиальными. Трангрессия этапа носила ингрессионный характер. Отложения байоса-раннего бата песчано-глинистые. Их мощности постепенно возрастают на юго-запад и северо-восток, от первых метров у г. Острогоска до 130 м близ г. Харькова. Границы фаций вытянуты в северо-западном направлении, имеют сложную конфигурацию, сочетание «залитов» и «выступов». В этих контурах просматривается влияние второго диагонального направления (СВ 40⁰), свойственного одной из ветвей «двойной» оси карбона. Оба диагональных направления уже незаметны на картах следующих юрских этапов, где преобладают субмеридиональные элементы. Вероятно,

диагональные простирания валов и депрессий этапа, их влияния на распределение мощностей и строение подошвы байос-нижнебатских отложений, каким-то образом отражает связь со структурами карелия и более древними. Площадь современного развития отложений на значительной части региона близка к таковой байос-нижнебатского осадочного бассейна. Об этом свидетельствует развитие вдоль ее периферии прибрежно-морских и континентальных фаций, подтверждающих реконструкцию – положение оси поднятия указанную на рис. 5.38. Большая часть байос-раннебатского свода погребена под осадками верхнего бата – кимериджа, что способствовало сохранению его первоначальных границ.

Значение байос-нижнебатского этапа для понимания геологической истории региона велико. Его структуры впервые отразили происшедшую послепалеозойскую перестройку структурных планов, все отличие палеозойских и мезозойских полей напряжений.

5.5.2.2. Позднебатско-кимериджский этап. Верхнебатско-кимериджские отложения распространены шире байос-нижнебатских и обладают большими мощностями (рис. 5.29-5.31). Последние распределены неравномерно – на северо-востоке (Тамбовская область) мощности не превышают 10-20 м, на КМА они достигают 100 и более метров. В целом, мощности увеличиваются на юго-запад, в сторону ДДВ и у г. Харькова достигают 170 м. Верхнебатские и келловейские тонкопереслаивающиеся алевриты и глины отвечают трансгрессивной фазе. Углубление моря продолжалось в оксфорде, когда его водами была покрыта большая часть антеклизы. Близ г. Семилуки, в осыпях, обнаружены келловейские грифеи [165], хотя ныне вмещавшие раковины осадков уже нет. Находки позволяют восстановить положение главного поднятия – подобные толстостенные устрицы населяли прибрежные воды. Оксфордский век – фаза максимальной трансгрессии. Оксфордские разрезы Воронежской антеклизы содержат известняки губкового горизонта. Меньшее распространение оксфордских отложений объясняется поздними размывами, в результате которых от всей юрской толщи сохранилась лишь нижняя часть. Впрочем, некоторые авторы максимумом трансгрессии считают среднекелловейское время, оставившее в разной степени песчанистые и известковистые глины. Кимериджский век – регрессивная фаза этапа. К кимериджскому ярусу в регионе отнесены зеленые глины с прослоями известняков и галечников. Присутствие последних свидетельствует о пульсационном характере регрессии. Структурный план этапа отличен от среднеюрского. Крупные элементы имели меридиональную ориентировку (см. рис. 5.30, 5.31): границы фаций, контуры области предтитонского размыва, положение длинной оси главного поднятия. Хотя подобные особенности в позднем бата – кимеридже были доминирующими, В.М. Сташков [211] выделил ряд диагональных разрывов, разделяющих блоки с размерами в первые десятки километров. Касаясь вопроса о соотношении областей современного отсутствия отложений этапа и главного поднятия, отметим, что для среднекелловейского – оксфордского времени их площади были довольно близки. Впервые это было замечено В.Н. Преображенской [164]. В самом деле, узкие субмеридиональные полосы прибрежных фаций обрамляют современную область отсутствия отложений позднебатско-кимериджского этапа. Также ведут себя и участки с различными мощностями образований этапа: они протягиваются с северо-запада на юго-восток структурными ступенями. Согласованное распределение фаций и мощностей вполне подтверждает мысль В.Н. Преображенской о конседиментационном характере области современного отсутствия отложений, хотя, и об этом уже говорилось, предтитонский размыв существенно повлиял на их сохранность.

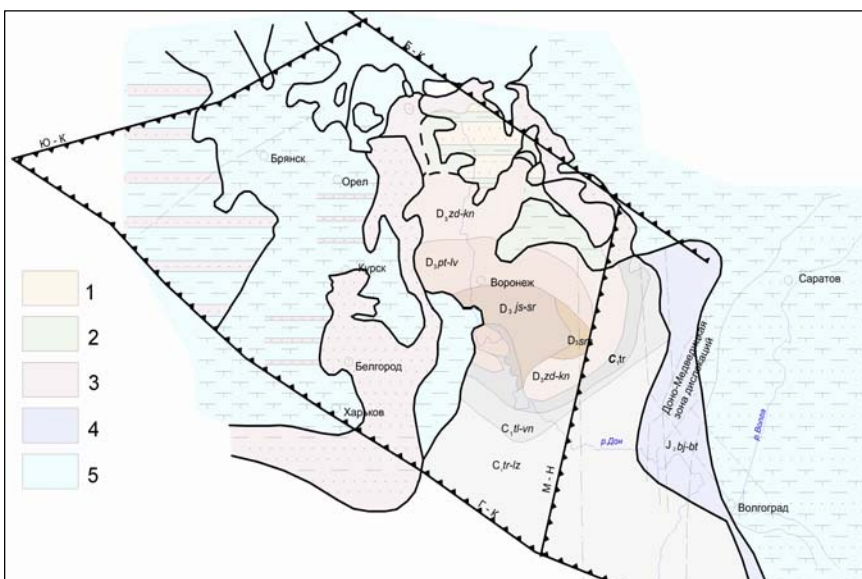


Рис. 5.29. Литолого-палеогеографическая карта позднебатско-кимериджского времени, контуры и геологическая карта области предранневолжского (предтитонского) размыва: 1-континентальные отложения, мелководное море, активный гидродинамический режим; 2-то же, спокойное море; 3-отложения переходные от морских к континентальным; 4-прибрежно-морские отложения, море с переменным гидродинамическим режимом; 5-прибрежно-морские отложения спокойного моря.

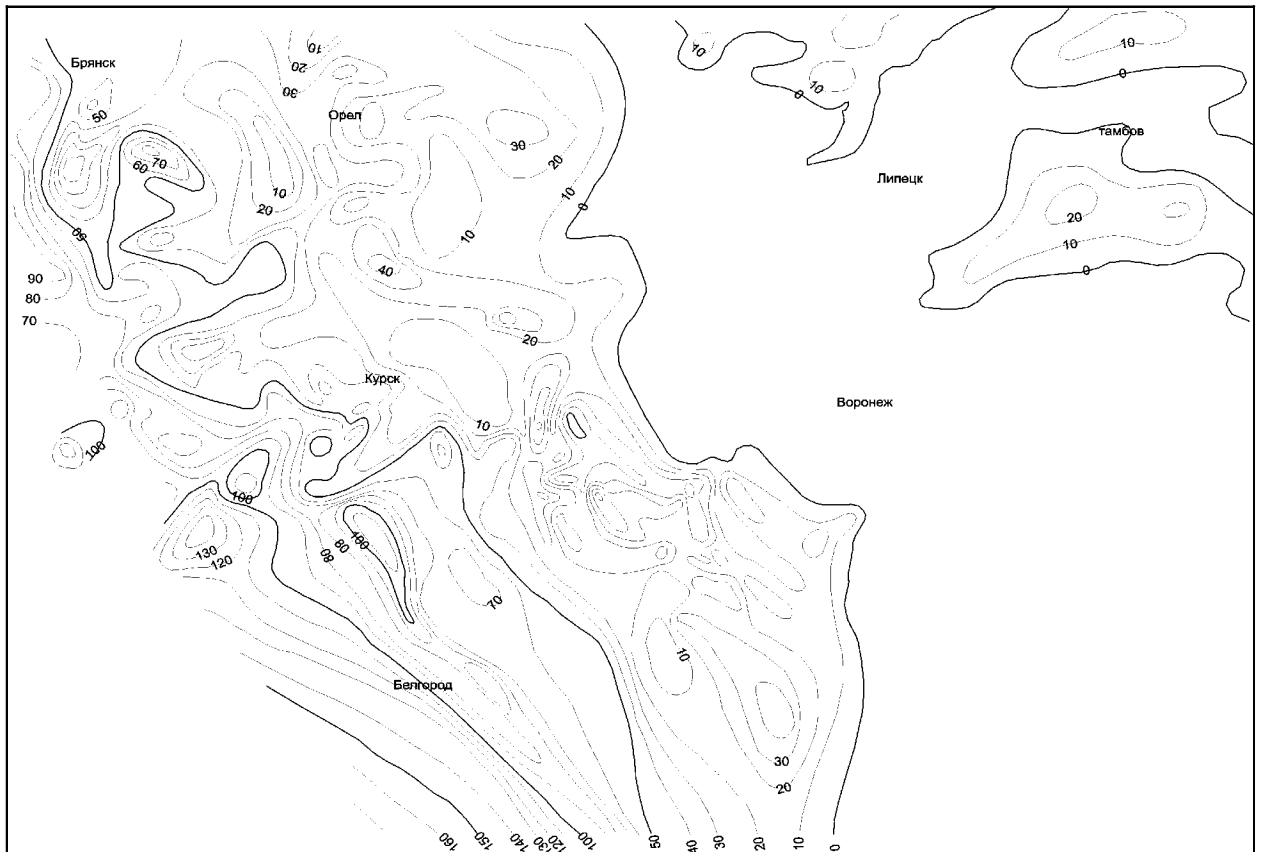


Рис. 5.30. Карта изопахит верхнебатовско-кимериджских отложений.

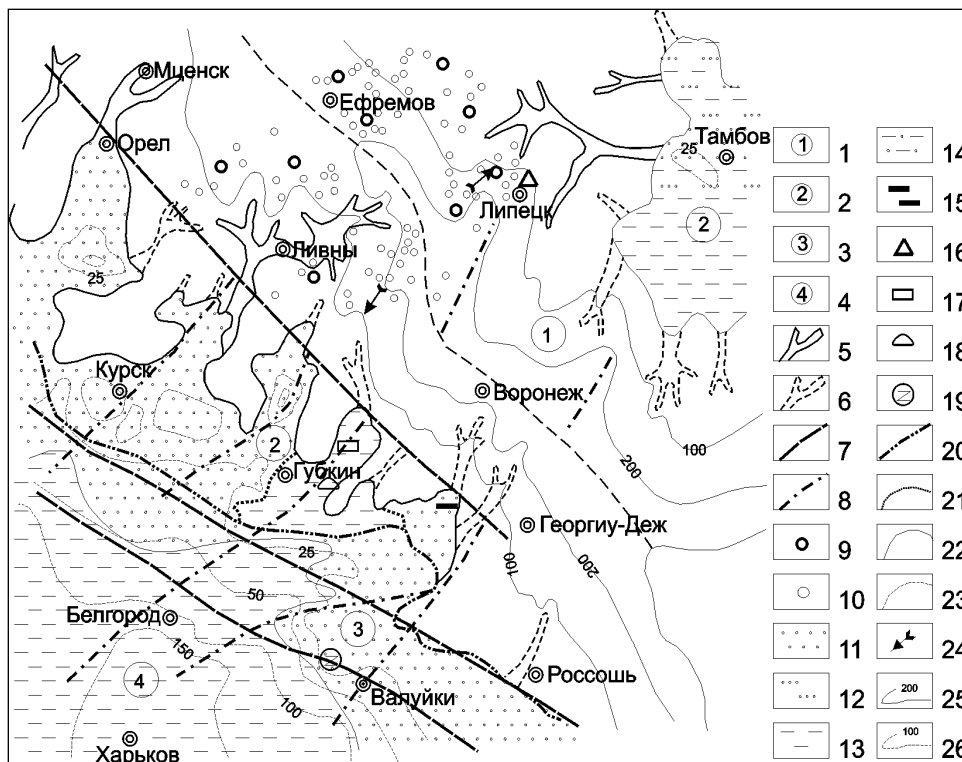


Рис. 5.31. Палеогеоморфологическая карта раннепалеогенового времени. Морфогенез рельефа. Равнины: 1 - эрозионно-денудационная; 2 - аллювиальная; 3 - прибрежно-морская; 4 - мелководно-морская. Элементы рельефа: 5 - установленные речные долины; 6 - предполагаемые; 7 - уступы тектонические; 8 - зоны разрывных 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; 23 - линии главных водоразделов; 24 - направление сноса; 25 - палеоизогипсы; 26 - изопахиты отложений средней юры. Авторы: А.Д. Савко, В.М. Сташков, Н.П. Хожаинов.

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; 23 - линии главных водоразделов; 24 - направление сноса; 25 - палеоизогипсы; 26 - изопахиты отложений средней юры. Авторы: А.Д. Савко, В.М. Сташков, Н.П. Хожаинов.

5.5.2.3. Раннетитонский (ранневолжский) этап. Титонский этап соответствует регрессивной фазе позднеюрской трансгрессии. Отложения так называемой рыльской толщи [116] распространены на юго-западе антеклизы, в пределах Белгородской моноклинали и Щигровского свода КМА (рис. 5.32). На востоке антеклизы их нет, однако за ее пределами, в Поволжье, они вновь широко развиты. Мощности титонского яруса на антеклизе невелики и колеблются от нескольких м до 40 м. В разрезе отмечаются трансгрессивная нижняя часть, сложенная песчаными и карбонатными глинами с прослоями известняков, и верхняя регрессивная, представленная песками и глинами. На карте изопахит титонских отложений (рис. 5.33) выделяются локальные изометричные структуры, протяженные уступы, гряды различной ориентировки: субширотной, субмеридиональной, диагональной. Среди них нет доминирующего. Общей закономерностью является постепенное увеличение мощностей на юго-запад, в сторону ДДВ. Аналогичным образом распределены и фации. Их границы подчиняются диагональным элементам структуры, подчеркивают особенности геодинамической обстановки заключительной фазы позднеюрского этапа развития региона. Суть ее видится в постепенном размывании структурного плана юрского этапа с его субмеридиональными элементами, переходе к специфическому меловому структурному плану, с его двойной осью главного поднятия, равным участием диагональных элементов. Роль последних в титонской (ранневолжской) структуре отметил В.М. Сташков [211]: «Резкие изменения мощностей и фаций указывают на интенсивные тектонические движения по разломам северо-западного и северо-восточного направлений». Меридиональное простирание главной оси постседиментационного поднятия устанавливается при рассмотрении обширной территории (см. рис. 5.32). Она отчетливо смещена к востоку по сравнению с ее положением в позднем бате-кимеридже. Процесс такого закономерного, последовательного смещения прослеживается от этапа к этапу весь доггер и малм. Титонский век занимает в киммерийской истории региона такое же место, что и семилукское время в герцинской. Тектонические движения выровнялись по амplitудам на огромных площадях, контрастность их стала минимальной. Достигшие максимальной однородности, выраженности в предшествующие байос-раннебатский и позднебатско-кимериджский этапы, поля тектонических напряжений в раннем титоне приобрели особый, внешне «вялый» характер. И семилукское время франского века, как и титон, было подобным же тектоническим затишьем, временем аккумуляции энергии перед сложнейшими процессами петинско-ливенского этапа (реактивации авлакогенов, активный вулканизм и т.д.). Посттитонские события, непосредственно предшествовавшие раннемеловой эпохе, тоже значительны: вся антеклиза оказалась выведенной поднятиями больших амplitуд из области осадконакопления. В соседнем Донбассе интенсивно проявилась новокиммерийская фаза складчатости на рубежах между известняковой и пестроцветной толщами верхней юры, между верхней юрой и нижним мелом (основное проявление), по [103].

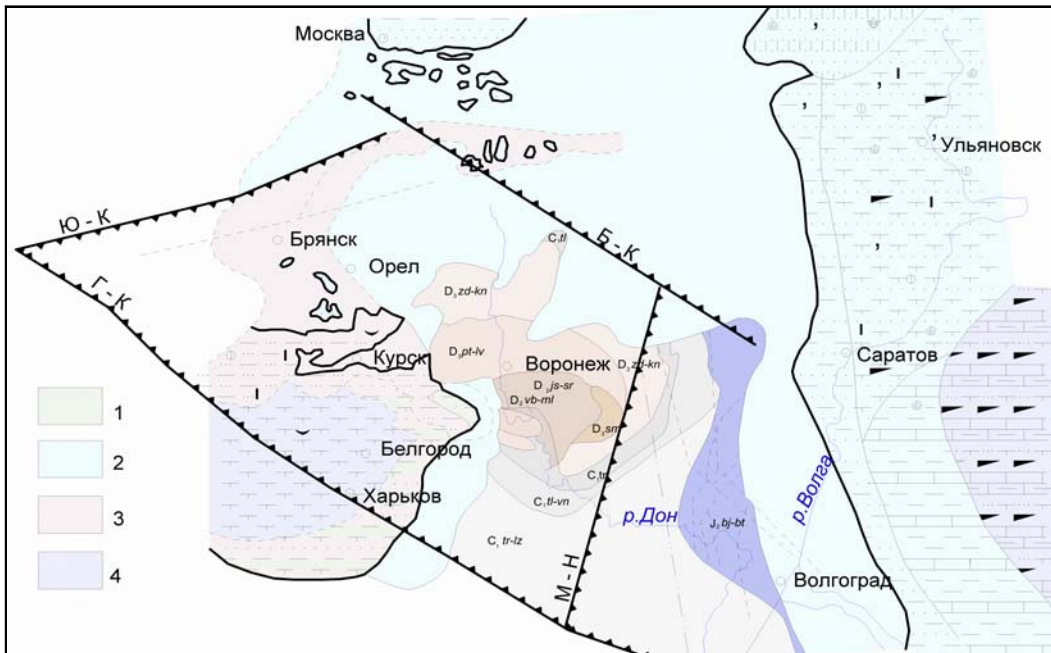


Рис. 5.32. Литолого-палеогеографическая карта раннетитонского (ранневолжского) времени, контуры и геологическая карта области предраннемелового размыва. По [12, 13, 192, 211]. I - прибрежные равнины; II - мелкая часть моря, зона действия приливов и волн; III - мелкое море с переменным гидродинамическим режимом; IV - относительно глубокая часть шельфа, наиболее удаленная от берега.

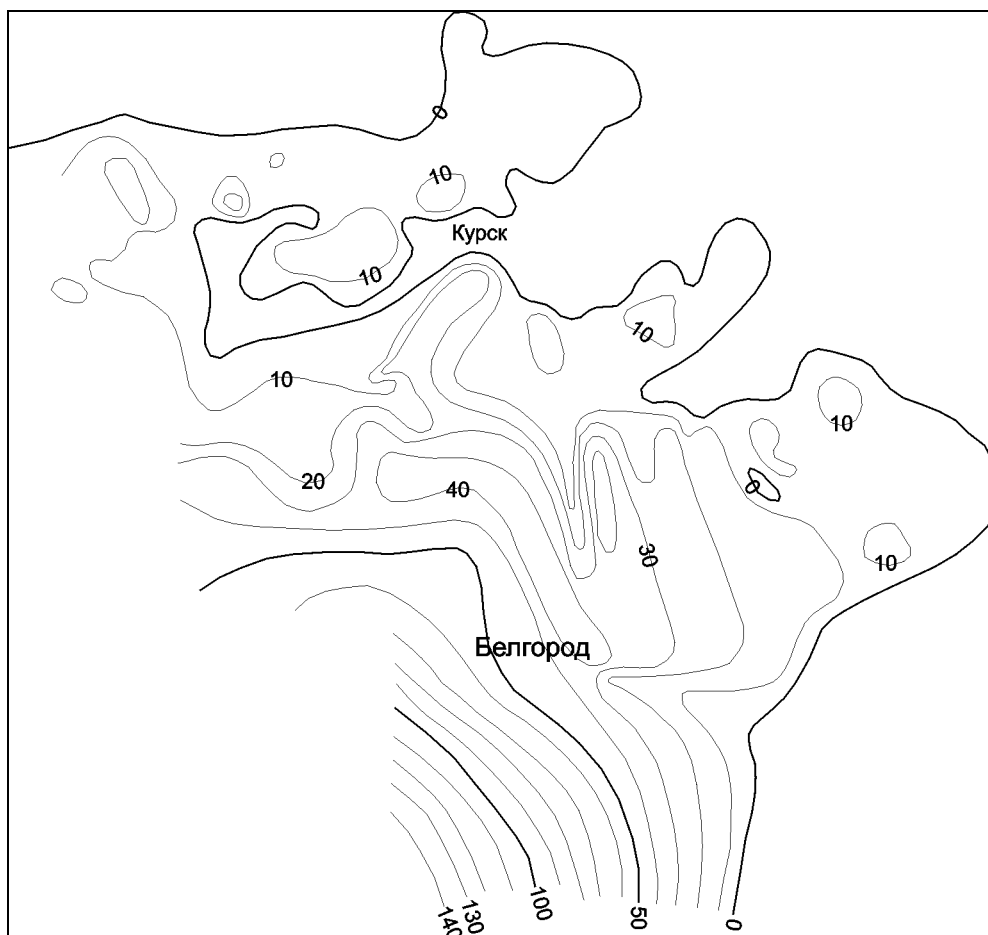


Рис. 5.33. Карта изопахит раннетитонских (ранневолжских) отложений.

5.5.3. Раннемеловой этап

Общие вопросы становления раннемеловой структуры исследовались Г.И. Раскатовым и др. [171], которые различали неокомский, аптский, альбский этапы развития территории антеклизы. Альб часто объединялся с сеноманом из-за невозможности разделения во многих разрезах. Указывались черты раннемеловой структуры: 1 – южная граница распространения валанжина проходит «в восточном – северо-восточном направлении от Тима на ст. Касторное ..., отвечает выделенному нарушению фундамента»; 2 – поля развития барремских отложений формируют по две структурные зоны на право- и левобережье р. Дон; 3 – область сноса в неокоме располагалась южнее нарушений Острогожск – Алексеевка и Репьевка – Лиски; 4 – в размещении фаций апта отразилось влияние структурных линий северо-западной ориентировки (границы развития речных и болотных фаций северней с. Рудкино), а также меридиональных и северо-северо-восточных; 5 – в апте область южных поднятий неокома наследовалась; 6 – «палеоструктура аптского этапа имеет вид пологий моноклинали, наклоненной к северо-востоку и осложненной консеквентными флексурами и поперечными структурными носами и прогибами». Аптский этап был «важной фазой активизации тектонических процессов, обострения структурных контрастов». Нами развитие тектонической структуры антеклизы рассматривается в рамках общепринятых [222,257] этапов: берриас-барремского, аптского и альб-сеноманского.

5.5.3.1. Беррис-барремский (неокомский) этап. Отложения неокома в регионе начинаются с глауконитовых глин, содержащих прослойки песчаника. Глины относятся к валанжинскому ярусу. Это средняя фаза этапа VI порядка по С.В. Тихомирову [220], завершившаяся предготеривским поднятием и размывом. Выше залегают готеривские песчаные глины и алевролиты мощностью до 10 м. В основании их в разрезах КМА присутствуют гравелистые разности. Толща баррема залегает на более древних породах с размывом. Она по площади распространена гораздо шире таковой нижележащих меловых отложений. На КМА внизу преобладают серые глины, сверху – алевролиты и пески. На севере региона барремский разрез песчаный с повышенными концентрациями тяжелых минералов [188]. По условиям осадконакопления барремский век напоминал в регионе валанжинский и готеривский [164]. Показанная на рис. 5.34 область постседиментационного размыва, оформилась в предаптское время. Об этом свидетельствует перекрытие границ области на некоторых участках аптскими образованиями. Из сравнения рис. 5.32, 5.34 и 5.35 следует, что структурный план региона в рассматриваемый этап значительно ближе к юрскому, нежели к

аптскому. Предаптское поднятие еще имеет длинную ось субмеридионального простирания, подобную титонскому своду, а аптское поднятие скорее субширотное, но имеющее в пределах антеклизы выраженную «двойную» ось.

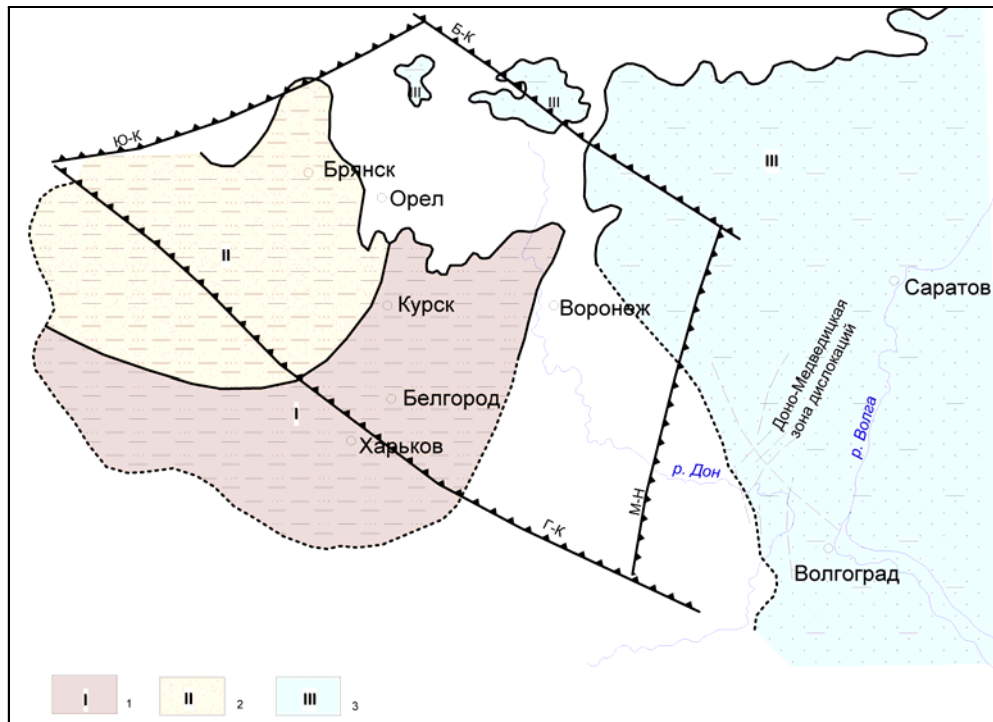


Рис. 5.34. Литолого-палеогеографическая карта валанжин-барремского времени и контуры области предаптского размыва. По [12]. I - аллювиальные равнины; 2 - прибрежные равнины, временами затоплявшиеся морем; 3 – мелководная часть шельфа (зона действия приливов и волн). Прочие условные обозначения см. рис. 5.2.

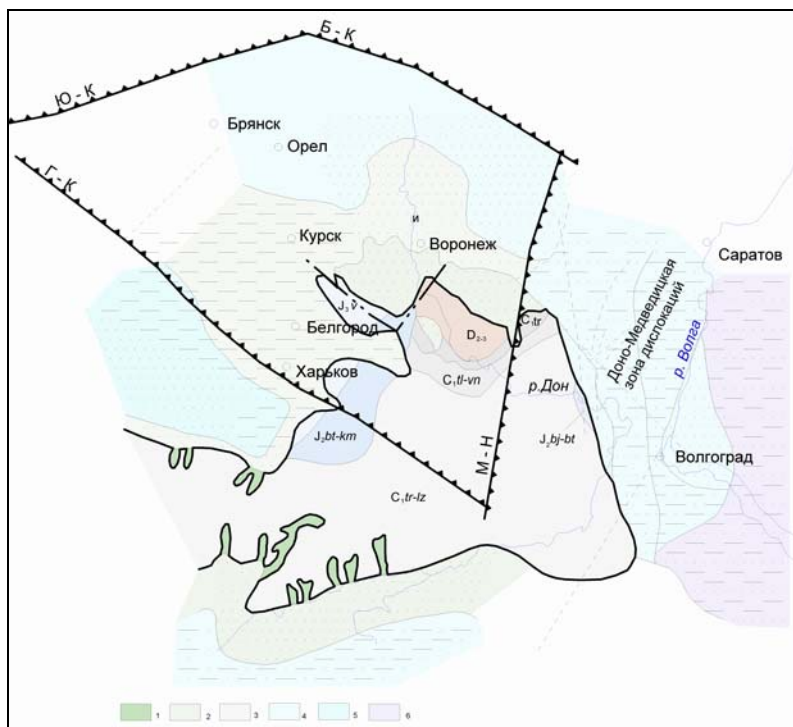


Рис. 5.35. Литолого-палеогеографическая карта аптского времени, контуры и геологическая карта области предальбского размыва. По [12, 13, 192 и др.]. Равнины аллювиальные (1); аллювиально-дельтовые (2); озерно-аллювиальные (3); озерно-болотные (4); прибрежно-морские в зоне неустойчивого положения береговых линий (5); субаквальные (6). Остальные условные обозначения см. на рис. 5.2.

5.5.3.2. Аптский этап. Аптские отложения в отличие от неокомских представлены *неглауконитовыми* песками, алевроитами и глинами. Исключением является крайний северо-восток (Тамбовская область), где появляются глауконитсодержащие мелководно-морские псаммиты. Аптское время рассматривалось Н.П. Хожайновым [252] как самостоятельный этап VI порядка. К ранней трансгрессивной фазе им отнесены русловые речные и мелководно-морские осадки, в том числе, огнеупорные глины. В регрессивную фазу накапливалась полифациальная толща, сохранившаяся в регионе на изолированных площадях. Распространение аптских отложений приведено на рис. 5.35. Современная площадь отсутствия образований аптского яруса колоссальна. Она занимает значительную часть свода и юго-западного склона антеклизы, Днепровско-Донецкой впадины и Украинского щита до побережья Азовского моря и, в целом, вытянута субширотно. Хорошо выделяется область низких (менее 20 м) мощностей, в центральной части которой аптские породы ныне отсутствуют (рис. 5.36). Изогнутая «галочкой» площадь размыва расположена между Курском-Богучаром-Воронежем (рис. 5.35). Ее наличие, а также общее тяготение фациальных границ к субширотным направлениям являются признаками существенного отличия структурных планов аптского века даже от берриас-готеривского. Контуры области размыва аптских отложений (см. рис. 5.35) консервируются альб-коньякскими образованиями. Интересно, что крупное поднятие преднеоком-аптской поверхности соответствует области максимальных мощностей нижнемеловых толщ. Оно постаптское и, видимо, предальбское.

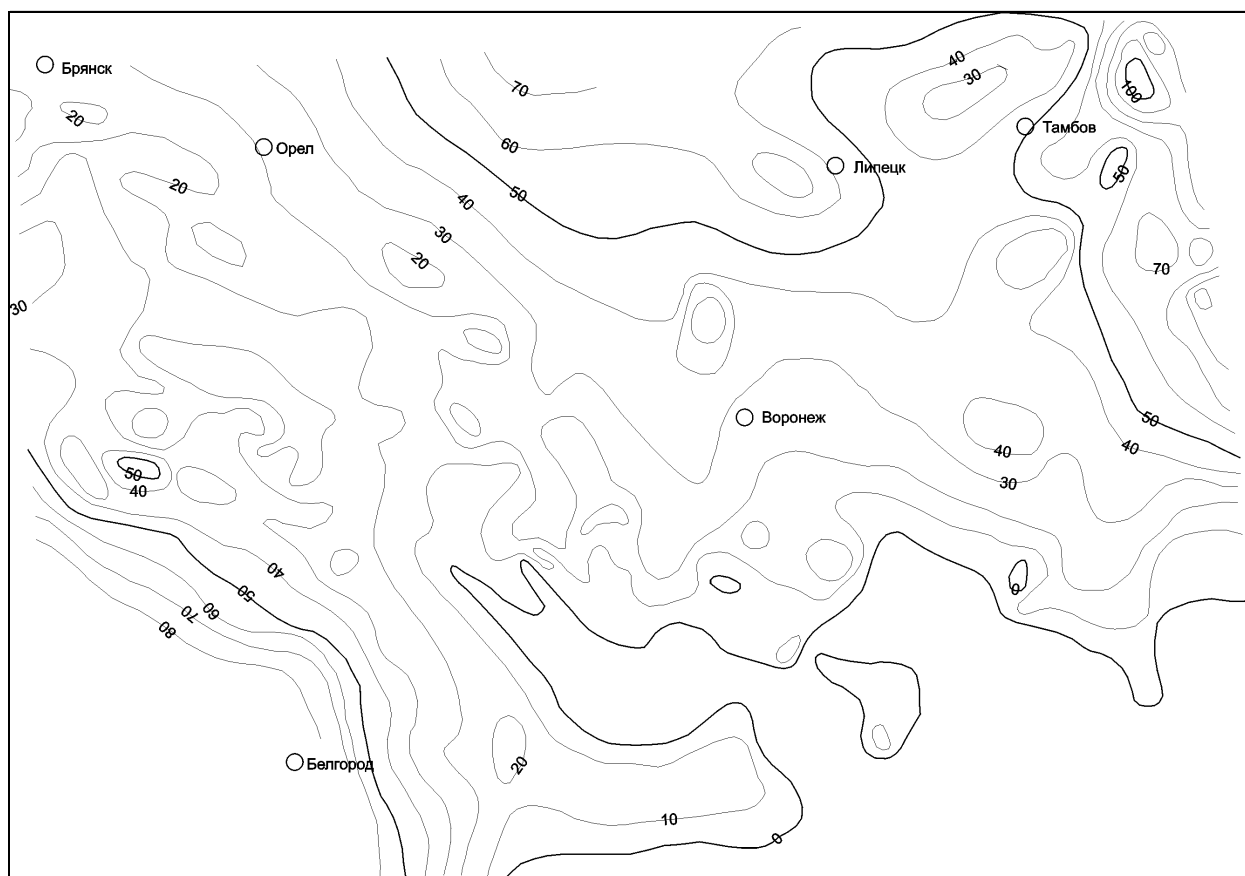


Рис. 5.36. Карта изопачит валанжин-аптских отложений Воронежской антеклизы.

Место аптского этапа в истории тектонической структуры региона обусловлено его рубежным, переходным положением - юрские, беррис-барремские с одной стороны и позднемеловые с другой структурные планы различны. Море в регион в аптский век приходило с севера (рис. 5.37), в отличие от доггера и мальма, трансгрессии которых связывались с эволюцией Тетиса и Днепровско-Донецкой впадины.

5.5.4. Позднемеловой этап

Г.И. Раскатовым с соавторами [171] развитие тектонической структуры в позднемеловую эпоху охарактеризовано по этапам альб-сеноманскому, турон-коньякскому и сантон-кампан-маастрихтскому. Эти авторы отметили, что: 1 – структура альба наследовала нижнемеловые тектонические планы, хотя существуют и исключения – раннемеловое Калачское поднятие в альбе-сеномане погружалось, Воронежско-Борисоглебская впадина поднималась; 2 – в туроне-коньяке региональный наклон

палеомоноклинали стал обратным по сравнению с нижнемеловым; 3 – в предтуронское время произошла активизация тектонических процессов, из-за чего «сурка» (песчанистый мел с гравием и галькой фосфоритов) оказалась залегающей на породах от девонских до сеноманских; 4 – отсутствие верхнемеловых образований в пределах Воронежско-Борисоглебской впадины связано с разрастанием поднятия, намечившегося в сеномане, инверсией в тектоническом развитии этого крупного блока в верхнем мелу и палеогене; 5 – в сантоне–маастрихте сохранялся структурный план турон-коньякского этапа, в том числе «область поднятий в северной части Дон – Донецкого моста...».

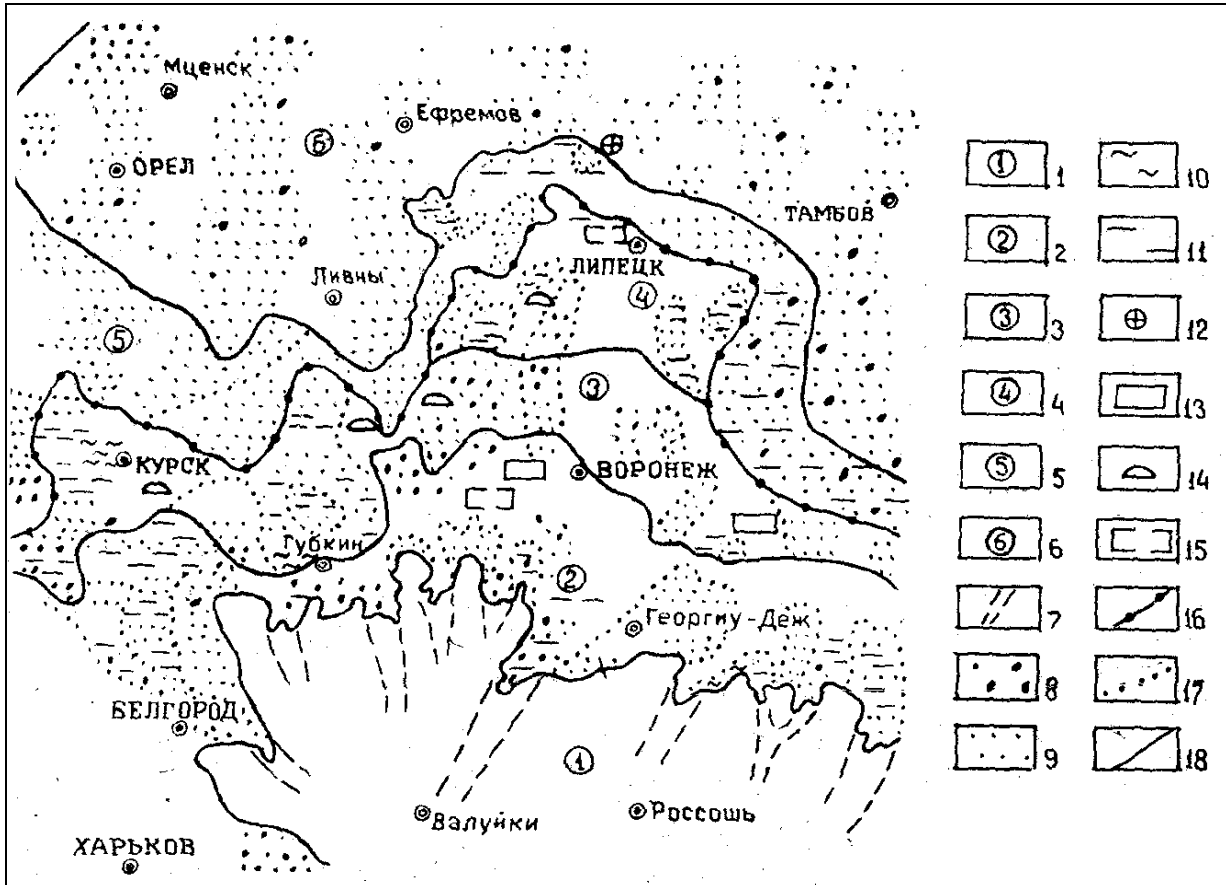


Рис. 5.37. Палеогеоморфологическая карта равнеломовой эпохи на конец времени формирования огнеупорных глин. Составили А.Д. Савко, В.М. Сташков с использованием материалов Н.П. Хожаинова. Морфогенезис рельефа: 1 - эрозионно-денудационная равнина; 2 - верховья аллювиальной равнины; 3 - низовья аллювиальной равнины; 4 - наземная дельта; 5 - авандельта; 6 - аккумулятивная мелководно-морская равнина. Элементы палеорельефа: 7 - предполагаемые речные долины. Состав аккумулятивных образований: 8 - гравий; 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; 18 - границы между морфогенетическими типами рельефа.

Охарактеризуем тектонические события позднемеловой эпохи подробнее.

5.5.4.1. Альб-сеноманский этап. Отложения верхнего апта и нижнего альба в регионе отсутствуют, и среднеальбские отложения обычно залегают на среднеаптских, реже на более древних образованиях. На значительной площади альбские образования размыты (рис. 5.38). На юге территории развиты разнозернистые (от мелко- до крупнозернистых) глауконит-кварцевые пески, на северо-востоке (Тамбовская область) их сменяют более глубоководные глинистые алевриты. Альбское море в регион продвигалось с востока, на юге в ДДВ и на УЩ находилась суша. Поднятия морского дна фиксируют площади развития крупнозернистых песков с галькой фосфоритов. Сеноманские мелкозернистые глауконит-кварцевые пески развиты гораздо шире альбских (рис. 5.39). В верхней части разрезов псаммиты более глинистые, встречаются пласты фосфоритов, иногда сцементированных в фосфатную плиту. На севере поля развития сеноманских образований фосфориты наблюдаются по всему разрезу, образуя до 3-4 пластов, разделенных песками. Небольшие мощности фосфоритов тяготеют к конседиментационным положительным структурам [187]. Во впадинах желваки рассредоточены по всему разрезу. На

значительной части территории базальные пески яруса содержат прослои фосфоритовой гальки, к кровле тяготеет известковистый песчаный материал с фосфоритовыми стяжениями. Верхний сеноман в регионе не встречен [59, с. 175]. Туронские образования залегают на нижнесеноманских породах (рис 5.40). Общие мощности отложений альба и сеномана обычно не превышают 20 м.

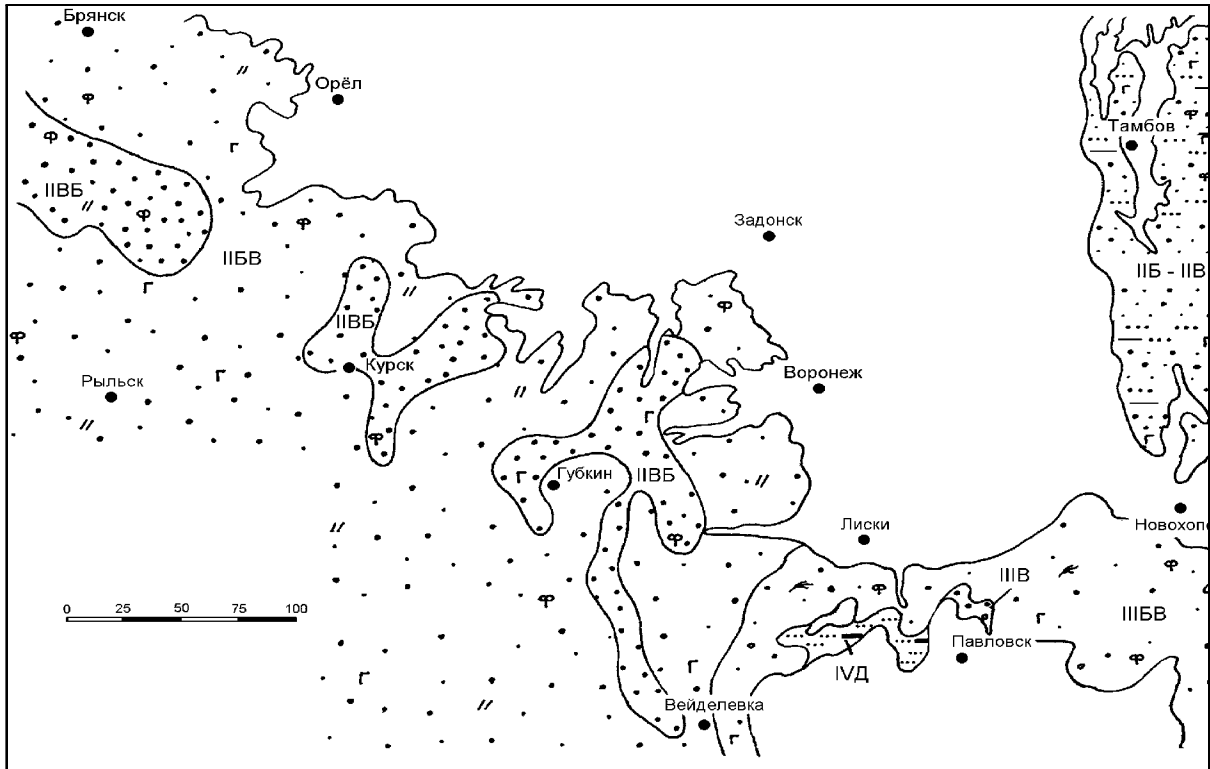


Рис. 5.38. Фациальная карта Воронежской антеклизы. Альбский век. Условные обозначения см. на рис.5.2

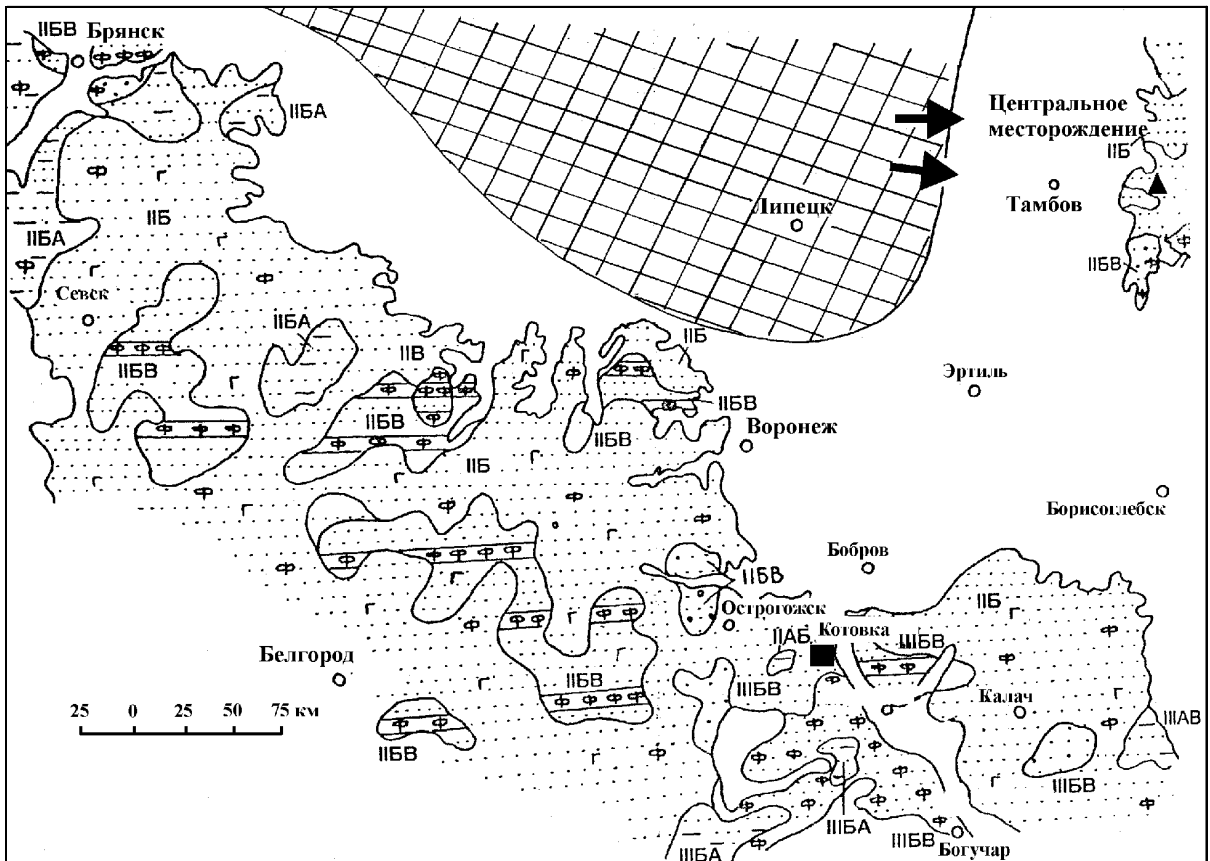


Рис. 5.39. Фациальная карта раннесеноманского времени. Условные обозначения см. рис.5.2.

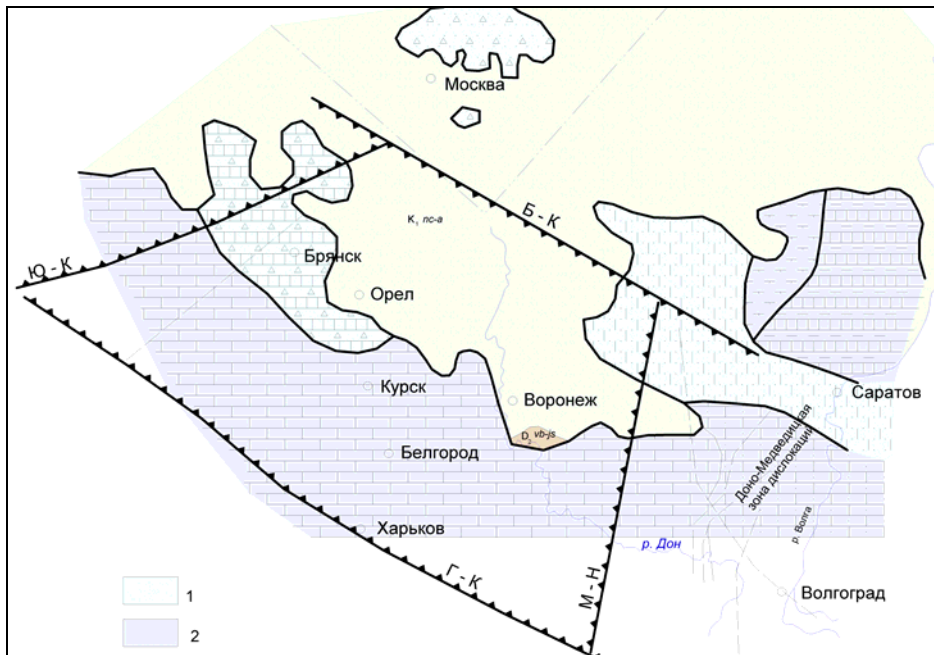


Рис. 5.40. Литолого-палеогеографическая карта турон-коньякского этапа, контуры и геологическая карта области предсантонского размыва. По [12, 13, 192 и др.]. 1- мелководная часть шельфа; 2-относительно глубоководная часть шельфа.

Особенностью сеноманского века в сравнении с альбским была смена направлений трансгрессии с северо-восточного (для альба) на южное. Это вызвано опусканием юга территории и установившейся прямой связью с Мезотетисом. В сеномане произошло опускание юга антеклизы, возникли многочисленные структуры высокого порядка, отраженные в строении разрезов.

5.5.4.2. Турон-коньякский этап. Отложения туронского яруса повсеместно с выраженным несогласием перекрывают нижнесеноманские. Исключением является бассейн р. Черная Калитва, где они перекрывают известняки нижнего карбона. Над «суркой» залегает белый писчий мел. Его песчаная разность накапливалась в зонах взмучивания на глубинах не более 100-150 м [59]. Формирование карбонатных фораминиферо-кокколитофоридовых илов происходило на больших глубинах. Об этом говорят находки зубов глубоководных гигантских скатов в туронском разрезе Павловского карьера, указывающие на значительно большие, чем это принято считать, глубины меловых морей. Мощности туронских пород варьируют от нескольких метров до 60 м. Туронская трансгрессия одна из наиболее масштабных в истории антеклизы, свод которой был областью глубоководного осадконакопления. В южной части ее формировались карбонатные осадки, на северо-западе – кремнисто-глинистые. Глубина моря на юге вероятно достигала нескольких сотен метров. Коньякские породы с размывом залегают на туронских и представлены белым писчим мелом, мелоподобными, кремнеземистыми мергелями. Условия осадконакопления в коньякский век отличались от туронских большей изменчивостью, что свидетельствует о некотором обмелении морского бассейна и определенных регрессивных явлениях [192]. Мощности коньякских пород колеблются от первых м до 70 м. Средние мощности отложений альб-коньякского этапа составляют десятки метров, у г. Суджа отмечен их максимум – 160 м (рис. 5.41). Изопахиты отразили контрастность тектонических движений: восточнее линии г. Валуйки – с. Чернянка и на Суджанской площади перепады мощностей велики, в пределах Белгородско-Курского блока - не столь существенны. Меридиональные структурные элементы развиты широко, диагональные же абсолютно доминируют, что отмечалось и ранее [174]. Последние определяют границы фаций и прослеживаются на значительные расстояния. На КМА преобладают их северо-западные простираения, на востоке антеклизы – северо-восточные. В тектонических условиях, определивших распространение отложений этапа угадывается сходство с визейским структурным планом, обусловившим существование главного поднятия с двойной осью. Несмотря на пространственное несовпадение турон-коньякской и визейской осей поднятий, интересно их подобие и полное несходство с аналогичными элементами девонских и юрских этапов. Осадконакопление в туронский и коньякский века происходило и на площади современной Окско-Донской равнины. Смена петрографического состава турон-коньякских отложений с юга на север там обусловлена климатической зональностью, соединением через проливы северной периферии Мезотетиса с Полярным бассейном. О возрасте и генезисе области отсутствия отложений этапа свидетельствует

сопоставление контуров на картах (рис. 5.40 и 5.43): на отдельных участках турон-коньякских пород нет, но присутствуют отложения сантона-маастрихта. То, что область имеет выраженную двойную ось, столь свойственную всем меловым и каменноугольным постседиментационным сводам тоже служит аргументом в пользу ее постконьякского – досантонского возраста. Турон-коньякский этап занимает то же положение, что и визейский в каменноугольное - время выраженного проявления диагональных тектонических элементов.

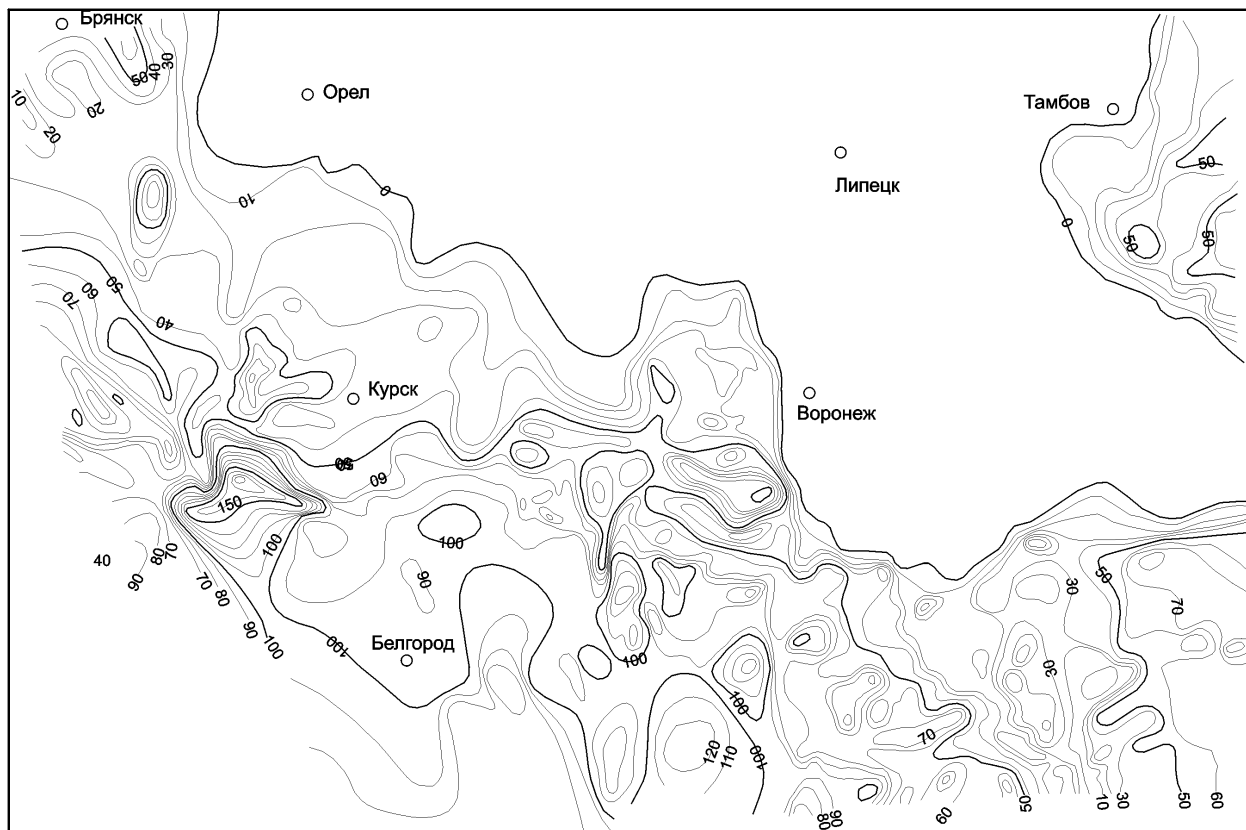


Рис. 5.41. Карта изопакит турон-коньякских отложений Воронежской антеклизы.

5.5.4.3. Сантон-маастрихтский этап. Сантонские отложения подстилаются туронскими, коньякскими, иногда сеноманскими. Размыв в подошве устанавливается всегда, хотя в случае залегания на однотипных коньякских мелах он выделяется только по микрофауне [59. с.188]. На северо-востоке КМА в подошве описывается фосфоритовый галечник, меловая галька («губковый горизонт»). Сантонские образования региона принадлежат нижнему и верхнему подъярусам. Это породы весьма различных петрографических типов (рис. 5.42), но писчие мела и мергели, в т.ч. кремнеземистые, преобладают. Мощности средние – десятки м, максимальные – до 140 м. Глубина морского бассейна в зоне накопления радиоляриевых илов на северо-востоке антеклизы определена в 200-250 м [252]. Кампанский ярус представлен преимущественно мелами и мелоподобными, иногда кремнеземистыми, мергелями. На северо-западе в нижней части разреза отмечены алевролиты и мелкозернистые пески, в т.ч. титан-циркониевые россыпи унечского типа [188]. Г.В. Лаврова [59] считает кампанский бассейн наиболее глубоководным (400 м) из меловых морей. Образования маастрихтского яруса отнесены к нижнему и верхнему подъярусам. Они развиты только на юго-западе региона, где представлены писчими мелами с прослоями мелоподобных мергелей. Кампанское и маастрихтское моря занимали значительно меньшую территорию, чем сантонское. Море покинуло регион только в самом конце маастрихта.

Мощности отложений этапа плавно возрастают на юго-восток от первых десятков метров у г.г. Курска и Россоши до 200 м у г. Белгорода и 400 м у г. Харькова (рис. 5.43). Рисунок изопакит отразил особенности сантон-маастрихтской тектонической структуры этапа, для которой характерны широкие пологие структурные террасы, вытянутые по азимуту СЗ 315°, редкие изометричные локальные поднятия и депрессия. Доминируют диагональные простирания, меридиональные элементы выражены слабо. Все же на участке между городами Белгород-Курск ощутимо влияние древних структурных планов: изопакиты оконтуривают полосы развития железистых кварцитов с простиранием СЗ 340°. Фациальные границы (см. рис. 5.42) на КМА и юге Воронежской области вытянуты по азимуту СЗ 315°, в Поволжье – СВ 30°. Таким образом, в сантон-маастрихтское время сохранилась типичная для поздне меловой эпохи тектоническая

обстановка, приведшая к равному участию в структурном плане обоих диагональных направлений. Главное седиментационное поднятия этапа имело «двойную» ось.

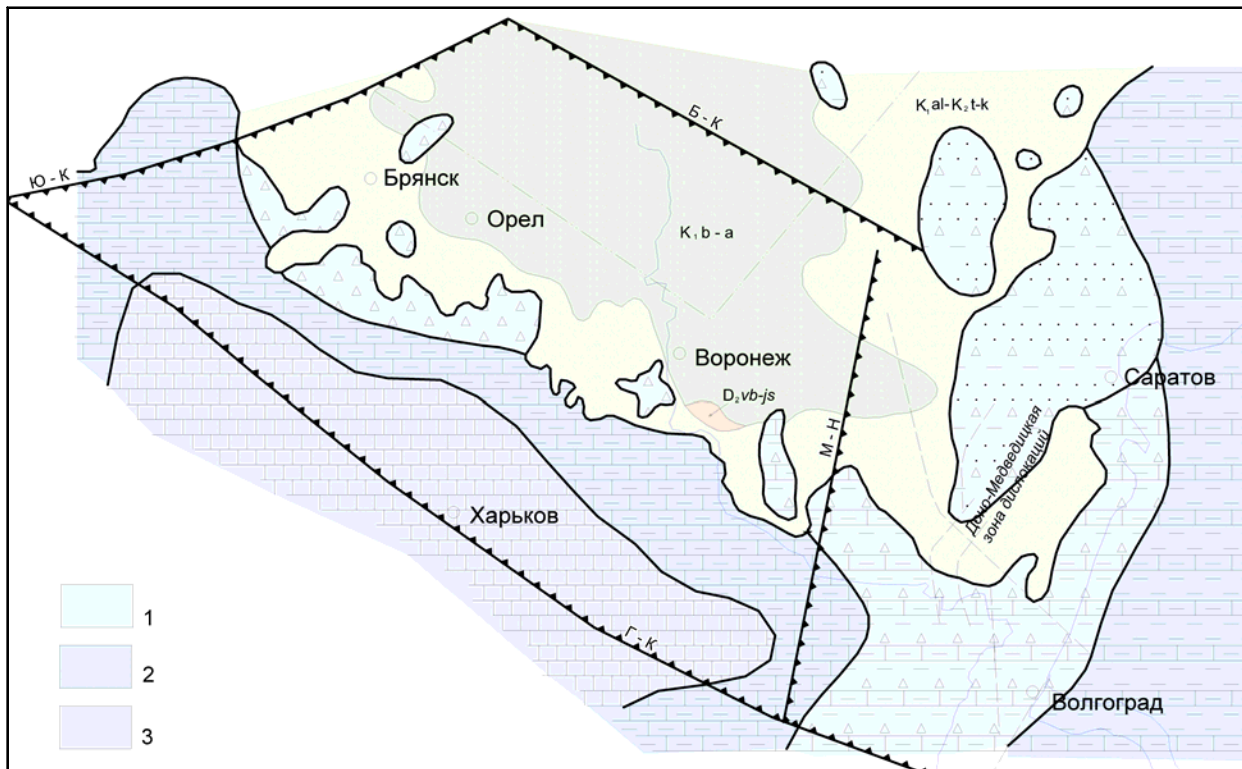


Рис. 5.42. Литолого-палеогеографическая карта сантон-маастрихтского этапа, контуры и геологическая карта области предкайнозойского размыва. С использованием [12, 13, 192 и др.]. 1-мелководная часть, 2-относительно глубоководные части шельфа, 3-эпибатияльная область. Остальные условные обозначения см. рис. 5.2

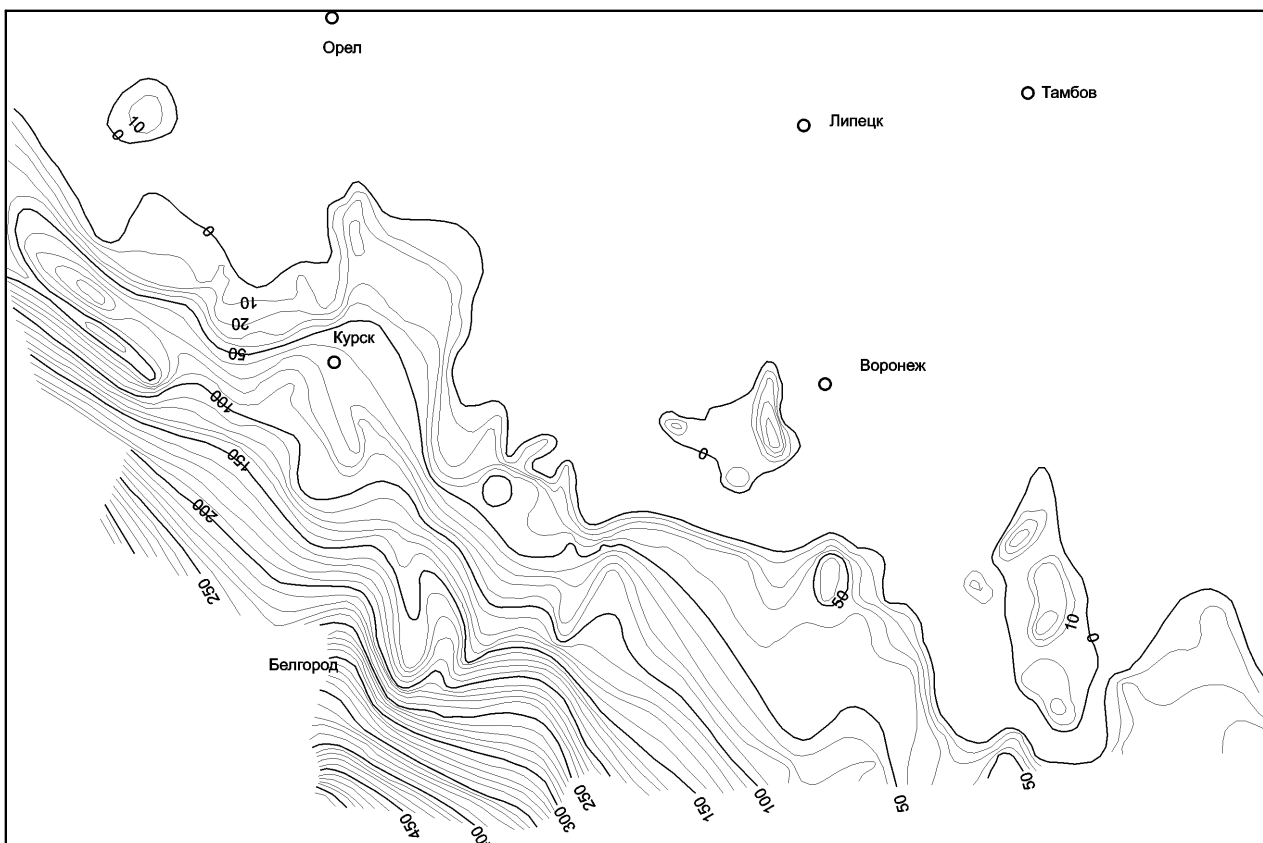


Рис. 5.43. Карта изопохит сантон-маастрихтских отложений Воронежской антеклизы.

5.6. Позднеальпийский (кайнозойский) этап. Палеоген

В большом кайнозойском этапе Воронежской антеклизы, как и в остальных районах Мира, уверенно выделяются оба этапа высокого порядка (цикла, по Г. Штилле) – палеоцен-олигоценый и миоцен-четвертичный. Их основное отличие друг от друга видится в том, что домиоценовые континентальные и морские формации, оказываясь тесно связанными с предыдущими этапами развития региона, никак не участвуют в его нынешнем геоморфологическом облике. Напротив, с самого раннего миоцена начинается совершенно особый этап формирования современного рельефа антеклизы, т.е. этап неотектонический. Ввиду принципиальной важности, своеобразия неотектонического этапа мы посвятили развитию в миоцене и квартере специальную главу 6. Здесь же рассмотрим несколько детальней события, происходившие со времени регрессии последнего мелового моря в конце маастрихта до рубежа олигоцена и миоцена.

Палеогеновый этап многие исследователи справедливо начинают с дания. В частности, так поступил С.В. Тихомиров, начинавший датским веком «верхнеальпийский комплекс-кайнозой (ритм III порядка)» [222, 224 и др.]. Для Воронежской антеклизы объединение дата с раннем палеоценом оправдано: с начала дания и весь ранний палеоцен в регионе не было морского осадконакопления. Некоторые свидетельства происходивших в регионе тектонических процессов сохранились. Заслуживает упоминание первая находка датских магматитов на южном склоне этой структуры в Луганской области [205]. На контакте докембрийского фундамента и отложений турнейского яруса нижнего карбона там встречены кислые и основные эффузивы, датированные 74 млн. лет (K-Ar). Материалов по проявлению немного, но, возможно, здесь был подсечен один из нижних горизонтов трубчатого тела.

Под конгломератами и песками сумского надгоризонта верхнего палеоцена на юго-востоке антеклизы обнаруживают продукты выветривания карбонатных толщ верхнего мела. Глины и псаммиты этого «хоперского горизонта» содержат проявления фосфоритов, бокситов, железных руд. Они подробно описывались А.А. Дубянским [80], им посвятил ряд работ Б.В. Аскоченский и известный специалист по палеогену региона В.П. Семенов [200,201 и др.]. С датско-раннепалеоценовым этапом, обстановками растяжений, существовавшими в его время, связывают определенные перспективы обнаружения высокопродуктивных кимберлитов на юго-востоке региона.

Профессор ВГУ В.П. Семенов детально исследовал тектонические условия палеогенового осадочного процесса [200,201]. Им отмечено, что «наибольшее сходство наблюдается в структурных планах меловых и палеогеновых отложений. Прежде всего, очень близок их общий план, с той лишь разницей, что в отложениях палеогена более четко проявляются флексуобразные уступы». В.П. Семенов выделил ряд валов, сводов, выступов, структурных носов, поднятий и прогибов (рис. 5.44). Характеризуя уступы, он отметил, что они отделены друг от друга относительно пологими террасами, слегка наклоненными на юго-запад, в сторону общего наклона допалеогеновой поверхности. Угол наклона колеблется от $2'$ до $10'$; на самых крутых уступах падение составляет $30'$ - 3^0 . Упомянем и прочие, выделенные В.П. Семеновым, особенности палеогеновой структуры: 1 - амплитуда локальных поднятий, образующих цепочки вдоль уступов, составляет 20-50 м. Более крупные по размерам поднятия разделяются прогибами субмеридионального простирания; 2 – меридиональные уступы фиксируются более крутыми наклонами допалеогеновой поверхности, резкими изменениями фаций, мощностей, полным выпадением отдельных стратиграфических подразделений палеогена по мере приближения к ним; 3 – сложное строение допалеогеновой поверхности «предопределено позднемеловым структурным планом и тектоническим развитием Воронежской антеклизы в течение всего кайнозоя»; 4 – мелководным литофациям отвечают небольшие мощности, глубоководным – значительные; 5 – в раннекиевское время основным источником сноса служил Орловско-Тамбовский свод, поступление обломочного материала происходило и с Щигровско-Кантемировского поперечного поднятия.

Содержание карты (рис. 5.45) подтверждает выводы о преемственности тектонического процесса в палеогене, наследовании основных тенденций развития позднемелового времени. Особенно это заметно для палеоцена, раннего и среднего эоцена, до раннебучакского времени включительно. Именно тогда особенно ярко доминировали оба диагональных структурных направления, типичных для позднемеловой (и каменноугольной) тектонической структуры – СЗ 315^0 и СВ 40^0 . В указанный временной интервал наиболее выражен резкий (под 90^0) перегиб южной границы предполагаемой области сноса (напоминает о двух осях

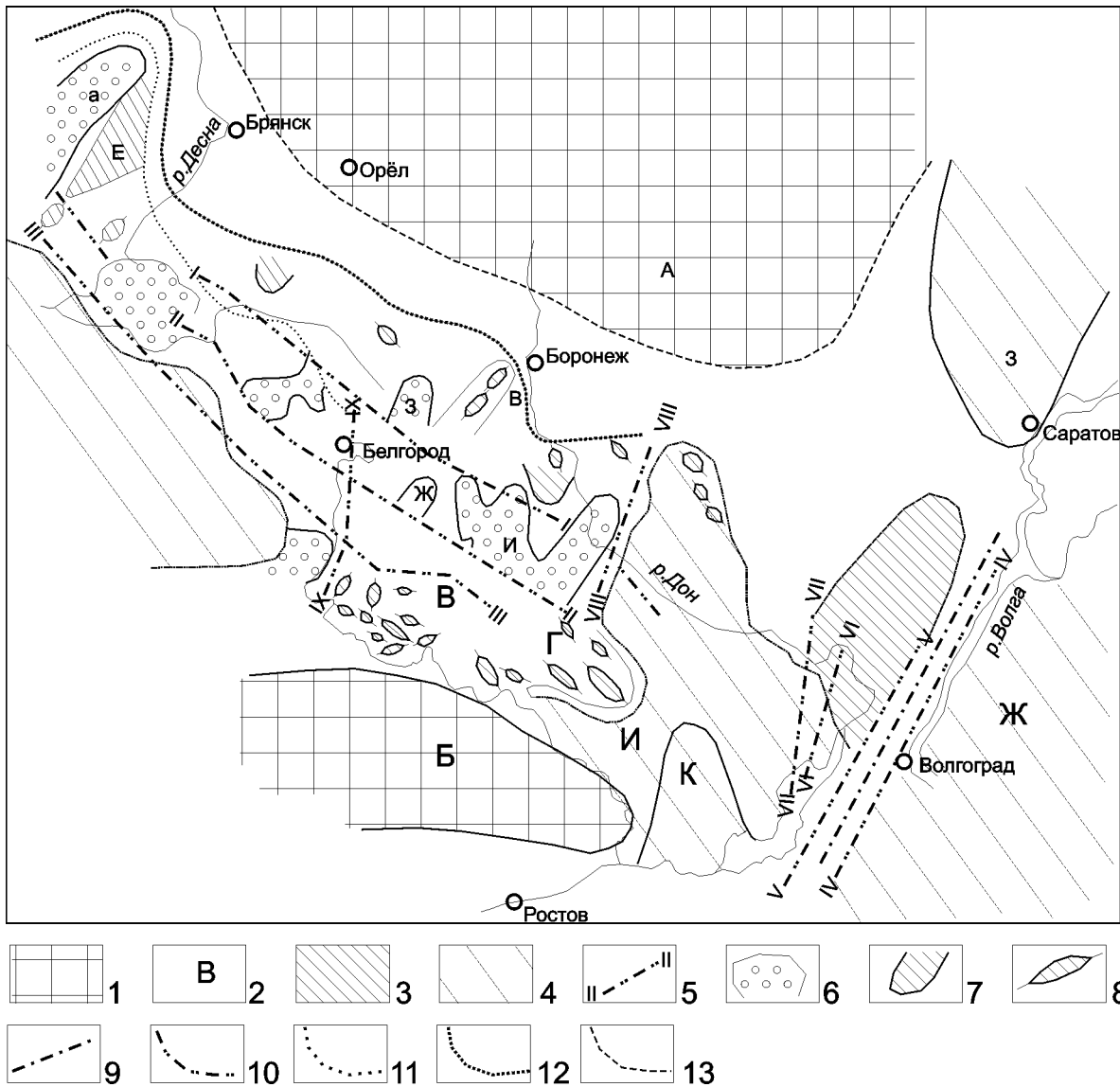


Рис. 5.44. Тектоническая схема для палеогенового структурного подъяруса. По [201]. 1. Своды: Орловско-Тамбовский (А), Донбасский (Б); 2. Щигровско-Воронежско-Кантемировское (допозднеоценовое) поперечное поднятие (В); 3. Вали и выступы: Миллеровско-Каменский (Г), Доно-Медведицкий (Д), Чуровичский (Е); 4. Впадины: Прикаспийская (Ж), Ульяновско-Саратовская (З), Доно-Медведицкая (И), Быстринская (К), Днепровско-Донецкая (Л); 5. Уступы: Обоянско-Богучарский (I), Белгородско-Валуйский (II), Сумско-Купянский (III), Волжский (IV), Донской (V), Лискинский (VI), Клетский (VII), Воробьевско-Богучарский (VIII), Гостищевско-Волочанский (IX); 6. Прогибы: Рославльско-Гомельский (а), Глуховско-Крупецкий (б), Путивльский (в), Кульбакинский (г), Обоянско-Картамышевский (д), Северо-Харьковский (е), Тишанский (ж), Велико-Михайловский (з), Вейделевский (и), Гнилушанский (к); 7. Структурные носы; 8. Поднятия; 9 - 12. Границы современного распространения отложений }И-}х (9), }У-}х (10), }Е-}х (11), }Г-}х (12), 13. Предполагаемая северная граница осадконакопления в палеогене.

позднемеловых главных поднятий). Точка перегиба не оставалась на месте, смещалась по мере развития трансгрессии от г. Валуйки (сумское время) до широты г. Воронежа (бучакское время), т.е. на север. С позднебучакского времени (рис. 5.46) описанный структурный план выражен все слабее, хотя его отдельные черты заметны до олигоцен-раннемиоценового (полтавского) времени включительно. Близмеридиональные структурные элементы проявились и, весьма существенно, в позднем палеогене (см. рис. 5.45). Они являлись границами фаций, разделяли участки шельфа с разными глубинами моря. Лишь в полтавское время они оказались подавленными: для позднеолигоценовой-раннемиоценовой структуры характерно доминирование границ фаций с ориентировкой СЗ 315⁰. Наиболее древними отложениями палеогена являются верхнепалеоценовые сумской серии (конгломераты, пески, алевриты, опоковидные глины), развитые на крайнем юго-востоке и участками на юго-западе КМА. Выделяются трансгрессивная и регрессивная части позднепалеоценового циклита. Каневский циклит в подошве содержит переотложенные фосфориты и катуны глин, свидетельствующие о размыве сумских образований. Максимум трансгрессии приходится на середину раннекиевского времени [201]. Позднеканевское время, когда накапливались

мелкозернистые глауконит-содержащие пески, а также алевриты с прослоями глин и песков, представляет фазу стабильного стояния моря, которое затем регрессировало. Бучакская трансгрессия захватила несколько большую площадь, чем каневская, особенно на юго-востоке. В южной части Воронежско-Щигровско-Кантемировского поднятия породы одноименной свиты залегают не только на каневских, но и на верхнемеловых образованиях. Бучакский циклит делится на трансгрессивную и регрессивную части и отражает этап VII порядка, по [221]. Разнофациальные отложения киевской свиты [192] перекрывают как породы среднего эоцена, так и писчий мел. Они представлены глауконитсодержащими глинами, песками, алевритами, реже мергелями, прослоями спонголитов. Киевское время отмечено максимальным для палеогена развитием трансгрессии. В.К. Бартенев [22] установил особые глубины раннекиевского моря по высокой дисперсности киевских глин, присутствию мергелей и цеолитов. В позднекиевское время началась регрессия с появлением в составе пород высокозрелого материала [23]. Верхняя часть киевской свиты («тишкинская свита», по [201]), содержит мелкозернистые глинистые пески, алевриты, алевритовые глины, а также спонголиты, радиоляриевые глины.

В позднем эоцене, раннем и первой половине позднего олигоцена в регионе отлагались преимущественно песчаные толщи харьковского надгоризонта. Мощности отложений колеблются от первых м на севере до 43 м в южных районах антеклизы. Петрографические характеристики и распределение мощностей позволяют установить тектонические условия харьковского осадконакопления. В центральных районах КМА мелкозернистые пески, слагающие либо весь разрез, либо его верхнюю часть, содержат высокое количество фракции +0,25 мм, очень немного глауконита и глинистой примеси. Мощности харьковского надгоризонта здесь понижены. Все это дало основание В.К. Бартеневу [23] предположить существование нескольких локальных конседиментационных поднятий. Юго-западной г. Белгорода этим же исследователем выделена обширная впадина харьковского времени, выполненная глинистыми опоковидными алевритами. Обломки радиолярий, диатомей, спикулы губок в породах занимают до трети объема. Подобные образования известны и на юго-востоке региона, но там они в большей степени размыты на неотектоническом этапе. Харьковский морской бассейн представлял фациальную зону с глубинами до 100 м [22, 23, 59]. Он был несколько меньшим по площади чем киевский, заметно менее глубоководным, т.е. явно формировался в обстановке развивающейся регрессии. Представления о пульсационном характере морского осадконакопления в харьковское время связано с определением стратиграфического положения пасековской свиты – пачки бурых углей известного Пасековского месторождения на юге Воронежской области. Если стать на старую точку зрения В.П. Семенова [59, с.225, 226], отнесшего пасековскую свиту к самым верхам «харьковских слоев», процесс регрессии был плавным и одноактным. Современные стратиграфические схемы, однако, помещают буроугольную пачку в середину «харьковского надгоризонта» [116], где она фиксирует раннеолигоценовый внутриформационный перерыв в осадочном процессе. В этом случае частных этапов осадконакопления в харьковское время оказывается два: ранний обуховский (поздний эоцен) и кантемировский (верхи раннего олигоцена).

Тектоническое развитие Воронежской антеклизы в палеогеновый этап завершают события времени накопления отложений полтавского надгоризонта (верхи олигоцена-нижняя часть миоцена). Это преимущественно песчаные толщи мощностью 6-43 м. В.П. Семенов [59, с.227] указывает интервал 10-60 м, но он включал в состав полтавского разреза кантемировскую свиту, ныне закрепленную за харьковским надгоризонтом. Самые полные разрезы полтавского надгоризонта известны на юге антеклизы, где существовала мелководно-морская зона, а в рельефе дна выделялись многочисленные впадины и поднятия [22,23]. Для нас интересно то, что полтавские отложения залегают не только на харьковских, но и со значительным размывом на киевских глинах (Белгород-Прохоровка-Губкин-Старый Оскол). По В.К. Бартеневу, здесь было обширное поднятие морского дна. Этот и другие факты предполтавского размыва говорят об определенной самостоятельности полтавского этапа, который, тем не менее, продолжил общую регрессивную тенденцию развития морского бассейна позднего эоцена-олигоцена. Так как полтавское море было существенно мелководней харьковского, фация мелководно-морских глин и глауконитовых песков оказалась смещенной к югу – они встречаются на небольших участках близ зон разрывов, естественных юго-западных границ антеклизы.

Подводя итоги эволюции тектонической структуры Воронежской антеклизы в палеогеновый этап, нельзя не отметить сложный многопорядковый пульсационный характер развития морской трансгрессии, максимум которой пришелся на раннекиевское время. Велика роль Воронежско-Щигровско-Кантемировского поднятия в распределении фаций, конфигурации береговой линии. Перекрытое раннекиевским морем поднятие оказывалось естественной границей поля развития глубоководных фаций. Подобную же роль играл Рыльско-Обоянский выступ, перед которым располагалась зона накопления псаммитов.

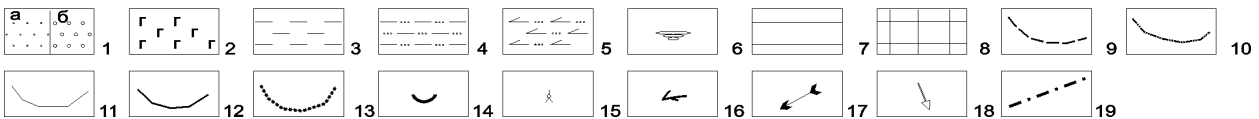
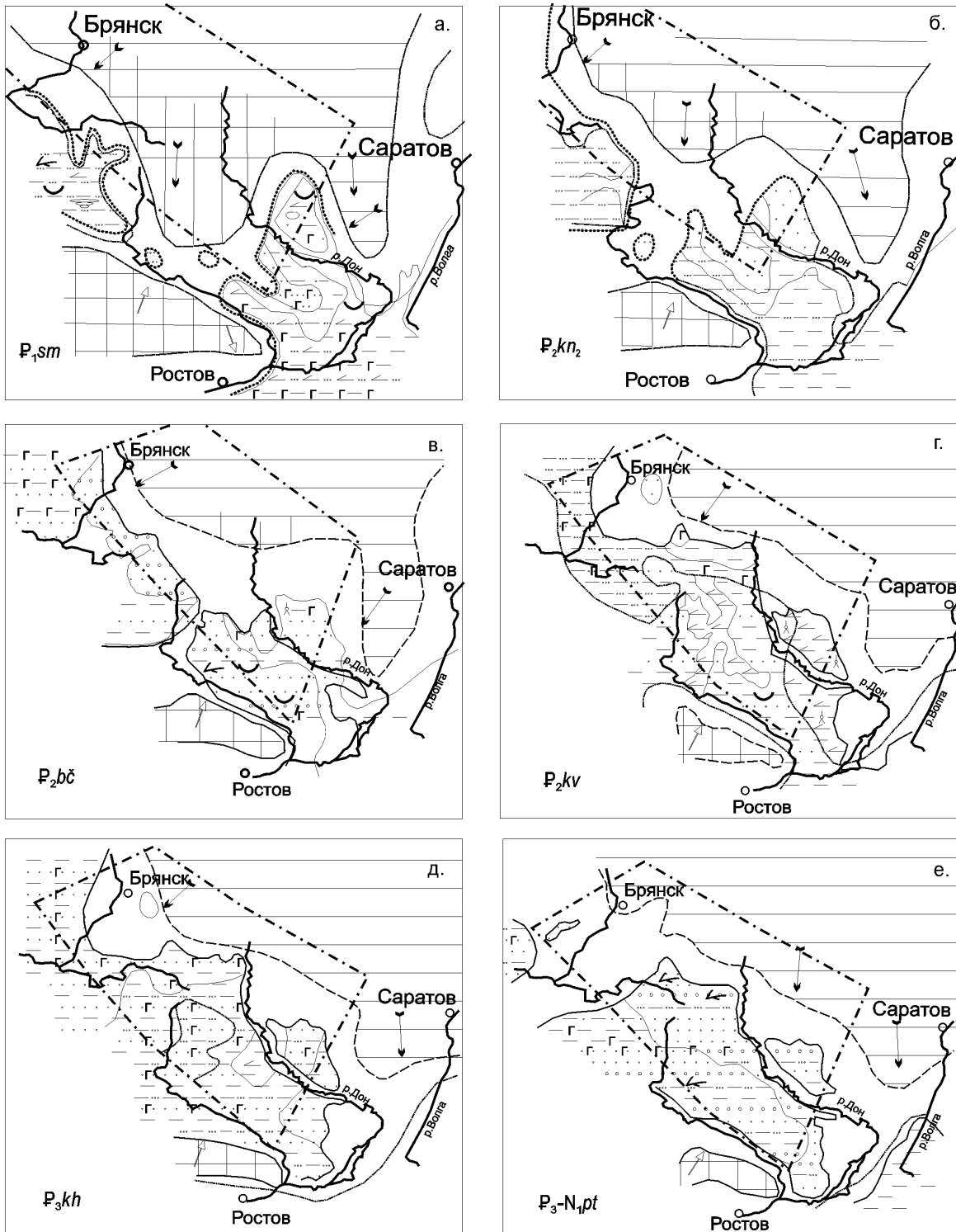


Рис. 5.45. Развитие палеогеновой морской трансгрессии, по [201]. Тектоно-седиментационные этапы: поздне сумской (а), поздне каневский (б), бучакский (в), киевский (г), харьковский (д), полтавский (е). 1 - пески мелкозернистые (а), крупнозернистые (б); 2 - глауконититы; 3 - глины; 4 - алевролиты; 5 - опоки; 6 - породы с кокколитофоридами; 7-8 - области размыва на субстрате терригенных (7) и карбонатных (8) пород; 9 - линия берега; 10 - граница мелкой и глубокой зон шельфа; 11-13 - границы петрографических разностей (11), размывов неогенчетвертичных (12), древних (13) пород; 14 - моллюски; 15 - радиолярии; 16 - флора; 17-18 - направления сноса главные (17) и второстепенные (18); 19 - глубинные разломы, естественные границы Воронежской антеклизы.

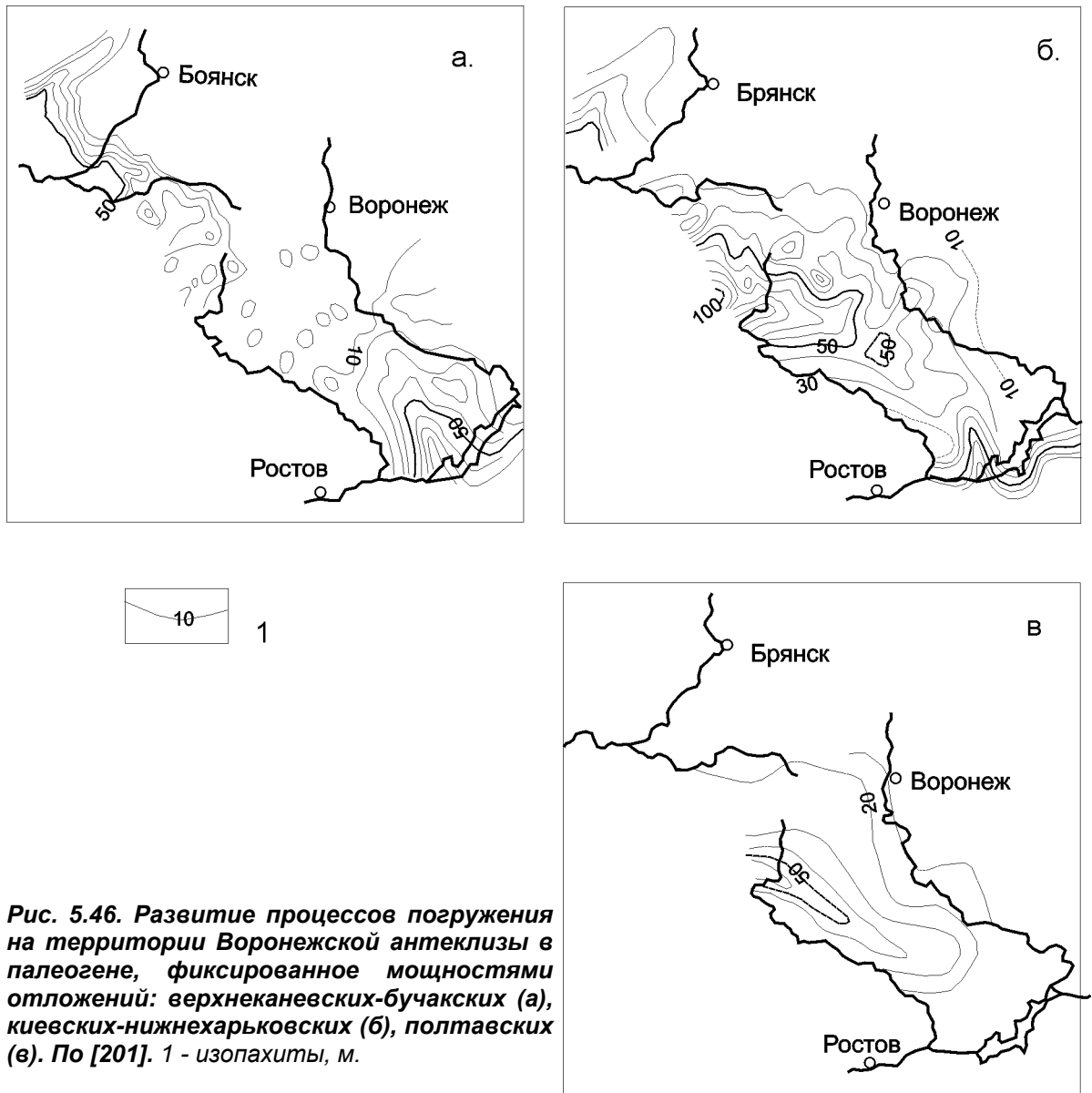


Рис. 5.46. Развитие процессов погружения на территории Воронежской антеклизы в палеогене, фиксированное мощностями отложений: верхнеканевских-бучакских (а), киевских-нижнехарьковских (б), полтавских (в). По [201]. 1 - изопахиты, м.

5.7. Выводы

Начиная с раннего архея и раннего протерозоя территория Воронежской антеклизы прошла сложный путь развития, сущностью которого было *возникновение, обособление* единого блока фундамента, отвечающего герцинской структуре. Разгадку многим особенностям развития Воронежской антеклизы можно найти в среднепротерозойской истории региона, когда мегаблоки КМА и Хоперский оказались спаянными мощной вспышкой гранитизации (2,1-2,2 млрд. лет назад). Именно тогда будущая антеклиза «получила» сверхмощный «гранитный» слой –30-32 км, по Н.С. Афанасьеву, - более мощный, чем на Украинском щите (20-25 км), Белорусской антеклизе (18-19 км), Волго-Уральской антеклизе (10-15 км и менее). Возникшая площадь со столь необычным глубинным строением не могла вскоре не обособиться от соседних площадей протоплатформы. Это и произошло в интервале 2,0-1,8 млрд лет назад, с последовательным внедрением по возникающим естественным границам габбро-долеритов смородинского и новогольского комплексов.

Прочие особенности развития Воронежской антеклизы в неогее: *предрасположенность к преимущественно высокому положению* в перерывы осадконакопления, *единство тектонических событий, режимов с соседними отрицательными структурами* (синхронность, однотипность тектонических движений), *периодичность в возникновении сходных структурных планов*, установленных путем изучения контуров и генезиса областей постседиментационных размывов (девонские структурные планы подобны юрским, каменноугольные - меловым).

Получены аргументы в пользу того, что область поднятия, указанная, например, на карте фаций морсовских отложений эйфельского яруса, сформировалась в ближайший же перерыв – в предмосоловское время. Это же видно и из фактов перекрытия границ размывов (отсутствия отложений), скажем, петинско-ливенского этапа ближайшими по возрасту задонскими-киселево-никольскими образованиями (к юго-востоку от г. Воронежа). Полного совпадения областей постседиментационного размыва и современного отсутствия отложений этапа не происходило, но отмеченные случаи «консервирования» хотя бы небольших фрагментов границ, анализ фаций позволяет положение таких размывов определить.

Площади постседиментационных поднятий в фанерозое менялись, но сходные конфигурации периодически повторялись. Конфигурация и облик этих площадей (замкнутые, незамкнутые, одна или две оси) обусловлены особенностями соответствующих структурных планов, возрождением или угасанием древних тектонических элементов (раннего, позднего архея – северо-восточных; раннего протерозоя – субмеридиональных и т.д.). По этим признакам, следовательно, можно оценить длительность существования таких планов. В самом деле, все ранне-позднедевонские области постседиментационных поднятий, различаясь в деталях, имеют много общего, на такие же каменноугольные области они не похожи. Аналогичные наблюдения можно сделать и при сравнении постседиментационных поднятий доггера и мальма, отличных от меловых. Такие особенности областей постседиментационных поднятий позволили выделить в составе традиционно рассматриваемых этапов тектонического развития (герцинского, киммерийского, раннеальпийского, позднеальпийского, которым можно присвоить ранг этапов I порядка) подразделения более высокого ранга – этапы постоянства структуры II порядка. Для ранне-позднедевонского этапа II порядка характерна одна ось области поднятия с простираем 310-320⁰, аналогичные поднятия каменноугольного-раннепермского этапа II порядка имеют две оси, с простираем 310⁰ и 30-40⁰ и т.д. Этапы постоянства структуры II порядка разделены на более дробные подразделения, этапы III порядка (по ним и велось описание эволюции тектонической структуры). Этапы III порядка представляют собой временные интервалы, области сводовых поднятий которых имели одинаковые конфигурацию и облик, но различались внутренним строением, доминированием различных по ориентировке структурных элементов.

Проведенный анализ областей разрыва выявил еще одну важную закономерность развития антеклизы в фанерозое: *погружаясь вместе с соседними отрицательными структурами юга платформы на сравнимые амплитуды в этапы осадконакопления, во временные интервалы, отвечающие перерывам, ее свод стремительно и мощно всплывал, инициируя срезание основной массы только что накопившихся осадков.*

ГЛАВА 6. НЕОТЕКТОНИЧЕСКИЙ ЭТАП. НЕОГЕН-НЫНЕ.

6.1. О начале неотектонического этапа

Послеполтавский миоцен открывает совершенно новую страницу в геологической истории Воронежской антеклизы - с его начала идет отсчет времени формирования современного рельефа региона. Принципиальное отличие нового - неотектонического - временного интервала от всех более ранних заключается в том, что впервые формируются поверхности, участвующие в строении наблюдаемой ныне дневной поверхности, в то время как все более ранние неизменно погребены. Ранний миоцен, нижняя граница которого по современным данным отодвинута с канонических 20 млн. лет к рубежу 23 млн. лет назад [116], таким образом, оказывается перенасыщенным важнейшими и разнородными событиями, включает в себе крупнейший тектонический репер, рубеж между донеотектоническим и неотектоническим этапами. Донеотектонический крупный этап завершила регрессия полтавского (и вообще палеогенового-раннемиоценового) моря в конце бурдигальского века (отвечает сакараулу Черноморско-Каспийского региона). Неотектонический этап начинается формирование мощной поверхности выравнивания, отложения которой сохранились на водоразделах с а.о. от 190-200 м и выше. М.Н. Грищенко [69] впервые описал образования “шапкинской толщи” у с. Шапкино на водоразделе р.р. Нежеголи и Волчьей, притоков Северского Донца. Там кирпично-красные, сизые мраморовидные глины общей мощностью 2,4 м залежали над полтавскими пестроцветными псаммитами. Этот автор наблюдал подобные же образования на КМА к югу от линии Алексеевка-Борисовка, южнее и западней Рыльска, у г. Льгова и с. Репьевка. В 2001 г. мы тоже обнаружили и исследовали толщи аналогичных красноцветных псаммитов мощностью около 7 м на высоком водоразделе у с. Кудияровка-2 в Измалковском районе Липецкой области. Это были продукты длительной химической переработки аптских песков, лишь кое-где сохранившие «целики» первоначального материала. Часть местных “шапкинских” кор оказалась повышенно золотиносной, а в одной пробе содержался небольшой алмаз [194].

Легенда [116] относит описываемые образования к красноярской свите нижнего-среднего миоцена, т.е. сакараулу-нижнему сармату. Г.В. Холмовой и Б.В. Глушков [63] сопоставляют образования шапкинской коры выветривания с аллювием древнейшей из неогеновых “глинновской толщи”. Стратотип ее вскрыт у с. Глинное Новооскольского района на водоразделе с а.о. 226 м.

6.2. Геологическое развитие в миоцене

Геологическое развитие в миоцене становится понятней, благодаря работам Московской КГРЭ на Окско-Донской равнине (Ю.И. Иосифова, Е.Н. Ананова, В.Ф. Тарасевич), продолжившим изучение толщ (рис. 6.1, табл. 6.1.), впервые описанных П.А. Никитиным, М.Н. Грищенко, А.А. Дубянским, Г.Ф. Мирчинком, Д.Н. Коненковым. В самое последнее время вышла монография Г.В. Холмова и Б.В. Глушкова [253], обобщившая представления о соотношении геологических тел неогена и квартера Среднерусской возвышенности (рис. 6.2). Новые наблюдения и аналитические материалы по неогену, полученные специалистами региона, настолько существенны и принципиальны, что позволяют считать характеризующий раздел стратиграфии одним из наиболее динамично развивающихся. И при этом темпами, за которыми не всегда поспевает Легенда [116]. К основным стратиграфическим достижениям последних лет относится выделение нижней части разреза горелкинской свиты среднего сармата в самостоятельную байчуровскую свиту. Последняя, по результатам датирования содержащегося в разрезах вещества тефры трековым методом (20 млн. лет, материалы, Ю.И. Иосифовой, аналитик И.С. Чумаков), причислена к нижнему миоцену (региорусы сакараул и коцахур). Конечно, упомянутые материалы - ввиду больших последствий, к которым ведет их принятие, стоило бы подтвердить независимыми лабораториями. Они меняют представления об однофазности миоценовой морской трансгрессии на Окско-Донской равнине, которую традиционно считали среднесарматской. Теперь приходится принимать во внимание и вероятность еще более раннего прихода морских вод в сакарауле-коцахуре, или, по западноевропейской схеме, в бурдигальский век, т.е. в конце полтавского времени. Вывод здесь один: полтавская толща, отложения которой накопились на КМА в конце палеогенового этапа развития, имеет на Тамбовской равнине своим аналогом как раз байчуровскую свиту. Но если на КМА полтавские толщи слагают верхние части высоких водоразделов, то в пределах нынешней Окско-Донской равнины их аналоги можно встретить только в глубоких врезках. Раннемиоценовая (бурдигальская; сакараула-коцахура; байчуровская) ингрессия на Тамбовской равнине была кратковременной, судя по тому, что мощность сохранившихся отложений байчуровской свиты не превышает 3 м. По всем признакам, это было явление предшествующего палеогенового-раннемиоценового этапа. В настоящем разделе она рассматривается лишь в связи с несомненной дискуссионностью новых материалов. Г.В.

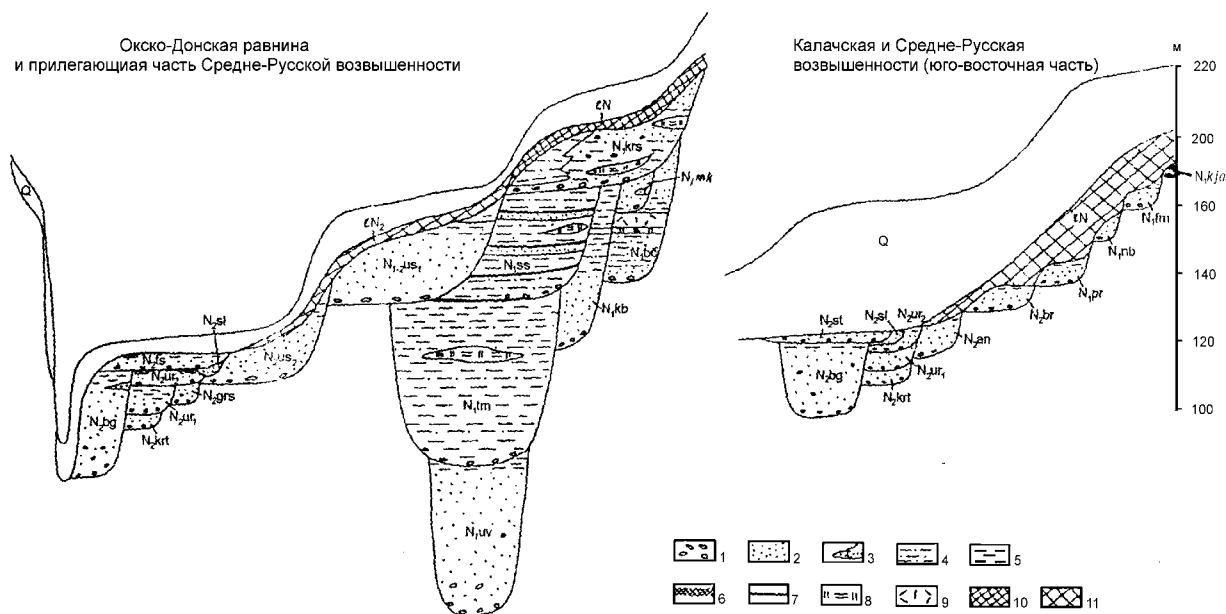


Рис. 6.1. Схема строения неогеновых отложений Воронежской антеклизы. По Ю.И. Иосифовой [92-94, 116] с уточнениями Г.В. Холмового и Б.В. Глушкова. 1 - галька и гравий; 2 - пески; 3 - линзы песчаника; 4 - алевриты; 5 - глины; 6 - лигниты; 7 - почвы погребенные; 8 - диатомиты; 9 - пеплы вулканические кислые (только в байчуровской свите N1); 10 - глины ярко-красные элювиальные; 11 - глины красные элювиальные. Индексы на схеме: N1bc - байчуровская свита (сакараул-коцахур); N1kb - каменнобродская свита (чокрак); N1(uv) - уваровская свита ламкинской серии (нижний сармат); N1tk - макашевская свита горелкинской серии (средний сармат); N1krs - карайская свита горелкинской серии (средний сармат); N1ft - фоменковская свита (средний сармат); N1nb - новобогородицкая свита (средний сармат); N1-2us1 - нижнеусманская подсерия (понтский региоарус); N2pr - перешибинская свита (верхний понт); N2us2 - верхнеусманская подсерия (нижний киммерий); N2br - березкинская свита (нижний киммерий); N2ap - антиповская свита (нижний киммерий); N2grs - герасимовская свита (верхний киммерий); N2sl - селявновский горизонт (средний акчагыл); N2bg - белогорская свита (средний-верхний акчагыл); N2ts - тихосоновская свита (верхний акчагыл); eN, eN2 - неогеновые и плиоценовые элювиальные шлейфы.

Холмовой обращает внимание на значительную разность высот между кровлей красноярской (шапкинской) свиты на водоразделах Среднерусской возвышенности (190-200 м и выше) и подошвой (а равно и кровлей) байчуровской свиты Окско-Донской равнины (112-115 м). На наш взгляд, эта величина является результирующим значением послеполтавского (послебайчуровского) погружения днища нынешней равнины, а точнее - миоценового опускания северо-восточного склона антеклизы, по отношению к Среднерусской возвышенности, ее миоценового свода. Подлинные амплитуды дифференцированных ранне-среднемиоценовых (догорелкинских) тектонических движений много большие. Вспомним в связи с этим рекордный для миоцена предуваровский (чокракский региоарус, подошва горизонта +17 м) и предкаменнобродский (тоже чокрак, +90 м) врезы (см. рис. 6.1). Этих величин оказалось недостаточно для канализирования морской ингрессии с юга вглубь Тамбовской равнины, и оба вреза выполнены только континентальными отложениями. Максимум морской трансгрессии здесь справедливо, как и на всем юге Русской платформы, связывают со средним сарматом - временем накопления псаммитов горелкинской серии, ее макашевской и карайской свит (см. табл. 6.1). Таким образом, соотношение геологических тел, указанное на рис. 6.1, 6.2 и в табл. 6.1 позволяет существенно уточнить представления об истории геологического развития региона в миоценовый (постполтавский-постбайчуровский) этап, по сравнению с ранними работами [93, с. 233-239]. Последовательность событий такова: 1- формирование поверхности выравнивания на субстрате отложений, в т.ч. полтавской свиты (включая ее верхи аквитанского-бурдигальского ярусов нижнего миоцена), с конца коцахура-тархана по ранний сармат. В сакарауле-коцахуре первые свидетельства существования долины палео-Дона на нынешней Тамбовской равнине (байчуровская ингрессия, в отличие от полтавской трансгрессии явно шла по речной долине). Вот как описывали ее положение: «Колоссальная

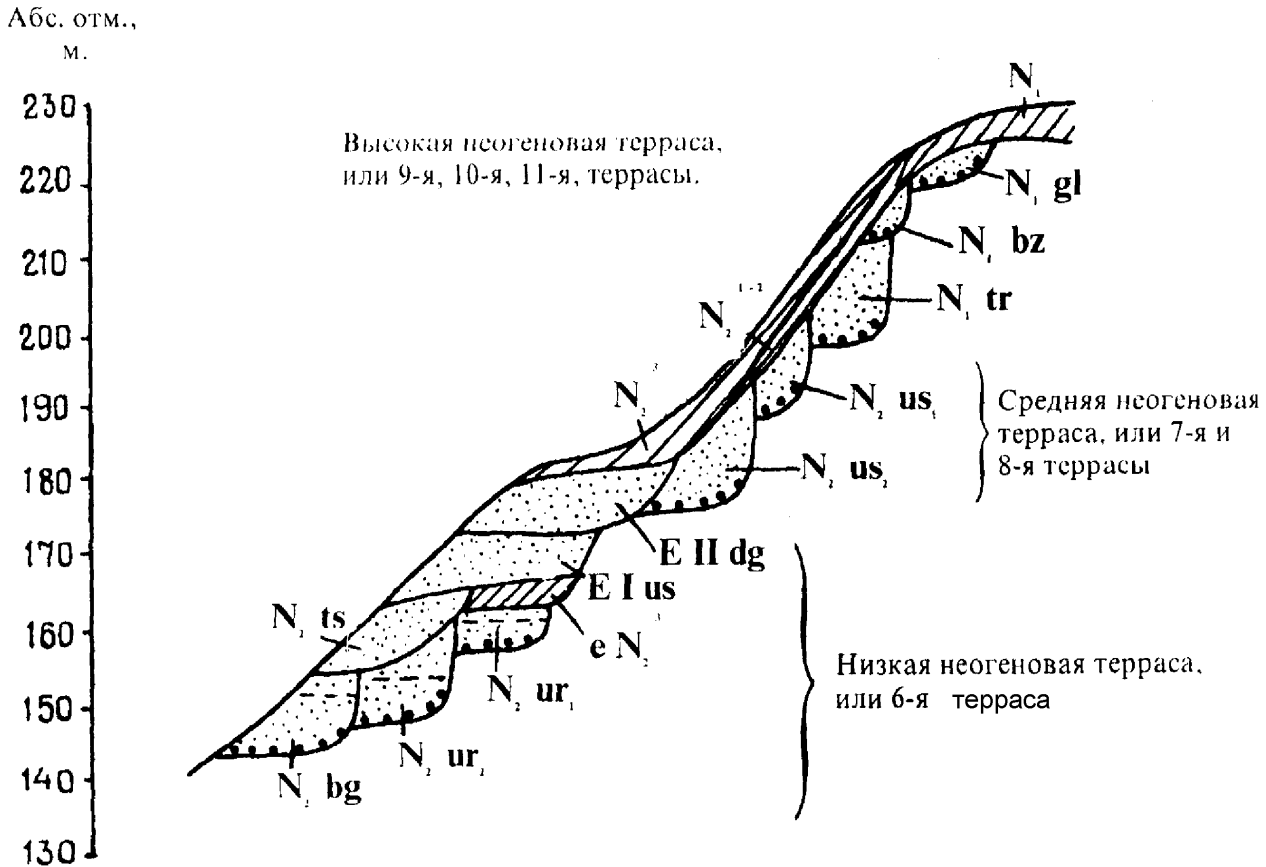


Рис. 6.2. Современное положение геологических тел неогена в бассейне р. Оскол. По Г.В. Холмовому, Б.В. Глушкову [253]. Индексами на схеме обозначены: *E II dg* - аллювий дивногорской свиты эоплейстоцена; *E I us* - аллювий успенской свиты эоплейстоцена; *N₂1-2,3* - плиоценовые делювиальные шлейфы; *N₂ts* - потуданская серия плиоцена, тихососновская толща; *N₂bg* - потуданская серия плиоцена, белогорская свита; *N₂ur1,2* - потуданская серия плиоцена, урывская свита, нижняя и верхняя подсвиты; *eN₂* - элювиальные толщи плиоцена; *N₂us1-2* - усманская серия плиоцена, верхняя и нижняя свиты; *N₁* - элювиальные отложения миоцена; *N₁bz* - безгинская свита миоцена; *N₁gl* - глиновская свита миоцена (сопоставляется с красноярской [116] и шапкинской, по [69]).

долина ... палео-Дона начиналась северней современной Оки, пересекала ее, по-видимому, в районе с. Тырново, протягивалась вдоль восточного края всей Окско-Донской равнины и у г. Поворино уходила за ее пределы, на территорию Хоперско-Бузулукской равнины»; 2 - дифференцированные тектонические движения среднего миоцена (до горелкинского времени среднего сармата), формирование, заполнение континентальными осадками врезов каменнобродского (чокрак), максимального уваровского (караган), тамбовского (конка), сосновского (ранний сармат); 3 - формирование вреза в раннесарматское время, в обстановке общей морской регрессии (Ю.А. Иосифова говорит о формировании «каньона»); 4 - ингрессия среднесарматского моря (рис. 6.3.а) по вновь сформированному врезу в горелкинское время. При этом в пределах лагуны отлагались морские пески (карайская свита), а вне лагуны - аллювиальные псаммиты (макашевская свита), но - единой горелкинской серии. Интересно, что разрезы «горелкинского» морского сармата оказались совмещенными (пространственно совпавшими) с тефроносными более ранними морскими отложениями байчуровской свиты сакараула, аналога полтавского надгоризонта. В этом можно увидеть глубокую унаследованность путей морских ингрессий на Окско-Донской равнине, предопределенную особенностями ее тектонического строения и рельефа. Таким образом, горелкинское время отвечает трансгрессивной фазе миоценового (послеполтавского) этапа; 5 - регрессивной фазе соответствует накопление темных глин и песков мощностью до 40 м старинкинских слоев мзотиса. В свое время эти самые молодые слои миоцена были выявлены Ю.А. Иосифовой в долине р. Польной Воронеж у г. Мичуринска, где залегают во врезе, днище которого достигает подошвы ламкинской серии. К сожалению, ныне старинкинские слои исключены из легенды [116] на том основании, что, возможно, являются аналогом горелкинской серии.

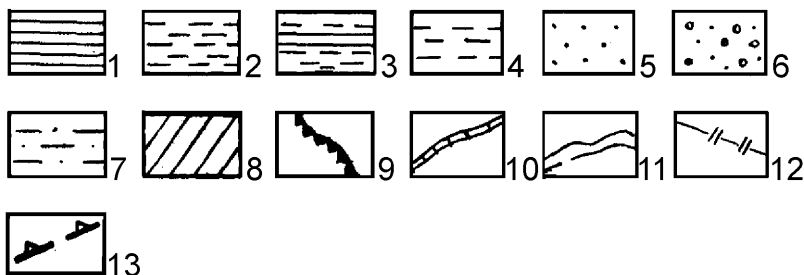


А



Б

Рис. 6.3. Палеографическая карта территории Воронежской антеклизы для сарматского века (6.3,А) и плиоцена (6.3,Б). По [92,93]. 1 - морские отложения; 2 - аллювиально-озерные отложения; 3 - аллювиально-озерные отложения, переходящие в морские осадки; 4-7 - аллювиальные, пролювиальные, озерные отложения: 4 - глины; 5 - пески; 6 - пески, переходящие в глины; 7 - галечники; 8 - область размыва отложений сармата; 9 - граница области размыва отложений сармата; 10 - контуры кинельской палео-Волги; 11 - водораздел между среднеплиоценовыми долинами палео-Волги и палео-Дона; 12 - ось главного поднятия; 13 - глубинные разломы, естественные границы Воронежской антеклизы.



6.3. Геологическое развитие в плиоценовом этапе

Плиоцен региона, впервые выделенный П.А. Никитиным в 1920-е г.г., изучался большими коллективами ученых Воронежского университета (Г.В. Холмовой, Б.В. Глушков, Г.А. Анциферова и др.), Московской КГРЭ (Р.В. Красенков, Ю.И. Иосифова и др.), Воронежского ТИСИЗа (Ю.Ф. Дурнев). Обобщающие

материалы изложены в статьях и монографиях М.Н. Грищенко, П.И. Дорофеева, В.В. Писаревой, В.Г. Шпуль и др. [44, 63, 67-71, 92-93, 99, 109, 110, 116, 168-174, 253-255 и др.]. Особое значение имели комплексные работы 1970-1980 г.г., посвященные поиску наиболее обоснованных вариантов границы плиоцена и квартера. Ныне нижним рубежом плиоцена большинством признается репер 5,3 млн. лет назад, верхним, рубеж с эоплейстоценом – 1,8 млн. лет назад [116, Г.В. Холмовой]. Сложность строения плиоценовых толщ (рис. 6.4.-6.6), неясность их соотношения друг с другом на различных участках Воронежской антеклизы не позволяют пока в деталях восстановить геологическое развитие в плиоцене в пределах всего

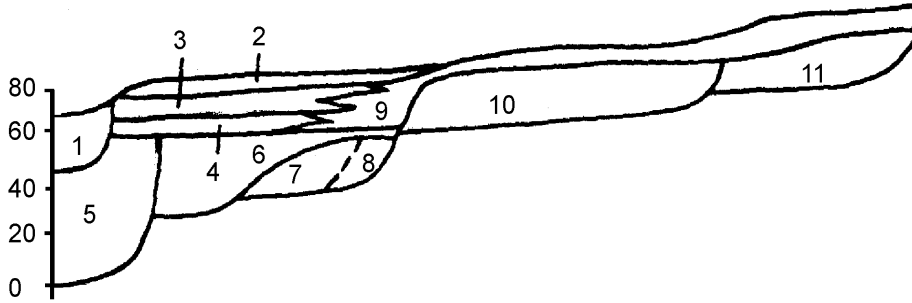


Рис. 6.4. Схема строения плиоценовых отложений бассейна верхнего Дона. По Г.В. Холмовому, Р.В. Красенкову, Ю.И. Иосифовой. Кривоборская серия: 1 - петропавловская свита; 2 - верхнегорянская подсвита; 3 - среднегорянская подсвита; 4 - нижнегорянская подсвита; 5 - белогорская свита; 6 - верхнеурывская подсвита; 7 - нижнеурывская подсвита; 8 - коротоякские слои; 9 - красноцветы; 10-11 - усманская серия.

подсвита; 7 - нижнеурывская подсвита; 8 - коротоякские слои; 9 - красноцветы; 10-11 - усманская серия.

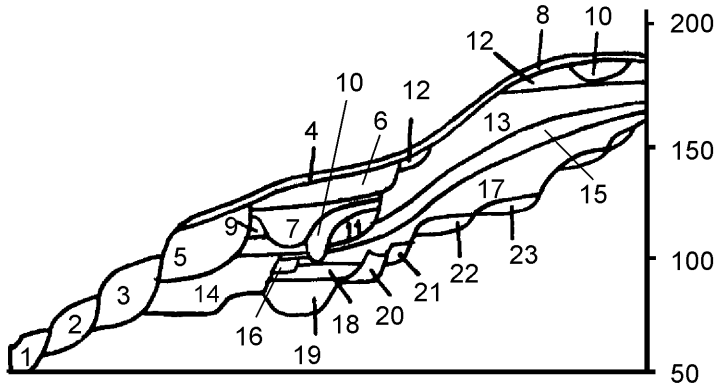


Рис. 6.5. Схема строения неогеновых и четвертичных отложений Среднерусской и Калачской возвышенностей. По [110]. 1-2 - аллювий I (1) и II (2) надпойменных террас; 3 - верхне-среднечетвертичные покровные образования; 4-5 - аллювий III надпойменной террасы; 6 - днепровский аллювий IV надпойменной террасы; 7 - лихвинский аллювий; 8 - субаэральные отложения плейстоцена; 9 - окский аллювий; 10 - мучкапские (польнолапинские) озерные и аллювиальные отложения; 11 - донской аллювий; 12 - донской флювиогляциал; 13 - донская морена; 14-15 - аллювий (14) и покровные отложения (15) южноворонежской серии; 16-23 - свиты неогена: петропавловская (16), неогеновые красно-бурые ("скифские") суглинки и глины (17), горянская (апшерон, 18), белогорская (акчагыл, 19), урывская (акчагыл, 20), антиповская (киммерий, 21), березкинская (средний плиоцен, 22), перешибинская (нижний плиоцен?, 23), новобогородицкая (миоцен, 24), фоменковская (миоцен, 25).

виогляциал; 13 - донская морена; 14-15 - аллювий (14) и покровные отложения (15) южноворонежской серии; 16-23 - свиты неогена: петропавловская (16), неогеновые красно-бурые ("скифские") суглинки и глины (17), горянская (апшерон, 18), белогорская (акчагыл, 19), урывская (акчагыл, 20), антиповская (киммерий, 21), березкинская (средний плиоцен, 22), перешибинская (нижний плиоцен?, 23), новобогородицкая (миоцен, 24), фоменковская (миоцен, 25).

региона. Несомненно, оно было весьма дифференцированным: выделяются площади поднятий (верхнее, среднее течения Северского Донца, Белогорье, большая часть Калачской возвышенности) и опусканий (Окско-Донская равнина, левобережье р. Дон, долина р. Оскол). На картах (см. рис. 6.6, б), составленных Г.В. Холмовым, Р.В. Красенковым, Ю.И. Иосифовой, указаны границы полей развития литолого-генетических комплексов плиоцена. Большинство границ вытянуты в субмеридиональном направлении. Тенденция геологического процесса в плиоцене заключалась в нарастании дифференцированности тектонических движений. Территория антеклизы постепенно приобретала современный геоморфологический облик. Так, если усманская палеодолина р. Дон имела ширину 130 км [253], то более поздняя кривоборская – только 15-55 км (намного ближе к современным параметрам донской долины). Отмечены [174] следующие закономерности в изменении плановых очертаний неоген-четвертичной гидросети: 1. «Плиоценовая гидросеть Среднерусской возвышенности наследует многие элементы миоценовой и является довольно близкой к современному рисунку, что подчеркивает ее обусловленность структурным расчленением Среднерусской антеклизы»; 2. С начала плиоцена усилилось воздымание Среднерусской и Калачской возвышенностей, происходил рост поднятий. Одновременно имело место погружение днищ многих прогибов (Потуданского и др.); 3. «Дифференцированные тектонические движения (положительные на востоке, северо-востоке и отрицательные на западе, юго-западе Окско-Донской впадины), малые уклоны продольного профиля, преобладание боковой эрозии привели к медленной миграции основного русла усманской долины к западу. Основной сток вод, поступающих со Среднерусской антеклизы, в усманское и кривоборское время происходил в восточном направлении...»; 4. Плановая конфигурация гидросети конца среднего плиоцена определялась раз-

рывами субмеридиональной, северо-западной и близширотной ориентировок. В это время заложилась Кривоборский и Масальский прогибы с амплитудами 25-30 м; 5. «В течение всего плиоцена... преобладали колебательные движения с амплитудами 15-20 м, которые... имели сбалансированный характер. В конце плиоцена абсолютные отметки рельефа Окско-Донской равнины... были примерно на 50 м гипсометрически ниже... междуречных пространств Среднерусской возвышенности»; 6. В конце неогена в общих чертах оформились основные неотектонические структуры, но их суммарные амплитуды еще отличались от суммарных амплитуд современных структур; 7. Замирание тектонической активности на границе неогена и четвертичного времени – общая закономерность для всей истории фанерозоя востока антеклизы.

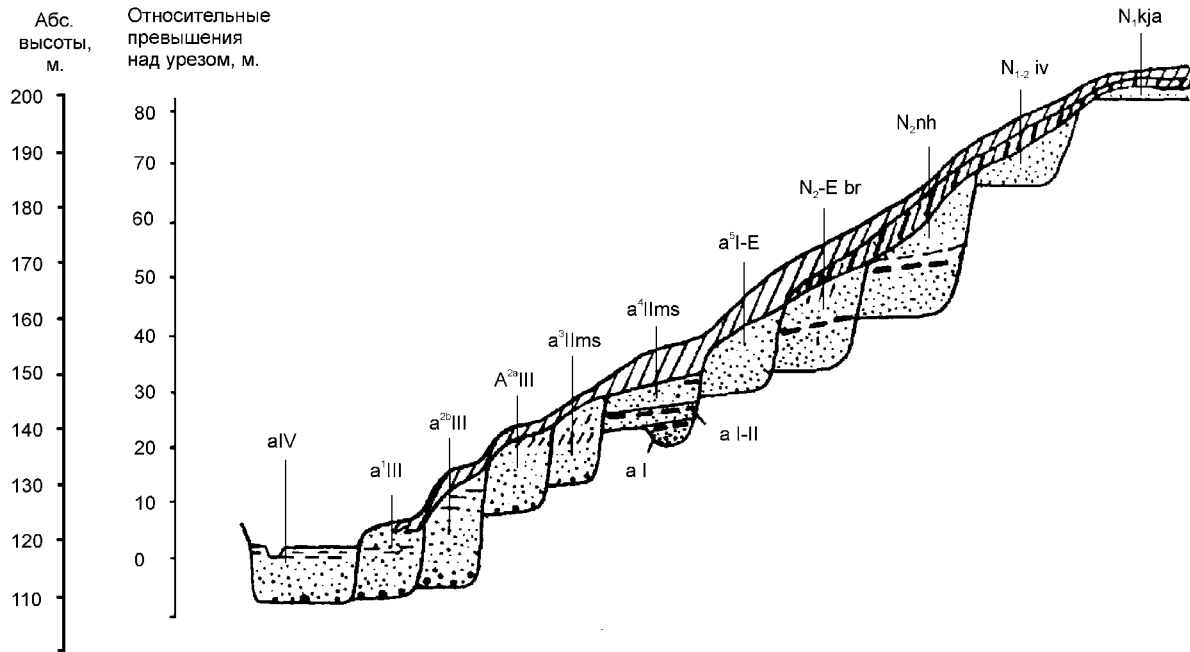


Рис. 6.6. Соотношение геологических тел неогена и кватера в бассейне Северского Донца. По Г.В.Холмовому и Б.В. Глушкову [253]. Индексы, в т.ч.: a3IIIms - московский горизонт среднего плейстоцена, стригуновская толща III надпойменной террасы; a4IIIms - московский горизонт среднего плейстоцена, корочская толща IV надпойменной террасы; a5 I-E - нижний плейстоцен-зоплейстоцен, V терраса; N2-Ebr - бурлуцкая толща (серия) низкой плиоцен-зоплейстоценовой террасы; N2nh - новохарьковская толща (серия) плиоцена; N1-2 iv - иваньковская толща (серия) плиоцена-нижнего миоцена; N1 kja - красояружская свита, кора выветривания и сопряженные с ней отложения.

Обширный новый стратиграфический материал, полученный Московской КГРЭ, Г.В. Холмовым и Б.В. Глушковым [63, 253] в последние годы, согласуется с высказанными ранее [174] закономерностями развития региона в неогене.

Представляет особый интерес продолжающееся формирование в плиоцене крупнейшего поднятия неотектонического этапа региона – Средне-Русской возвышенности. По масштабам это поднятие вполне сопоставимо с герцинской Воронежской антеклизой, и, в рамках естественных границ, является ее аналогом. Ось свода плиоценовой антеклизы находилась несколько западней г. Воронежа и была вытянута субмеридионально.

6.4. Геологическое развитие в четвертичный этап

Нижним рубежом кватера в регионе считается 1,8 млн. лет [116]. Этот непродолжительный по длительности период имеет особое значение, так как его естественные процессы во многом сформировали среду обитания современного человека, окружающие его ландшафты, климатическую зональность и основные черты биоценозов нашего времени. Четвертичные структуры кватера наследовали неогеновые [174], но их тектонические движения отличались меньшей контрастностью. Все же суммарное отставание Окско-Донской равнины от Среднерусской возвышенности («Среднерусской антеклизы», по Г.И. Раскатову), составило 75-125 м: «На Среднерусской возвышенности (в долине Дона выше Хлевно, в долине Быстрой Сосны, Потудани, Тихой Сосны, Черной Калитвы, Валуя и других рек) ложе глубоких лихвинских (ныне мучапских, по Г.В. Холмовому) долин располагается в большинстве случаев выше современного уреза

рек, в то время как на Окско-Донской равнине – ниже, до 20 м, а в Павловско-Мамонском и Масальском прогибах – более 20 м» [174, с. 98,99].

Уникальной особенностью четвертичного периода является череда покровных оледенений; подобных регион не знал с венда. Оставленные ледниками толщи пород, источниками которых являлись далекие северные центры оледенений, во многом повлияли на состав послеледниковых четвертичных отложений, оказали влияние на поисковую (полезные ископаемые эндогенного ряда) ситуацию. Стратиграфическая шкала квартера региона постоянно совершенствуется, благодаря многолетним упорным работам Г.В. Холмоваго, С.М. Шика, Ю.И. Иосифовой, Б.В. Глушкова и других исследователей. Нынешний ее вариант [116] в большой степени отражает наши представления о соотношении геологических толщ (рис. 6.5-6.7), но и он не может быть признан окончательным. И одним из основных направлений в совершенствовании стратиграфических схем видятся в особом внимании к стратотипическим разрезам самых верхних звеньев верхнего неоплейстоцена и голоцена.

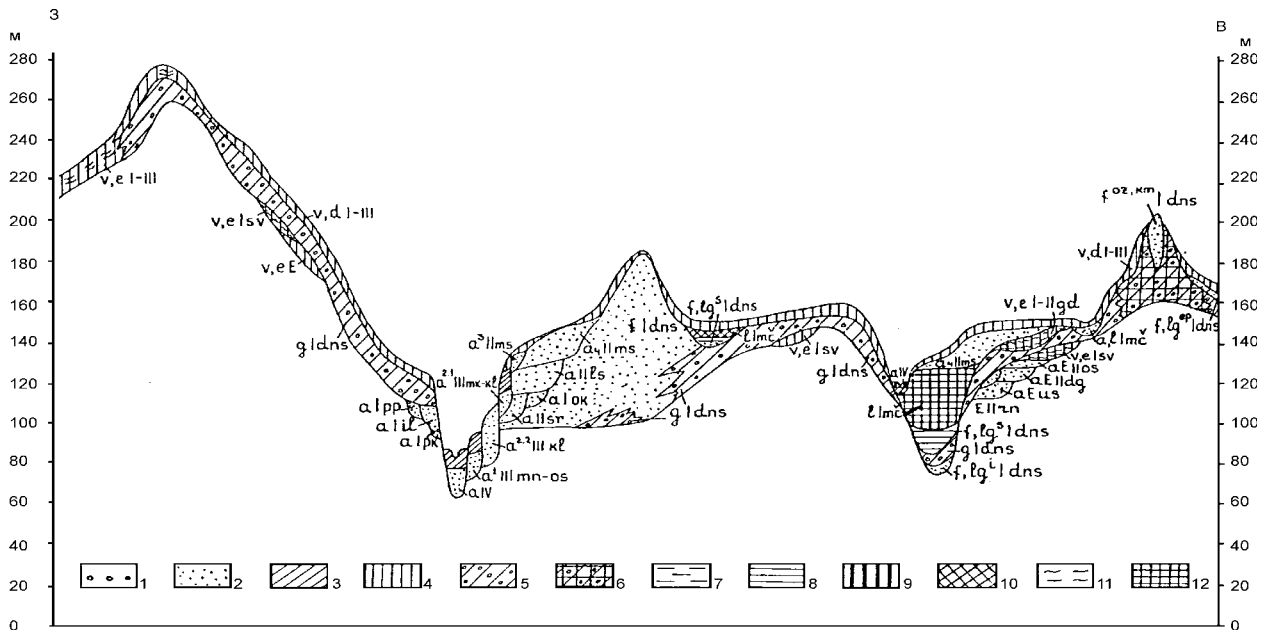


Рис. 6.7. Соотношение геологических тел, сложенных четвертичными отложениями в области донского оледенения Q1ds. По [116, с. 14]. 1 - гравий, галька; 2 - пески; 3 - суглинки; 4 - суглинки лессовидные; 5 - суглинки моренные; 6 - морена напора; 7 - глины; 8 - глины ленточные; 9 - торф; 10 - гиттия (сапропель); 11 - позребенные почвы; 12 - мергели озерные. Индексами обозначены: надпойменные террасы - aIV - современный аллювий; a1-2IIImn-os - аллювий двух уровней I надпойменной террасы - мончаловский и остиковский горизонты верхнего плейстоцена; a2,2IIIkl - аллювий II надпойменной террасы (низкий подклетинский, средний павловский уровни) - калининский горизонт верхнего плейстоцена; a2,1IIImk-kl - аллювий II надпойменной террасы (высокий духовской уровень), микулинский и калининский горизонты верхнего плейстоцена; a3IIms - аллювий III надпойменной (подгоренской) террасы, московский горизонт среднего плейстоцена; a4IIms - аллювий IV надпойменной (кривоборской) террасы, московский горизонт среднего плейстоцена; погребенные послеледниковые аллювиальные свиты: alls - аллювий лискинской свиты среднего плейстоцена; allsr - аллювиальные и озерные отложения стрелицкой свиты среднего плейстоцена; alok - аллювиальные отложения окского горизонта среднего плейстоцена; allms - аллювий, озерные отложения мучкапского горизонта нижнего плейстоцена; ледниковые и связанные с ними отложения: gldns: f, f oz, km, lg, lg3, lg5, lger, lgildns - морена, водноледниковые, озерноледниковые отложения донского горизонта нижнего плейстоцена; доледниковые отложения: v, elsv - савальская песчано-лессовая серия нижнего плейстоцена; alil - аллювий ильинского горизонта нижнего плейстоцена; alrk - аллювий покровского горизонта нижнего плейстоцена; alpr - аллювий петропавловского горизонта нижнего плейстоцена; Ellm - аллювий рановской толщи зоплейстоцена; aEllos - аллювий, пролювий острогожской свиты зоплейстоцена; aElldg - аллювий дивногорской свиты зоплейстоцена; aEus - аллювий успенской свиты зоплейстоцена.

6.4.1. Эоплейстоцен и ранний-средний неоплейстоцен

Эоплейстоцен и плейстоцен принадлежат палеомагнитным эпохам Матуяма и Брюнес соответственно. Первая характеризовалась обратной намагниченностью, вторая – нормальной, свойственной и нашему

времени. Рубеж между палеомагнитными эпохами находится на репере 0,78 млн. лет. Воронежская антеклизы – регион, где исследования этих временных интервалов достигли наибольшего успеха. Все стратотипы подразделений стратиграфической шкалы, касающиеся эоплейстоцена Воронежской серии листов, находятся в бассейне Верхнего Дона (горянская серия и ее хохольская, успенская, дивногорьевская свиты; острогужская свита). В большинстве случаев геологические тела, сложенные преимущественно псаммитами эоплейстоцена, оказываются высоко над урезом воды в р. Дон. В известном Кривоборском разрезе горянские отложения встречены на абсолютных отметках 20-25 м. Однако известны и иные примеры, когда синхронные образования обнаруживают ниже этого уровня (долина Дона у Дивногорья, по Г.В. Холмовому). Так как речь всегда идет об аллювиальных толщах, оставленных Палео-Доном, из этих фактов можно получить представление об амплитудах дифференцированных тектонических движений в начале квартала на Среднерусской возвышенности. Впрочем, рассматривать последние в отрыве от тектонического районирования территории не стоит. Окско-Донская равнина и в ранний этап испытывала общую тенденцию к погружению, отличаясь этим от донского правобережья Среднерусской возвышенности, области дифференцированных движений с тенденцией к воздыманию. В нынешней Тамбовской области мучкапские аллювиальные и озерные отложения нижнего плейстоцена (Окско-Донская равнина) заполнили ледниковые переглубления на обширных площадях. Р.В. Красенковым и др. [110] в районе Польного Лапино (рис. 6.8) установлены две такие депрессии длиной соответственно 30 и 40 км, шириной 10-12 км и 8-14 км с мощностью осадков до 40 м и до 50 м.

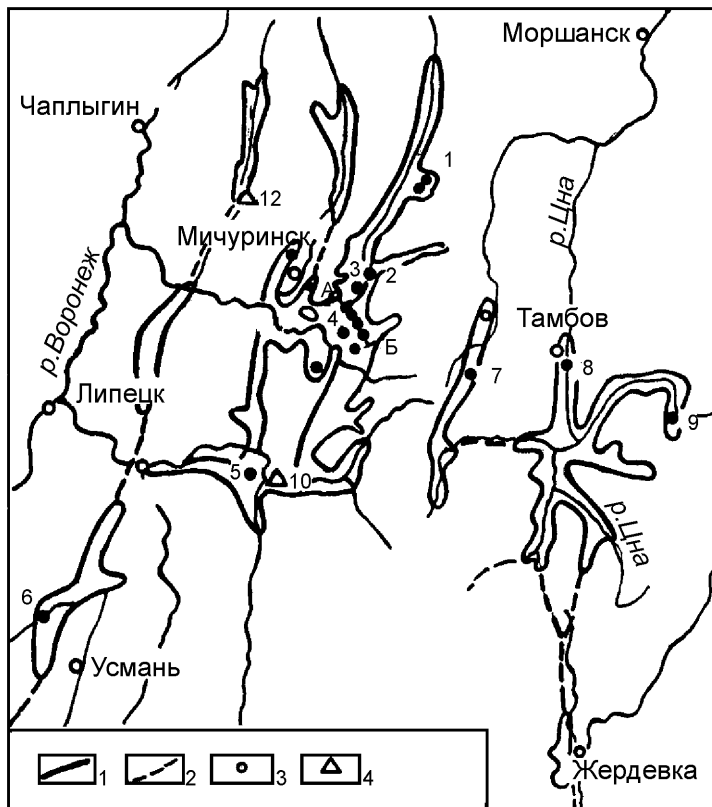


Рис. 6.8. Ортогональная сеть тектонических нарушений раннего плейстоцена, фиксированная узкими протяженными полями развития мучкапских отложений. По [44]. 1 - границы озерных бассейнов; 2 - протоки; 3 - скважины; 4 - места находок фауны млекопитающих. Опорные разрезы: 1 - Вырубово (скв. 319, 320, 321); 2 - Любимовка (скв. 126); 3 - Зап. Старинка (скв. 229); 4 - Польное Лапино (скв. 105, 450, 808); 5 - Лосино (скв. 118); 6 - Никольское (скв. 113); 7 - Незнановские Выселки (скв. 65, 101); 8 - Тамбов (скв. 59н); 9 - В. Спасское (скв. 91, 79); 10 - Яблоновец (скв. 2703); 11 - Жердевка (т. 2553); 12 - Иловайский кордон (т. 10).

Интересен ортогональный структурный план, предопределивший расположение депрессий, редко встречающийся в геологической истории региона.

Окские аллювиальные и озерные пески и глины залегают выше мучкапских. Фаза нисходящих движений времени накопления окских отложений завершилась формированием толщи городского песчано-лессового комплекса [110, 116]. Стрелицкий аллювий этими авторами отнесен к лихвинскому горизонту. Как видно на рис. 6.7, он залегают во врезе в поле распространения окских и донских водноледниковых образований. Эта часть разреза среднего плейстоцена венчает фазу знакопеременных колебательных движений. Начиная с днепровского (московского) времени вновь стал преобладающим тип восходящего развития. В постстрелицкое время [254, 255], сформировались четыре надпойменные террасы р. Дон. Особенностью ранне-среднеплейстоценовой истории Воронежской антеклизы являются мощные покровные донское и днепровское (московское) оледенения (рис. 6.9). Первое длилось в интервале 427-374 тыс. лет назад и охватило большую часть антеклизы. Второе произошло 186-127 тыс. лет назад [116]. Оба имели несомненные и малоизученные для региона тектонические последствия (изостазия, гляциодислокации). Оставленные ледниковые и водноледниковые толщи содержат большое количество дальнепринесенного вещества, что оказало влияние на поисковую стратегию в отношении многих видов полезных ископаемых региона.

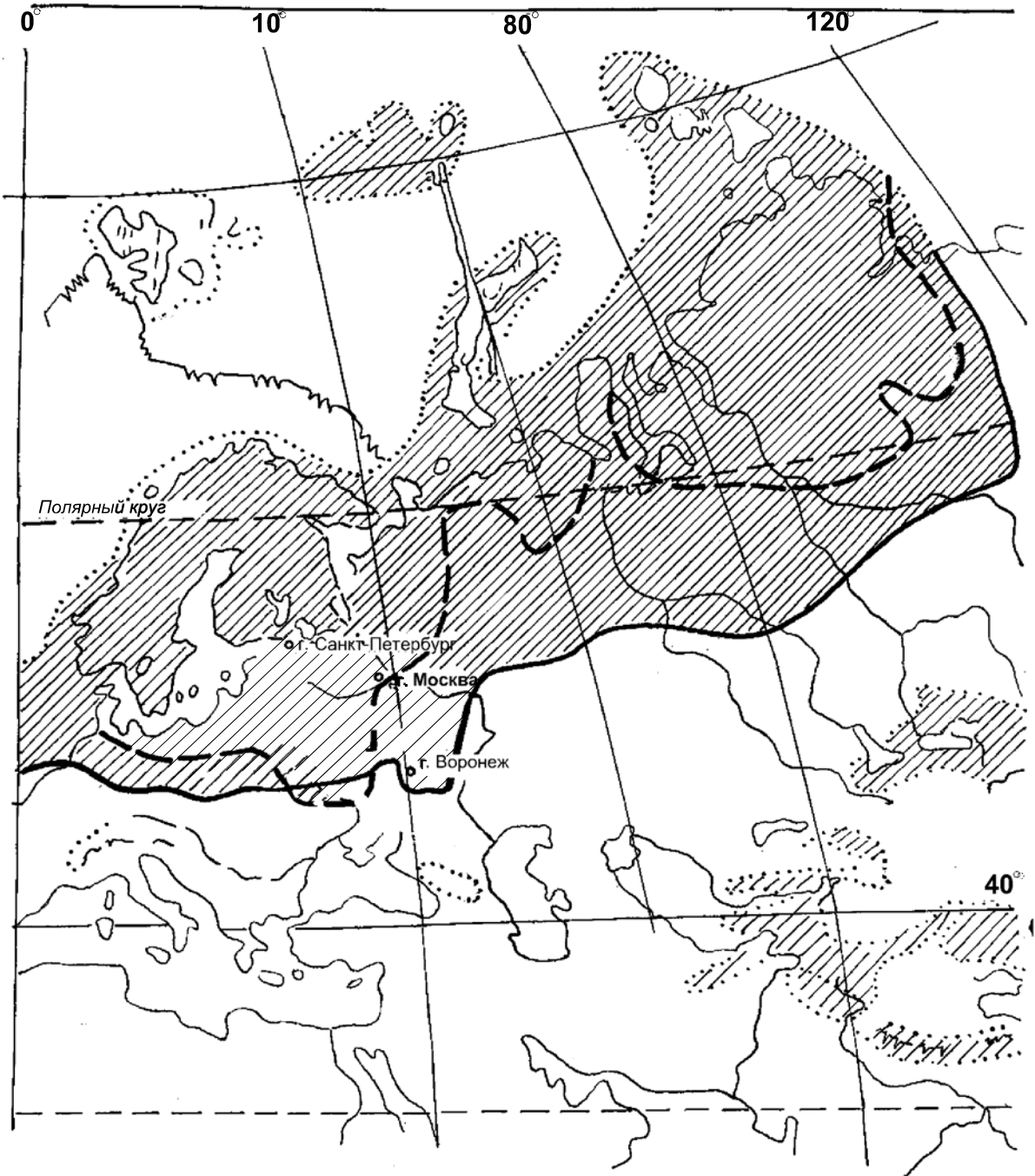


Рис. 6.9. Распространение ледниковых покровов на Русской равнине в квартере. Граница донского языка покровного оледенения раннего плейстоцена указана сплошной линией, днепровского - пунктиром. По Г.В. Холмовому.

6.4.2. Поздний неоплейстоцен

Авторами совместно с С.В. Тихомировым, Л.И. Алексеевой, Е.А. Спиридоновой получены обширные материалы, позволяющие по-новому рассмотреть геологическую историю позднего плейстоцена. Материалы [1, 272, 278, 280, 282] характеризуют не только выявленные врезы и перекрывающие их комплексы, но и разрывы (тектонические контакты), разделяющие геологические тела разного возраста. На примере Шкурлатовского страторайона впервые показано, что под одним геоморфологическим уровнем в долинах рек региона залегают четвертичные гетерогенные и гетерохронные геологические тела. Безраздельное использование геоморфологического критерия в стратиграфических целях, как это имеет место сейчас во многих производственных организациях, должно быть поставлено под сомнение. В разрезе верхнего плей-

стоцена различаются отложения нескольких литолого-генетических комплексов, соответствующих разным этапам развития территории. Они обоснованы обширным новым палеонтологическим материалом, датированы методами абсолютной геохронологии. В разрезе отложений современного Керченского пролива (палеоустье р. Дон), указанном на рис. 6.10, выявлены их аналоги [206, 286]. Геологическое картирование, выполненное совместно с С.В.Тихомировым при участии Ю.А. Лаврушина, позволило установить большие различия в строении четвертичных толщ на лево- и правом берегу р. Гаврило. Эти различия (рис. 6.11-6.15) формировались в течение длительного времени в позднем неоплейстоцене и голоцене.

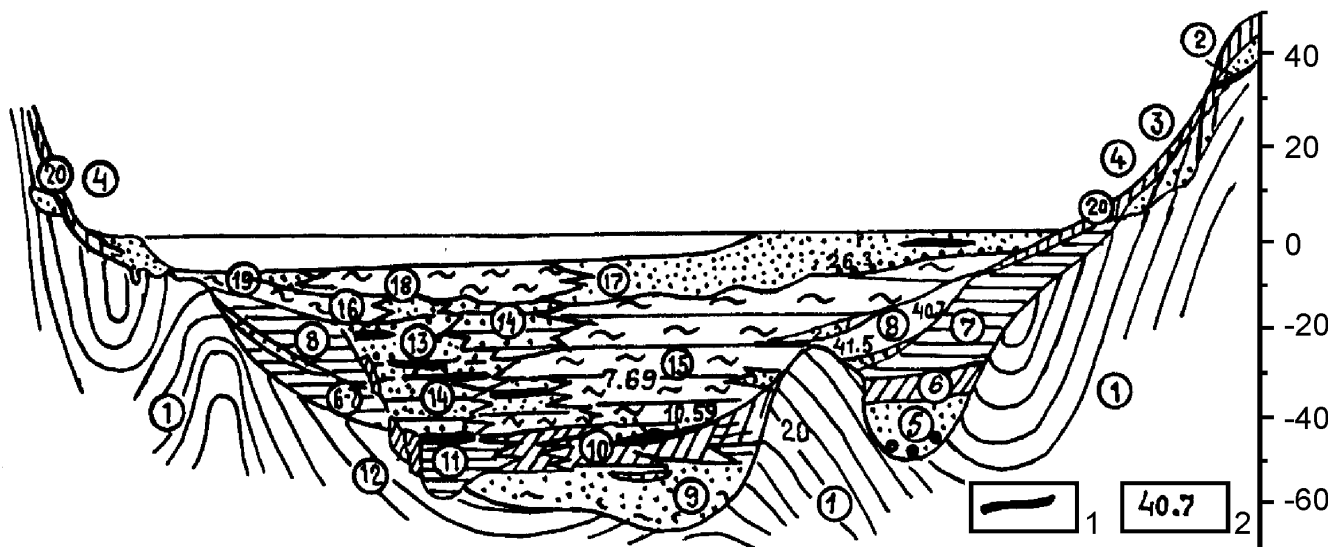


Рис. 6.10. Геологический разрез через Керченский пролив. По [206], с изменениями. 1 - прослой торфа; 2 - абсолютный возраст (методы уран-ториевый и радиоуглеродный), в тыс. лет. Цифры в кружках: 1 - глины неогена; 2 - бакинские морские пески; 3 - древнеэвксинские морские глины; 4 - карангатские морские пески и ракушечники; 5 - древнесуружские аллювиальные русловые пески; 6 - то же, пойменные, лиманские суглинки и супеси; 9-11 - чушкинские аллювиальные отложения конца плейстоцена, в т.ч. русловые пески (9), пойменные глины, суглинки, супеси (10), старичные глины (11); 12 - оползневые отложения верхнего плейстоцена и голоцена; 13-16 - лиманно-морские отложения раннего и среднего голоцена: пески (13), суглинки, глины с песчаными прослоями (14), глины относительно глубоководные (15), илы опресненных лагун (16); 17-19 - морские отложения верхнего голоцена: кварцеводетритовые песчаники (17), илы (18), ракуша и ее детрит (19); 20 - различные лессовидные суглинки.

Пойма р. Гаврило вложена в широкую поверхность, расположенную над урезом воды в р. Дон на едином уровне (50-70 м). Поверхность относилась к IV надпойменной террасе [71]. Однако под этим уровнем залегают разновозрастные геологические тела. Юго-западный склон р. Гаврило сложен средневалдайскими песками буйловских слоев, перекрывающими размытую поверхность шкурлатовских (микулинско-ранневалдайских) отложений. Поверхность полого погружается к северу. Буйловские отложения «уходят» под пойму реки, обнаруживаясь иногда и на туронском писчем мелу. Следовательно, мы сталкиваемся с удивительным фактом: субстратом, на котором сформировались разные геоморфологические уровни (высокая терраса и пойма) являются одни и те же средневалдайские буйловские пески. На правом берегу р. Гаврило аналогичная по относительной высоте над Доном (50-70 м) терраса (см. рис. 6.11) имеет иной разрез. Там под кирпичными суглинками залегают косослоистые пески неогена. Совпадение относительных превышений право- и левобережных террас при полном несходстве их разрезов – дополнительный аргумент в пользу осторожного подхода к использованию геоморфологических критериев для суждения о геологическом возрасте отложений. Установлено сложное соотношение геологических тел верхнего плейстоцена и голоцена под пойменными отложениями р. Гаврило. Здесь выявлены два тектонических блока (см. рис. 6.11, 6.12). Общими для их разрезов являются пески московского горизонта (сохранились в переуглублениях) и шкурлатовская свита. Петрографический состав последней аналогичен в пределах обоих блоков, однако, в северо-восточном мощности отложений свиты сокращены вдвое. Только в пределах северо-восточного блока установлены три генерации врезов, выполненных разновозрастными слоями голоцена. Локализованы врезы (см. рис. 6.12) в пределах поля развития гаврильских слоев верхнего плейстоцена, также отсутствующих на юго-западе. Важная особенность: подошвы осерединских и гаврильских слоев (датированы 10,4 тыс. л.н. и 12-14 тыс. л.н. соответственно) совпадают.

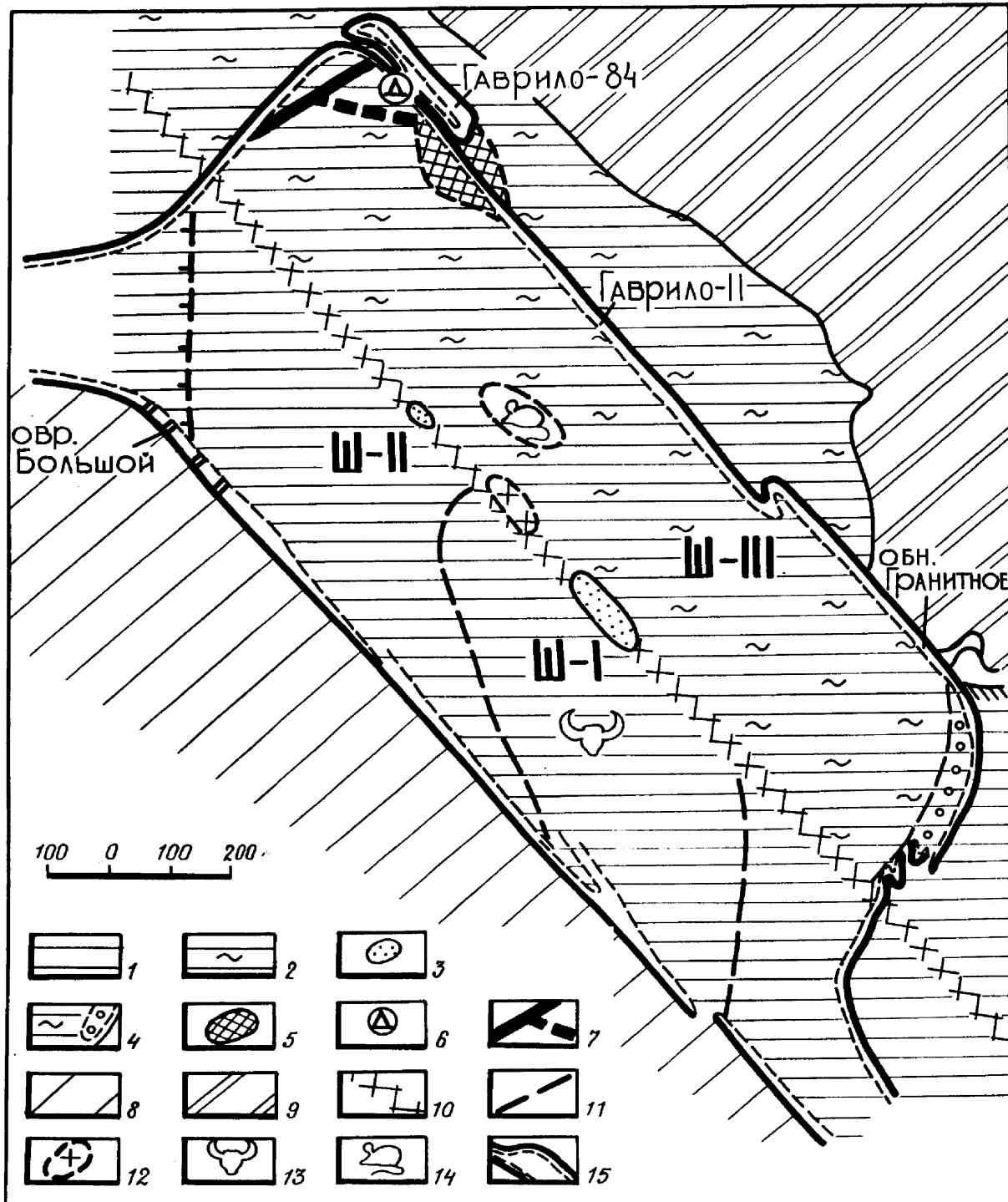


Рис. 6.11. Тектонические блоки, сложенные различными по составу и возрасту толщами позднего плейстоцена и голоцена в долине р. Гаврило (Лосевско-Мамонская зона фанерозойской тектонической активизации). Граница блоков - тектоническое нарушение с простиранием СЗ 3200. Из работы [286]. 1-3 - пойменные отложения р. Гаврило с геологическими разрезами Шкурлат-I (1), Шкурлат-II (2), Шкурлат-III (3); 4 - прибрежная фация гавриловского озера (12-14 тыс. лет); 5-7 - площади голоценовых врезов, выполненные отложениями елизаветовских (5), Преображенских (6), осерединских (7) слоев; 8-9 - высокие террасы с относительными превышениями 50-70 м над урезом р.Дон, сложенные в верхней части буйловскими слоями средневалдайского возраста (8) и неогеновыми песками (9); 10 - тектоническое нарушение, граница блоков с различными типами разрезов верхнего плейстоцена и голоцена под пойменными отложениями р.Гаврило; 11 - граница, западней которой отложения шкурлатовской свиты микулинского возраста отсутствуют, а буйловские слои залегают на туронском писчем мелу; 12 - место залегания шкурлатовской свиты на гранитах протерозоя (погребенный речной порог); 13 - находки крупных млекопитающих шкурлатовского комплекса; 14 - то же, мелких млекопитающих; 15 - граница Паловского гранитного карьера.

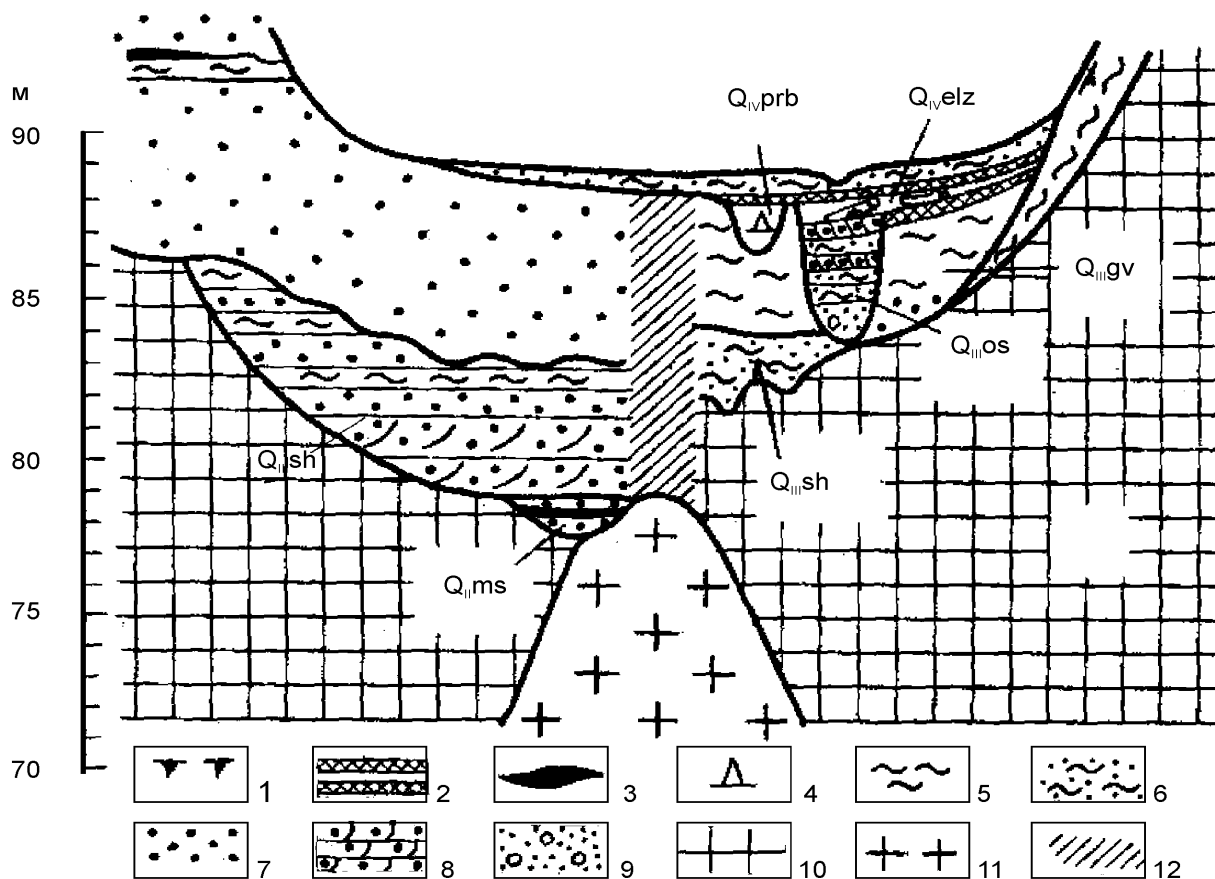


Рис. 6.12. Геологический разрез через пойму р.Гаврило: 1 - современная луговочерноземная почва; 2 - погребенные почвы елизаветовских (а) и гаврильских (б) слоев; 3 - прослой торфа московского и буйловского (молого-шекснинского, ончаловского) горизонтов неоплейстоцена; 4 - диатомовые алевриты преобразенских слоев (ранний голоцен); 5 - глины; 6 - глины песчанистые; 7 - пески с горизонтальной слоистостью; 8 - то же, с косою слоистостью; 9 - гравий и галька; 10 - туронский писчий мел; 11 - граносиениты нижнего протерозоя Шкурлатовского купола-протрузии; 12 - тектоническое нарушение под поймой и руслом р.Гаврило.

Московское время отличалось слабой контрастностью движений земной коры, что нашло отражение в мелкозернистости накопившихся песков с прослоями торфа. Шкурлатовское время (около 100,0 тыс. л. н.) по темпам тектонических движений было иным. Микулинские отложения иногда (см. рис. 6.12) залегают даже на породах докембрия. Их инстративный аллювий (гравийно-галечниковые пески и глины) накопился в условиях резко расчлененного рельефа. Быстрые, порожистые реки шкурлатовского времени вскрыли из-под толщи отложений выходы известных «Павловских гранитов». Необычен петрографический состав инстративных аллювиальных осадков: здесь установлены прослой пластичной глины мощностью до 0,6 м, длиной до 3 м с гравием и галькой, обычно не отлагающихся вместе с глиной. Гравийные глины накопились в бочажинах, куда из близкого русла заносились плохо окатанные обломки горных пород.

Микулинские породы залегают в регионе на разных гипсометрических уровнях. В разрезе Кривоборье Г.В.Холмовой описал мергели, образующие прослой лишь в 0,3 м над уровнем воды в р. Дон. Подошва микулинских отложений расположена там еще ниже. В долине р. Осереды отложения аналогичные шкурлатовским описаны совместно с С.В. Тихомировым, Е.А. Спиридоновой и Л.И. Алексеевой на высоте 20-25 м над уровнем воды в реке (цокольная терраса в с. Михайловка напротив устья р. Данило). В разрезе Шкурлат-I подошва шкурлатовских отложений находится ныне на 10-12 м ниже уровня воды р. Гаврило.

Эти особенности объясняются очевидными постмикулинскими подвижками вдоль разрывов.

В раннем валдае (калининское время) скорость поднятий уменьшилась: пески стали отлагаться мелкозернистые; разрез свиты венчает пласт алевритистой глины мощностью 1-5 м.

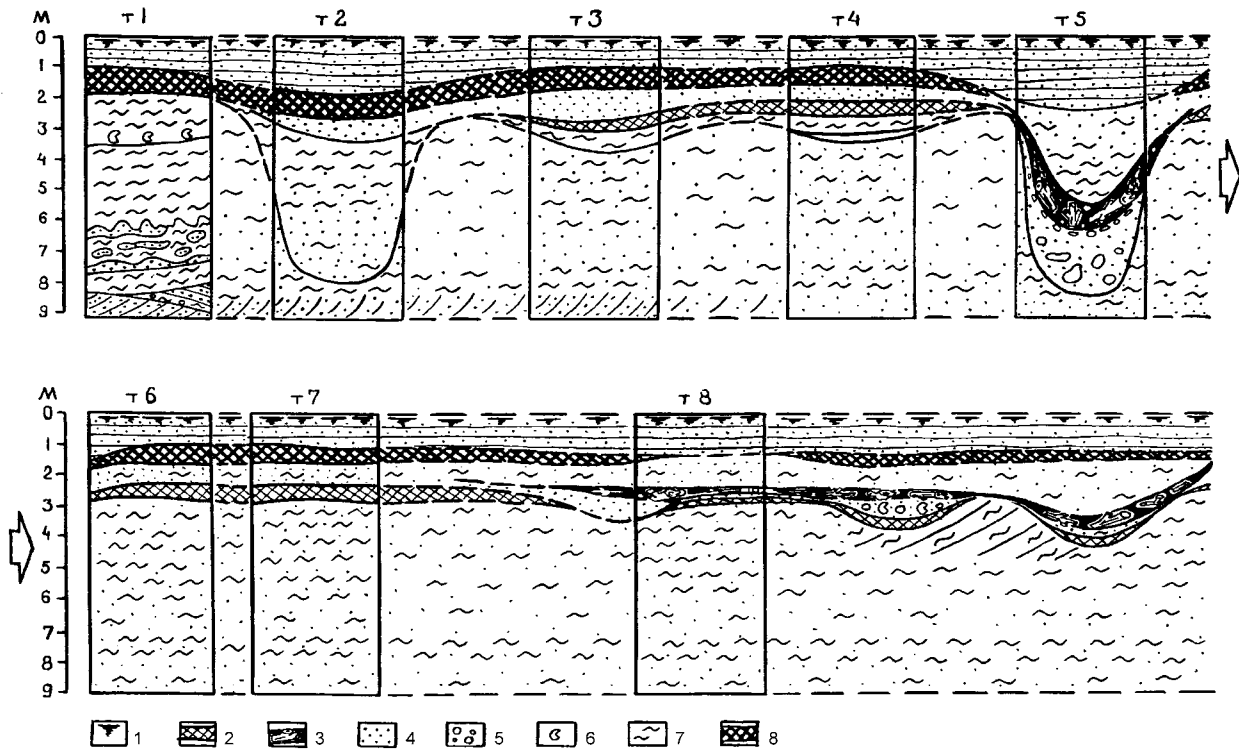


Рис. 6.13. Голоценовые врезы и гумусовые горизонты в северо-восточном борту Павловского гранитного карьера. Наблюдения совместно с С.В.Тихомировым. 1 - современный луговой чернозем; 2 - гумусированный горизонт гаврильских слоев; 3 - «чурочный» горизонт; 4 - пески; 5 - гравий; 6 - глины; 7 - находки моллюсков; 8 - ископаемая елизаветовская почва.

Средневалдайский (буйловский-петровский) этап отчетливо отделяется от микулинско-ранневалдайского и поздневалдайского: на его нижнем и верхнем рубежах произошли крупные размывы. Плавное, малоамплитудное погружение охватило в средневалдайское время обширные площади в долине Дона. Тогда же в Костенковско-Боршевском районе сформировались делювиальные шлейфы большой мощности (содержат стоянки человека палеолита). На левом берегу Дона отлагались аллювиальные мелкозернистые пески буйловских слоев (26230 лет \pm 740 лет, по [1]). Мощности буйловских образований достигают первых десятков метров. Средневалдайский этап завершился накоплением кирпичных суглинков петровских слоев бассейнового (озерного), по С.В. Тихомирову, генезиса. Отсюда имеются датировка 23550 \pm 260 лет (зуб слона, таблица 6.2). Гаврильский (поздневалдайский) этап начался после непродолжительной фазы поднятий, длившейся не более 10 тыс. лет. Его отложения накопились в фазу опусканий продолжительностью 3-4 тыс. лет. Амплитуда отрицательных движений составила за это время 10-12 м. В разрезах заметна общая тенденция увеличения глинистости кверху, признак ослабления активности тектонического процесса. Озера гаврильского времени были мелководней и меньше по размерам, чем таковые московского. Завершилось гаврильское осадконакопление формированием регионального горизонта луговых черноземов [282, 286]. Абсолютный возраст органических остатков из подошвы гаврильских слоев – около 12 тыс. лет (см. табл. 6.2). Повторное датирование показало близкие даты [1]: 13560 \pm 150 л.н. и 14170 \pm 330 л.н. Возраст горизонта ископаемой гаврильской почвы ненамного превышает 10-11 тыс. лет, судя по результатам исследования органического вещества из подошвы раскешего почву осерединского вреза. Гаврильский этап и поздний неоплейстоцен завершился, таким образом, около 10,4 тыс. л.н. общим поднятием, осушением озер, формированием в обстановке стабилизации тектонических движений гидроморфной почвы.

Подводя итоги истории развития региона в неогене-плейстоцене, отметим следующее: 1. Возрождение близмеридиональных структурных планов с основными элементами, вытянутыми по азимуту СЗ 340-350°; 2. Прогрессирующее опускание в начале раннего миоцена и ингрессию морских вод в пределы Окско-Донской равнины по, вероятно, уже существовавшей депрессии Палео-Дона. В плиоцене-плейстоцене регрессивное в целом развитие характеризовалось сложным чередованием восходящих и нисходящих движений. Восходящий тип движений доминировал; 3. Неоген-плейстоценовый этап завершился общим поднятием территории, формированием глубоких врезов (их выполнение началось 10,4 тыс. л.н., в голоцене); 4. Геологическое развитие в позднем плейстоцене территории антеклизы коррелируется с глобальными

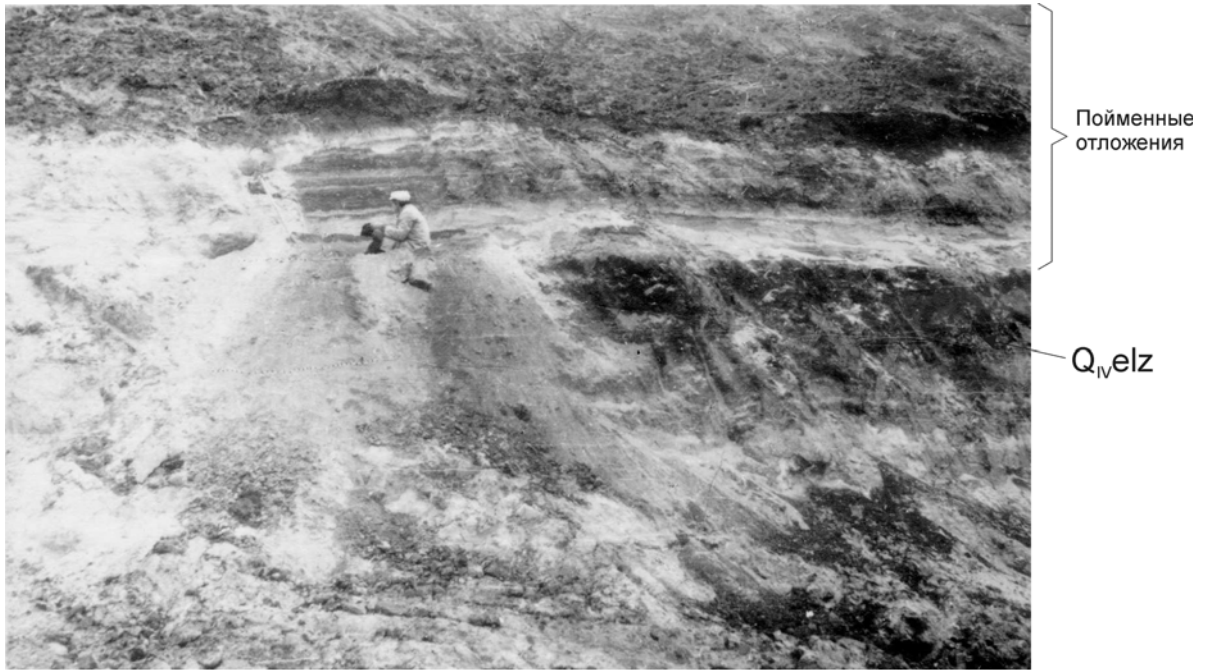


Рис. 6.14. Тонкое чередование алевритов и суглинков поймы р. Гаверило, верхняя часть разреза голоцена региона. Ниже - ископаемая елизаветовская почва QIVelz.

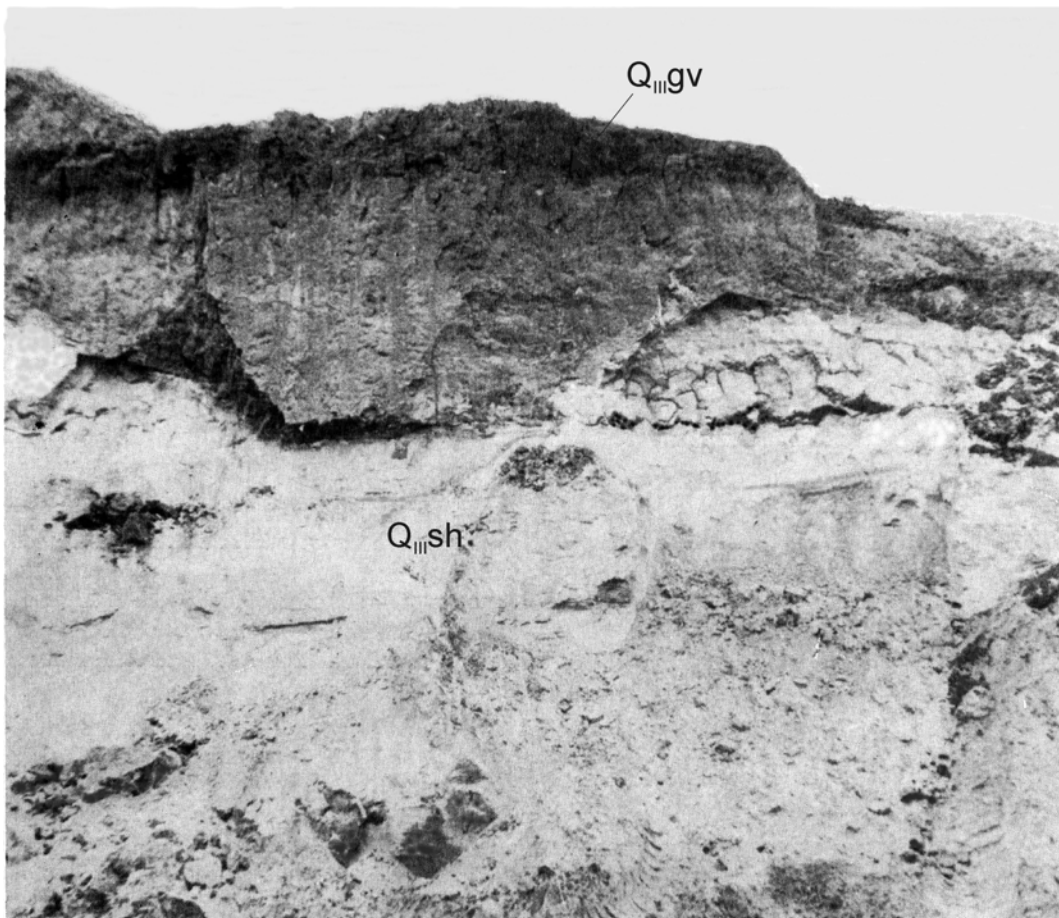


Рис. 6.15. Несогласный контакт озерных гаврильских слоев QIIIgv (12-14 тыс. лет назад) и аллювиальной шкурлатовской свиты QIIIsh (~100 тыс. лет назад).

тектоническими процессами, распределением геологических тел на дне Азовского моря (см. рис. 6.10). Московским пескам на площади Керченского пролива соответствуют узунларские отложения, шкурлатовско-

му инстративному аллювию – морские пески карангата, буйловским пескам с торфом – чушкинским аллювий, предосерединскому врезу – предголоценовый врез в проливе [286].

Таблица 6.2

Датирование органических остатков из некоторых новых стратиграфических подразделений позднего плейстоцена и голоцена Воронежской антеклизы. По [1, 286].

№№	Слои	Материал опробования	№№проб	Возраст
1	Духовские, высокая терраса Дона у с. Духовое	Древесина из торфа	ЛУ-1652	38900+660
2	Буйловские, овраг Большой	Торф с древесинной	ЛУ-1655	26230+740
3	Петровские, карьер кирпичного завода	а) Бивень мамонта и кости конечностей	ЛУ-1656	23550+260
4	Там же	б) Зуб мамонта позднего типа	ЛУ-1657	23240+210
5	Гаврильские, обнажение Гаврило-II	а) Кости лошади	ЛУ-1658	14170+330
6	Там же	б) Крупные ветки	ЛУ-1654	13560+200
7	Там же	в) Растительный детрит	ЛУ-1659	13560+150
8	Гаврильские, обнажение Шкурлат-III	а) Ожелезненные ветки	ГИН-3160	12350+50
9	Там же	б) Ожелезненные ветки	ГИН-3161	12310+50
10	Осерединские, обнажение Гаврило-II	а) Раковины унионид	ЛУ-1664	10420+140
11	Там же	б) Раковины унионид	ЛУ-1721	10200+100
12	Там же	в) Раковины унионид	ЛУ-1722	10220+130
13	Преображенские, Павловский карьер	Растительный детрит	ГИН-3163	8510+70
14	Елизаветовские, обнажение Гаврило-84	а) Ствол дерева	ЛУ-1637	4580+100
15	Там же	б) Ствол дерева	ЛУ-1628	4570+100
16	Там же	в) Ствол дерева	ЛУ-1649	4170+110
17	Там же	г) Ствол сосны	ЛУ-1648	4090+90
18	I надпойменная терраса у с. Духовое	а) Погребенная почва	ЛУ-1661	3970+160
19	Там же	б) Ветки дуба	ЛУ-1653	3770+100

6.5. О положении и роли голоценового этапа

Отмечено [222, 224, 289], что голоцен является началом нового крупного этапа развития осадочного процесса, не принадлежащего альпийской подгруппе. Для голоцена характерно усиление трансгрессий, резкая тектоническая активизация, повышенная сейсмичность, рост поднятий в его конце и на современном этапе. К аналогичным выводам пришел Г.П. Шунейкин [289], изучавший голоцен Дальнего Востока и возможности его корреляции с классическими разрезами Балтики. Отмечены [174, с.101-103] основные особенности развития региона в голоцене: 1. Некоторое замедление тектонических движений по сравнению с верхним плейстоценом; 2. Дифференцированный характер движений. «Продольные профили рек Среднерусской возвышенности – Дона от с. Водопьянова до с. Дмитришевка, Тихой Сосны, Осереды и других –

имели большую крутизну (уклоны рек в среднем 12 м), чем продольные профили рек Окско-Донской равнины – Дона от с. Дмитрияшевка до с. Духовое, Воронеж, Битюга и других (уклоны рек 6 м)»; 3. Отражение в строении разрезов аллювия современного тектонического процесса. Площади антеклизы с «максимальными значениями положительных неотектонических движений представляют собой области развития наиболее грубых фаций современного аллювия (бассейн Тихой Сосны) и наибольших глубин вреза (Касторненское поднятие) молодых долин I и II порядков... Голоценовые структуры... выявляются на основе анализа аллювия и интенсивности овражных и оползневых процессов»; 4. Количественные показатели тектонических движений в голоцене по площади варьируют. «На фоне преимущественно положительных движений с амплитудами от 10-20 м (Окско-Донская впадина) до 20-25 м (Среднерусская антеклиза) происходили опускания на 3-12 м (Павловско-Мамонский, Чернокалитвинский прогибы). Относительные превышения локальных поднятий достигали 1-6 м на Окско-Донской равнине и 5-13 м на Среднерусской антеклизе»; 5. Некоторая перестройка гидросети, хотя и незначительная: «на расстояние от нескольких м до нескольких десятков м сместились вниз по течению устья притоков Дона, Воронеж, Тихой Сосны, Икорца, Битюга и других. Река Дон проложила себе новое русло у с. Духового и у г. Павловска»; 6. «Современный рельеф сформировался в результате взаимодействия эндогенных и экзогенных процессов, обусловленных проявлением дифференцированных движений докембрийского фундамента в течение неогенового и четвертичного времени»; 7. «Многие элементы структурных планов докембрия, осадочного чехла и новейшей структуры ... находят прямое отображение в современном рельефе, что подтверждает тесную связь между этими элементами и унаследованный характер их развития».

Эти утверждения были значительно уточнены [2, 284, 286]. По новым данным, геологическая история голоцена начинается с общего погружения территории, накопления в глубоких врезях конца позднего плейстоцена аллювиальных и озерных толщ. Формирование врез обусловлено планетарным повышением базиса эрозии в конце плейстоцена и быстрым погружением в начале голоцена [286]. Врез, подобный осерединскому (максимальному), описан [206] в Керченском проливе. Его подошва там залегает (см. рис. 6.10) на горизонте -40 м, отложения датированы 10,59 тыс л.н. Установлены и более поздние врезы.

Геологическая история голоцена естественным образом разделяется на этапы ранне-, позднеголоценовый и современный.

Раннеголоценовый этап начался формированием в древних руслах отложений осерединских слоев. В Шкурлатовском страторайоне слои выполняют врез глубиной более 10 м и шириной около 20 м, прослеженный на 0,3 км (см. рис. 6.11, 6.12). Перекрыты преображенскими слоями (диатомиты), «чурочным горизонтом» елизаветовских слоев. Временем накопления является интервал от пребореального до атлантического рубежа включительно. Высокие градиенты вертикальных движений данного временного интервала подтверждают частые прослой грубозернистых, гравийно-галечниковых песков. Данные датирования – 10220 ± 130 л.н. и 10420 ± 140 л.н. (см. табл. 6.2), - характеризуют начало голоценового («тянь-шаньского», по С.В. Тихомирову) этапа в регионе. В максимальном Керченском прогибе накопились глубоководные глины [206].

После кратковременного поднятия на антеклизе образовались врезы II генерации, позднее выполненные отложениями преображенских слоев. В разрезе (см. рис. 6.11, 6.12) слои слагают небольшую (18 м) котловину глубиной около 3 м. Растительный детрит отсюда датирован 8510 ± 70 лет. Аналогичный по возрасту врез есть и в Керченском прогибе [206]. Позднеголоценовый этап начался опусканием территории антеклизы. В широких озеровидных котловинах здесь накопились отложения елизаветовских слоев [282,286]. В Шкурлатовском страторайоне они выявлены в пределах северо-восточного тектонического блока (см. рис. 6.11, 6.12) и наблюдались в обнажениях длиной 350 м под современной поймой. Представлены отложения алевритами, глинами, которые подстилаются «чурочным горизонтом» (рис. 6.13), песками с обломками стволов деревьев и их стволами. Венчают разрез погребенные почвы. Датировка по ^{14}C определила возраст отложений 4-5 тыс. лет (см. табл. 6.2).

Тектонический режим этапа отличался от предшествующего меньшей контрастностью. Елизаветовская погребенная почва накопилась в обстановке стабилизации движений. Современный этап (4,0 тыс. л.н. – ныне) начался резкой активизацией тектонических движений: вертикальное перемещение блоков достигло 10 м. В долине р. Гаврило нами совместно с С.В. Тихомировым описан тектонический контакт гаврильских и буйловских слоев, перекрытый отложениями поймы. Контакт прослежен на протяжении 3,0 км. По кинематическому типу это сброс с вертикальным сместителем и простиранием $\text{СЗ } 320^0$ (см. рис. 6.12) Северо-восточный блок приподнят относительно юго-западного на 8-12 м в постшкурлатовское время. В контакт отложения буйловских и гаврильских слоев приведены 2,8-4,0 тыс. л.н., т.е. до накопления пойменных отложений и современного чернозема. Современное время характеризуется ростом локальных поднятий, возрастающей эрозионной активностью. Обстановка сжатия ведет к воздыманию гранитных и гипербази-

товых куполов перед границами срединных массивов, обращенных к авлакогенам. Из-за современных процессов протрудирования искажаются уровни речных террас, в пределах поймы отмечаются аномальные явления. В частности, современная пойма не только деформируется, но и расщепляется на дополнительные уровни. При этом относительный уровень бровки возрастает с 0,5-1,0 м до 7,0 м (наблюдения С.В. Тихомирова). О современных тектонических движениях дает представление рисунок 4.14, составленный по [76, 133]. Известны также материалы [3], обобщившие данные о 19 эпицентрах землетрясений на антеклизе в XIX и XX веках. Магнитуда их – до 5-6 баллов, глубина очагов – 3-15 км. Эпицентры тяготеют к краевым зонам активизации, а в пределах последних – к периферии архейских срединных массивов. Упомянем также исследования В.М. Максимова [126], обнаружившего при магнитовариационных исследованиях три зоны нулевой составляющей геомагнитного поля, активно проявляющихся на глубинах до 200 км, уже упомянутые деформации при протрудировании. Последние подробно рассмотрим при характеристике очаговой тектоники антеклизы.

Таким образом, голоцен в регионе отличался от предшествующих этапов развития формированием новых неизвестных ранее элементов: врезов трех генераций. Отличительные черты современной геодинамической обстановки: активизация рельефообразования (заложение, развитие новых долин малых рек вроде р. Гнилуши, не имеющих террас), активизация зон нарушений и кольцевых структур, обстановка сжатия. Ось современного главного поднятия проходит через г. Курск по азимуту СЗ 340⁰. Современное поле напряжений сходно с раннепротерозойским (главной складчатости КМА), юрским (доггер и мальм), неоген-плейстоценовым. Отмеченные Г.И. Раскатовым факты отражения в гидросети полос железистых кварцитов [172] можно объяснить выдавливанием их протяженных высокопрочных пластов по сланцевой смазке. К такому же выводу приводят и результаты ревизии данных повторного нивелирования.

ГЛАВА 7. ЗАКОНОМЕРНОСТИ ТЕКТОНИЧЕСКОГО РАЗВИТИЯ ВОРОНЕЖСКОЙ АНТЕКЛИЗЫ В НЕОГЕЕ

7.1. Глубинное строение Воронежской антеклизы, процессы в коре и мантии как причина тектонического развития региона*

Работы по глубинному сейсмическому зондированию с использованием промышленных взрывов, измерения вертикального градиента силы тяжести, петрофизические исследования позволили Н.С. Афанасьеву и И.И. Кривцову [16, 17, 116, 194] предложить современную модель литосферы Воронежского кристаллического массива (рис. 7.1, 7.2). В основании стратифицированного уровня коры до глубин 15-25 км выделяется слой интенсивной гранитизации. Его максимальное погружение (20-25 км) приурочено к зонам сочленения нижнеархейских и протерозойских структур. В Калач-Эртильском мегаблоке мощности слоя составляют 12-15 км. В полях развития гранитоидов павловского комплекса наблюдается их увеличение до 25 км и более. Гранитизированная область коры через систему различным образом проявленных сейсмических неоднородностей сменяется «диоритовым» слоем, т.е., скорее всего, областью «дегранитизированных» образований. Его мощность колеблется от 5 до 14 км, глубины погружения - от 28 до 35 км; с минимумами в Брянском и Эртиль-Калачском сегментах. Сейсмическая пластовая скорость в слое составляет 6,3-6,8 км/с. Такой диапазон допускает изменение плотности в слое от 2,75 до 3,05 г/см³, то есть гранодиоритовые и базитовые составы. Наиболее вероятной причиной сейсмической неоднородности в этой области коры являются влияние анизотропии (различие скорости по профилям практически ортогональной ориентации в слоях до более 500 м/с), структурно-петрофизического состояния, интенсивности процесса гранитизации. С учетом этих факторов и применения нелинейной корреляции V_p - σ величина плотности в слое укладывается в рамки 2,8-2,87 г/см³. Подобный диапазон изменения значений согласуется с составами пород гранито-гнейсового раздела коры. Пониженные величины плотности наблюдаются по всему гранито-гнейсовому слою, включая «дегранитизированный» горизонт до раздела Конрада, в Ливненко-Ефремовском, Белгород-Михайловском блоках, повышенные – в Россошанском и Калач-Эртильском. В последних обычен более основной состав верхней протокоры, и гранито-гнейсы представлены биотит-роговообманковыми разновидностями. Взаимосогласованное поведение перечисленных и других характеристик, включая гетерогенные и гетерохронные магматические процессы во всем разрезе верхней коры до раздела К, позволяет считать данный уровень областью гетерохронной дифференциации первичного протовещества, распадающегося на легкий гранитоидный верхний и дегранитизированный, повышенной основности нижний горизонты. Пластовые скорости в верхней коре составляют 6,0-6,3 км/с, что отвечает гранит-гранодиоритовому ряду пород или биотитовым и биотит-роговообманковым мигматит-гнейсовым ассоциациям. Следует иметь в виду и наличие волноводов с V_p 6,05-6,1 км/с на глубинах 5-12 км. Нижняя кора ВКМ сложена базит-метабазитовыми ассоциациями. Ее мощность составляет 10-17,5 км, а глубина погружения до раздела «Мохо» - 41,5-50 км (см. рис. 7.2). К более погруженным блокам относятся зоны активизации в пределах раннеархейских блоков рифтогенных структур, развитых на флангах древних раннеархейских массивов. Для метабазитового слоя наблюдается предельно высокая дисперсия пластовых скоростей 6,70-7,80 км/с. Ее высокие значения отмечаются по профилям ГСЗ северо-восточной ориентации, а пониженные - северо-западной. Вариации значений V_p в микроблоках суммируют вклады анизотропии, структурно-петрофизического состояния. В блоках, где V_p ниже ее средних значений для пласта, расчетные плотности в слое составляют 2,92-2,95 г/см³. Плотности 2,95-2,97 г/см³ в слое относятся к стабильным раннеархейским блокам, их фрагментам (Брянский, Россошанский массивы, микроблоки Ливненко-Касторенского геоблока) и ряду других структур раннего архея. В раннепротерозойских протогеосинклиналях и проторифтогенных зонах плотности метабазитового слоя 2,93-2,94 г/см³, в тектоно-термальном активизированных, преимущественно раннеархейских, геоблоках они варьируют в пределах, практически, всего диапазона присущего слою. Минимальные величины плотности в метабазитовом слое приурочены к сегментам неоднократно активизированной во времени мантии (развиты гетерохронные ряды мантийных магматитов), и кора как бы имеет более глубокие корни.

* Раздел написан по материалам Н.С. Афанасьева и И.И. Кривцова.

В основании метабазитового слоя многими профилями ГСЗ фиксируется очень сложно построенная и достаточно мощная переходная коро-мантийная зона. В стабильных нижнеархейских блоках мантийные скорости более 8,00 км/с чаще всего наблюдаются непосредственно в пределах раздела «Мохо». В некоторых случаях мантийные скорости не фиксируются на глубинах более 70 км. Наличие и характеристики переходного слоя коррелируются с особенностями тектоно-магматической эволюции кристаллической коры в целом. Он, как правило, погружен и насыщен неоднородностями в ходе гетерохронных структурно-вещественных преобразований. Чаще всего проявление переходного слоя, смена его геометрических и физических параметров происходят по системе глубинных нарушений. Значительные вариации сейсмической скорости в слое от 7,30 до 7,70 км/с, вероятно, связаны с вовлечением верхов мантии конкретных блоков ВКМ в короформирующие преобразования. По результатам моделирования плотность в слое составляет 3,15-3,25 г/см³. Ее значения от 3,15 до 3,18 г/см³ получены в микроблоках КМА, а более 3,18 г/см³ – во флангах раннеархейских и раннепротерозойских макроструктур максимального погружения переходного слоя. Определенными особенностями коры и переходного слоя характеризуются Рыльско-Крупецкой, Белгород-Михайловский, Тим-Ястребовский, Волотовский, Курско-Бесединский, Шидловско-Шаталовский блоки. В них на фоне некоторого увеличения мощности отмечается разноуровневое развитие волноводов. Увеличение мощности коры наблюдается так же вдоль юго-западного склона ВКМ в сторону Днепровско-Донецкой впадины. В нижнеархейских стабильных блоках (Брянском, Россошанском, Ливненско-Касторенском и др.) установлена сравнительно просто построенная, минимально насыщенная неоднородностями и с достаточно четко выраженными границами К и М земная кора мощностью около 40-42 км. В основании гранито-гнейсового слоя на глубинах 15-30 км по скоростным характеристикам фиксируется слабодифференцированный горизонт с расчетной плотностью 2,78-2,80 г/см³, близкой к σ всей коры в подобных структурах. Не исключено, что состав горизонта близок к протовеществу первичной коры. В верхнем уровне коры глобальные процессы первичной дифференциации протовещества Земли проявились в форме ареального метаморфизма, плагиигранитизации синхронных вулканогенно-осадочных и магматических образований (мигматит-плагиигранитная формация, гранодиорит-плагииграниты салтыковского комплекса). В этих блоках по сравнению с активизированными зонами и структурами постархейских этапов наблюдается минимальная внутриблоковая контрастность петрофизических и других параметров, включая геофизические поля.

В постраниархейские тектоно-магматические этапы вещественно-энергетические преобразования локализуются в протогеосинклинальных структурах и зонах тектоно-термальной перестройки первичной коры. По существу, постраниархейская эволюция Земли является деструктивным процессом. Протогеосинклинальные образования избирательно накапливаются на нижнеархейском, синхронно преобразованном и гранитизированном, основании при определенных условиях. В “легком” геоблоке (КМА) протогеосинклинальный процесс проявлен в достаточно активном протоэвгеосинклинальном режиме, наложенном на неравномерно затухающий остаточный геотектогенез. Это находит выражение в значительном усложнении строения приповерхностного уровня коры, его насыщенности магматитами различных комплексов (коровые мигматит-гранитные формации, подкоровые гипербазит-базитовые), разуплотнении гранито-гнейсового слоя в подошве стратифицированных структур, повышении основности, плотности, иногда мощности диоритового горизонта, многочисленных неоднородностях в глубоких горизонтах и даже подкоровой области. В подобных блоках наряду с вещественным многообразием наблюдается широкое представительство различных структурных форм - пликвативно-разрывных, пластических и хрупких деформаций, рифтинга, прогибаний и воздыманий коры, изменений физического состояния вещества (особенно в областях инверсии напряжений, сочленения петрофизически контрастных блоков и в зонах влияния глубинных разломов). Как вещественные, так и структурные преобразования в глубокой коре фиксируются волноводами, разноплановыми смещениями отражающих границ, сменой градиентов физических параметров. Накопление в этих структурах гетерогенных вулканогенно-осадочных толщ и магматитов от базитов до дацит-риолитов и гранитоидов свидетельствует о многоактной активизации. Последняя особенно проявилась в фемически нагруженных блоках и при преобладающем вкладе в механизм формирования разнознаковых вертикальных движений, конвективного перемещения вещества на различных уровнях коры и верхней части мантии.

В протомиогeosинклинальном структурно-формационном комплексе ВКМ Калач-Эртильского макроблока “тяжелого” Воронежско-Волгоградского геоблока отмечаются иные в сравнении со структурами КМА характеристики. Прежде всего, здесь на нижнеархейском гранито-гнейсовом основании развит сплошной чехол петрофизически однородных песчаниково-сланцевых образований, практически не содержащих синхронных вулканитов. Магматизм в мегаблоке представлен интрузивными фациями предшествующего основного и последующего кислого рядов. В гранито-гнейсовом слое коры нет четко выраженных сейсмических волноводов; последние наблюдаются в нижней коре и подкоровой мантии. В подошве верхнего слоя и в кровле нижнего выделяется представительный «диоритовый», или «дегранитизированный», горизонт. Одновременно прослеживается значительное упрощение в сравнении с КМА распределения физических параметров и насыщенности неоднородностями всех уровней коры. С учетом вариаций в подаче различных магм в соподчиненных частях структуры это указывает на дифференцированное длительное прогибание геоблока с частичным поглощением нижнекоровых первичных дифференциатов (некоторое сокращение мощности и проявление волноводов), полным разделением вещества во всех слоях и горизонтах коры. Геодинамическое развитие в мегаблоке осуществлялось, в отличие от КМА, в более спокойном режиме, с последовательной от уровня к уровню передачей тепла. Последнее обеспечивало не только внутрислойные массообмены, но и выплавку, перемещение в песчаниково-сланцевую толщу вначале подкоровых, а затем, с некоторым интервалом (по изотопным датам), коровых магм (интрузий мамонского, еланского и бобровского комплексов). В приподнятых и максимально разогретых блоках (более высокое положение геотермы) песчаниково-сланцевые образования гнейсифицированы, мигматизированы, вплоть до развития гранитоидов подколлоидного типа. На северо-восточном фланге Калач-Эртильского макроблока в условиях выклинивания песчаниково-сланцевого комплекса воронцовской серии внедряются изломанно-линейной формы тела габбро-долеритов новогольского комплекса. Н.С. Афанасьев допускает, что последние формировались синхронно с мамонским комплексом, но в силу иных физико-геологических условий (более жесткой вмещающей рамы, быстрой магмоподачи, приуроченности к сложной сети разломов) получили несколько отличающиеся петроструктурные признаки. Однако здесь не учтены последние данные изотопной геохронологии – новогольские базиты моложе мамонских [2]. Интрузии мамонского комплекса размещены в линейно-полигональных структурах, часто согласно с соподчиненными элементами внутренней структуры песчаниково-сланцевых образований. Для восточного мегаблока, в отличие от геоструктур КМА, наряду с несколько увеличенной мощностью коры, присуща большая однородность без резких изменений базовых параметров. В сегментах максимального распространения вулканогенных образований лосевской серии (PR₁ ls) и воронежской толщи (PR₁ vt) мощность коры составляет 45-47 км, а для Хохольско-Павловского мезоблока - лишь 42,5 км. В пределах Калач-Эртильского мегаблока наблюдается постепенное увеличение мощности коры в северо-восточном направлении в сторону Тамбова на 2-5 км, а далее, до Пачелмского авлакогена, ее уменьшение на 1-2 км.

Субплатформенные этапы в особенностях строения земной коры ВКМ отражаются, преимущественно, в неупругой блокировке ранних структур и узлокализованной мобилизации вещества в зонах глубинного энергопотока (межблоковые и другие глубинные разломы). К объектам подобного рода можно отнести базиты глазуновской, воронежской, панинской толщ, щелочно-ультраосновные и карбонатитовые тела, траппы, базальты девона, а также разнообразные метасоматиты и эманационно-гидротермальные образования. Все они размещены в швах петрофизически контрастных блоков, испытывавших различные структурно-петрофизические состояния (сжатие-растяжение). По электроразведочным данным в пределах верхней коры ВКМ зоны повышенной электропроводности совпадают с нижнепротерозойскими структурами и площадями их сочленений с раннеархейскими массивами. Пониженными сопротивлениями выделяются Рыльско-Крупецкая, Михайловская, Алексеевско-Воронежская структуры (особенно Тим-Ястребовская, Вологовская грабен-синклинали), Калач-Эртильский мегаблок. К локальным проводящим объектам приурочены сульфидная и графитовая минерализации (Стрекаловка, Рыльск, Тим-Ястребовка, Мандровка, Сухой Яр и др.). Выявлены также глубинные (5-20 км) очаги высокопроводящих объектов: Ливненский, Алексеевский, Обоянский, Тамбовский.

В предлагаемой сейсмоплотностной модели различаются семь уровней, или слоев: 1 - осадочный чехол; 2 - верхний гранитный слой («гранит-1», до глубин замыкания стратифицированных объектов и магматических тел); 3- нижний гранитный («гранит-2», до глубин 20-25 км); 4 – «диоритовый», или «де-

гранитизированный», горизонт гранито-гнейсового слоя; 5 – «метабазитовый» слой. Верхи мантии по сейсмоплотностным свойствам разделяются на два слоя: 1 - переходную область кора-мантия; 2 - собственно мантийные образования, т.е. на 6-й и 7-й уровни верхней литосферы.

Некоторые особенности строения коры отражены (см. рис. 7.1 и 7.2).

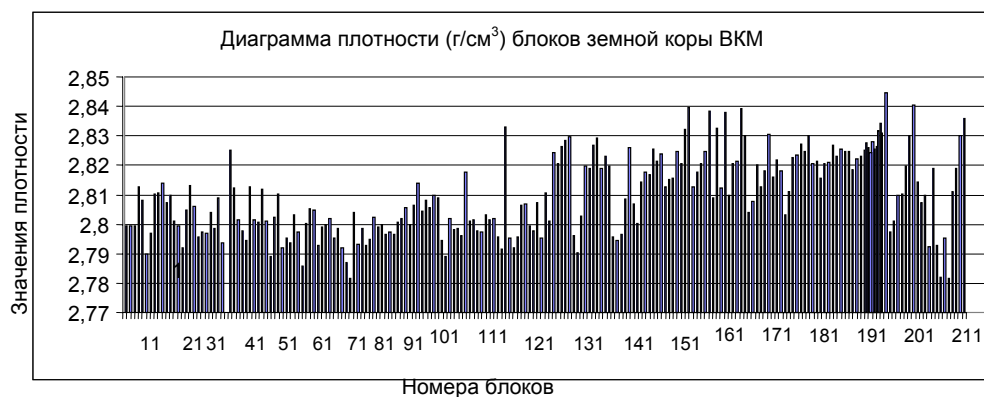


Рис.7.1. Плотностная характеристика кристаллической коры ВКМ. Блоки: 1-11- Брянский раннеархейский массив; 12-23 и пограничные с ними 92-99-Ливненско-Ефремовский активизированный раннеархейский массив; 23-44- раннепротерозойские структуры в зоне сочленения с Брянским массивом; 49-59-Белгород-Михайловская железорудная структура; 81-91 - Орловско-Алексеевская железорудная структура; 60-73 - Курско-Бесединский и Двуреченский раннеархейские активизированные массивы КМА; 116-122 - Россошанский раннеархейский массив; 156-166 - гранитоиды Павловско-Стрелицкого краевого поднятия; 167-196 - Калач-Эртильский миогеосинклиорий; 196-216 – сопредельные с ВКМ прогибы и авлакогены.

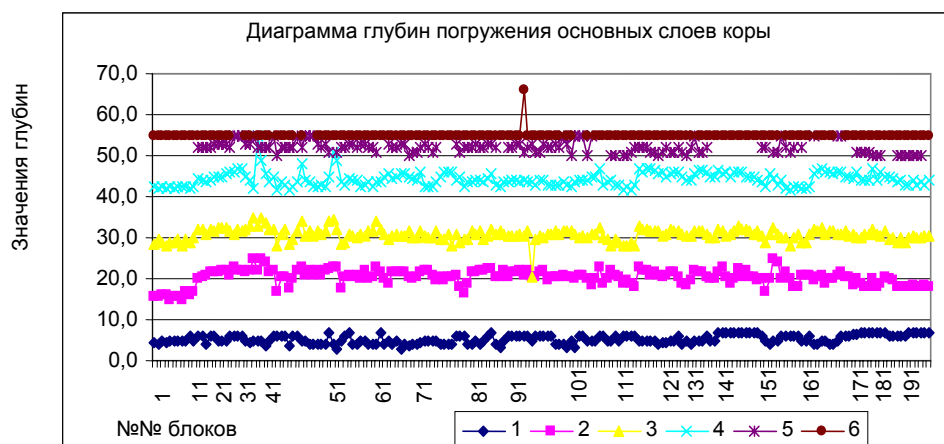


Рис. 7.2. Глубины погружения основных слоев земной коры и верхов мантии ВКМ: 1, 2 - верхний и нижний горизонты гранито-гнейсового слоя; 3 - диоритовый слой; 4 - метабазитовый слой; 5 - переходный горизонт кора-мантия; 6 - верхнемантийный горизонт. Структурно-тектоническая позиция блоков на рис. 7.3.

Горные породы ВКМ обладают контрастными петрофизическими показателями, физическими свойствами, составами, строением, распределением признаков и взаимокорреляции. В дорифейской кристаллической коре ВКМ выделяется система петрофизически различных соподчиненных блоков (геоблоков), структурно-петрофизических комплексов мегаблоков. Неоднородность их связана с вариациями петрофизической дифференциации парагенезисов горных пород и формационного ранга тел. Петрофизическая контрастность геоблоков нарастает от раннеархейских структур к подразделениям постраннеархейской тектономагматической активизации. В структурно-петрофизическом отношении в

докембрии ВКМ фиксируется закономерное чередование «уплотненных» и «разуплотненных» геоблоков, сформированных в обстановках сжатия-растяжения. Структурно-петрофизическое состояние геоблока («уплотнение» - «разуплотнение»), прослеживаемое в верхнем уровне коры, возможно, сохраняется в ее глубоких горизонтах, что согласуется с данными измерений физических свойств пород при высоких Р - Т параметрах и материалами ГСЗ. Конструктивная консолидация земной коры в основных чертах (в формировании оболочек и первичной структурно-вещественной дифференциации) зафиксирована раннеархейскими глобальными этапами эволюции Земли (мощный гранито-гнейсовый и другие слои в стабильных раннеархейских блоках). В постраннеархейских структурах, локализованных в деструктивных зонах нижнеархейской коры, последняя предельно дифференцирована на всех уровнях, насыщена синхронными и более поздними гетерогенными магматическими образованиями мантийной и коровой природы. Стратифицированные приповерхностные вулканогенно-осадочные отложения метаморфизованы зонально в фациях зеленые сланцы – амфиболиты. Они возникли на гранито-гнейсовом основании нормальной мощности без дополнительных наслоений и явно выраженных корней. Для протогеосинклинальных позднеархейско-протерозойских структур, наряду с максимально развитой в них дифференциацией вещества базовых оболочек, характерна высокая распространенность различных рудно-магматических формаций.

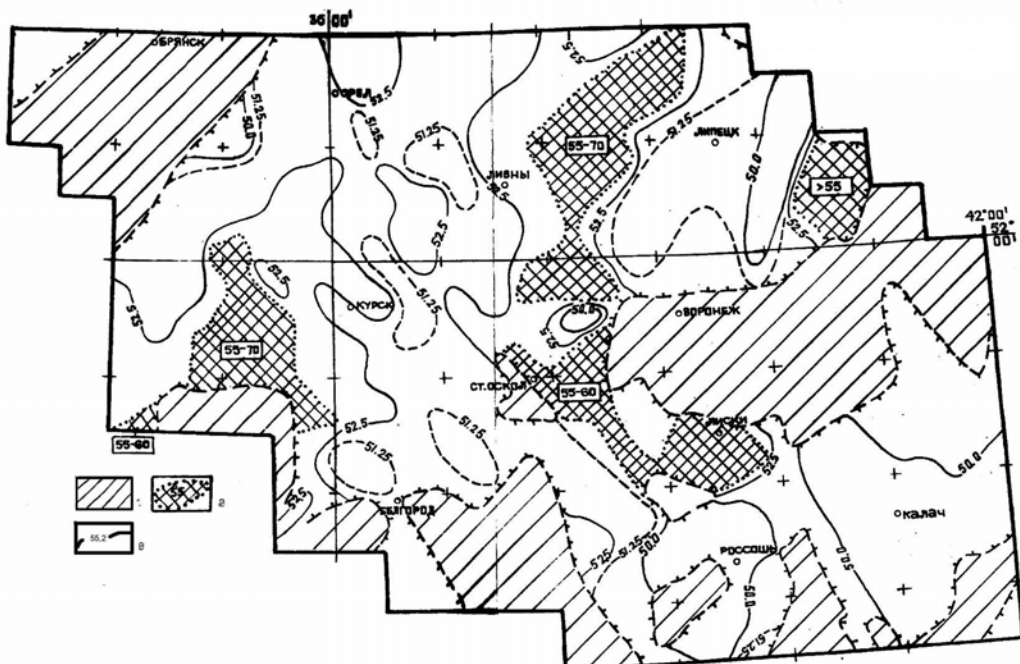


Рис.7.3. Схема изогипс глубин распространения переходного слоя кора - мантия в пределах ВКМ: 1 - сегменты отсутствия переходного слоя; 2 - зоны максимальной мощности переходного слоя; 3 - общая мощность коры, км.

Большинство эндогенных рудно-магматических систем тяготеет к зонам разграничения петрофизически контрастных блоков, самим блокам высокой масс-энергетической проницаемости (структурно-петрофизического разуплотнения), глубинным разломам и их узлам. Мобилизация вещества, в том числе его перенос, локализация, чаще всего привязаны к петрофизически «разуплотненным» обстановкам. В структурно-петрофизическом отношении состояние блоков (сжатие-растяжение) фиксируется закономерным соотношением структурно-чувствительных характеристик для соподчиненных объектов. То или иное состояние объектов, прослеживаемое в верхнем уровне коры, возможно, сохраняется в ее глубоких горизонтах, что согласуется с измерениями физических свойств пород при высоких Р - Т условиях и материалами ГСЗ. Наиболее вероятными площадями для проявления коренных алмазоносных источников (по опыту изучения других кратонов и находок алмазов в осадочном чехле ВКМ) являются области более мощной и длительно стабильной верхней литосферы, пульсационной тектоно-термальной активизации раннеархейских кратонов, зоны их сочленения с верхнеархейско-нижнепротерозойскими структурами (мощный коромантийный переход). В составе последних наиболее привлекательны блоки структурно-петрофизического разуплотнения (на наш взгляд, архангельские кимберлиты приурочены к подобным обстановкам) и глубинные разломы, разграничивающие контрастно построенные, петрофизически неоднородные блоки.

Тектоническая активность геологической истории Воронежской антеклизы обусловлена подвижностью вещества ее литосферы, причиной чего является сложная неоднородность и напряженное состояние земной коры и верхней мантии. Процессы и их причины широко дискутируются [53, 118, 119 и др.]. М.Г.

Леонов, например, выступил с новыми представлениями о геодинамике консолидированного слоя земной коры, суть которой в «признании ведущей роли процессов объемного течения (рейдной деформации) в тектонической эволюции кристаллических масс континентальной коры [118]. Этот взгляд позволяет объяснить возникновение, миграцию, исчезновение структур разных порядков в пределах регионов, рифтогенез, прогнозировать металлогенические особенности отдельных площадей и создавать прогностические модели. Вместе с тем разноранговую ритмичность осадочного процесса другие авторы склонны объяснять пульсациями Земли [135], неравномерным ее расширением, эволюцией глубинного вещества.

7.2. Этапы постоянства и перестроек структурных планов Воронежской антеклизы

Рассмотрение геологической истории антеклизы в фанерозое по тектоно-седиментационным этапам в главах 5 и 6 позволило показать положение сводовых поднятий для соответствующих временных интервалов, отметив в каждом конкретном случае постседиментационный генезис таких поднятий. Получены доказательства того, что область поднятия, указанная, например, на литолого-палеогеографической карте морсовского времени (см. рис. 5.2), сформировалась в ближайший перерыв осадконакопления – в предмолосовское время (см. рис. 5.3). Аналогична картина для отложений позднефранского этапа (см. рис. 5.4), испытавших размыв в предфаменское время. Полного совпадения областей постседиментационного размыва и современного отсутствия пород этапа нет, но отмеченные выше случаи «консервирования» хотя бы небольших частей границ, анализ фаций позволяет определить положение таких размывов. Еще одним подтверждением постседиментационного генезиса поднятий служит «срезание» их контурами границ фаций.

Контурные постседиментационных поднятий в фанерозое неоднократно менялись, но при этом сходные конфигурации повторялись. Облик площадей поднятий (форма, замкнутые, незамкнутые контуры, одна или две оси) обусловлены особенностями соответствующих планов, длительность существования которых можно оценить по указанным признакам. Все средне-позднедевонские области постседиментационных поднятий имеют много общего и не похожи на каменноугольные. Юрские, в свою очередь, резко отличны от меловых. Эти особенности областей постседиментационных размывов позволили в составе этапов первого порядка выделить подразделения более высокого ранга – этапы постоянства структуры II и III. Для среднепозднедевонского этапа II порядка (табл. 7.1) характерна одна ось области поднятия с простиранием $310-320^{\circ}$, аналогичные поднятия каменноугольного-раннепермского этапа II порядка имеют две оси – с простиранием СЗ 310° и СВ 40° . Позднепермский структурный план, судя по тектоническим реконструкциям, выполненным для обширных территорий (юг Восточно-Европейской платформы, Казахстан, Южный Урал), образован поднятием субширотного простирания [122]. Самостоятельное значение имеет триасовый-раннеюрский этап II порядка, отличный от позднепермского большим влиянием отрицательных движений, например, в соседней Днепровско-Донецкой впадине. Области постседиментационных размывов средне-поздеюрского этапа II порядка, хорошо выраженные на Воронежской антеклизе, имеют одну ось с простиранием СЗ $340-350^{\circ}$, мелового-раннемиоценового – две оси, позднемиоценового-позднеплейстоценового (неотектонического) – вновь одну ось.

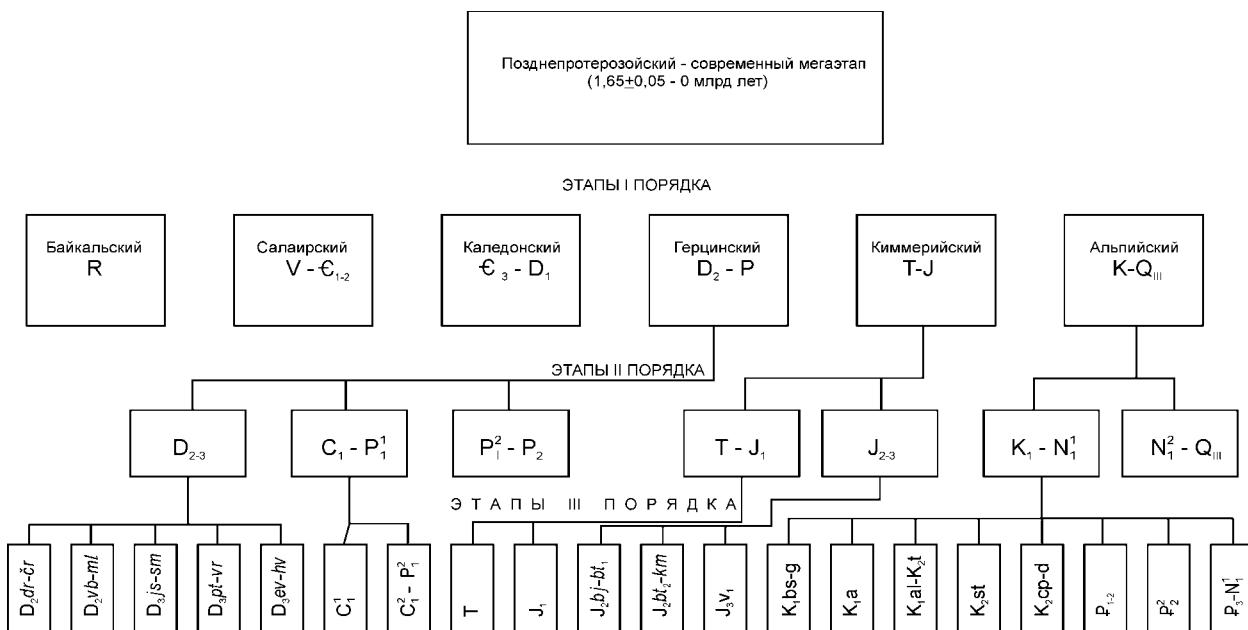


Таблица 7.1. Этапы постоянства структуры Воронежской антеклизы.

Тектонические этапы II порядка разделены на более дробные этапы III порядка. Последние представляют собой временные интервалы, области сводовых поднятий которых имеют одинаковую конфигурацию и облик, но различаются внутренним строением, доминированием различных по ориентировке структурных элементов. Перестройки структуры на границах этапов III порядка значительны. Так, структурный план ястребовско-семилуцкого этапа III порядка отличается от живетского преобладанием субмеридиональных границ фаций, разрывов. Более ранней старооскольской структуре свойственны северо-западные простирания.

Мощная вспышка щелочно-базальтоидного вулканизма, аналоги которого на платформе известны лишь на Тимане и в Архангельской алмазонасной субпровинции, произошла в момент перестройки именно в ястребовское время. Тогда же накопились толщи вулканогенно-осадочных пород (до 50 м), пространственно тяготеющие к зоне субмеридионального Мигулинско-Новохоперского разрыва и кольцевым структурам. Во вторую половину этапа постоянства структуры III порядка (семилуцкое время) возродился предьястребовский структурный план: границы фаций, разрывы, локальные структуры семилуцкого горизонта согласны с простиранием оси Воронежской антеклизы (СЗ 320°). В семилуцком горизонте вулканогенные отложения отсутствуют, мощности слагающих его известняков и глин не превышают 30 м, в среднем - 10-20 м. Следующий петинско-воронежский этап III порядка начался новым оживлением субмеридиональных разрывов, сопровождавшимся накоплением базальтов. На юге-востоке антеклизы покровы заняли 1,7 тыс. км², объем излившихся вулканитов составил 76 млн. м³, максимальные мощности – до 130 м (Советская площадь). В воронежском горизонте проявлений эффузивной деятельности опять нет, тектонические условия подобны семилуцким. И – вновь перестройка структурного плана в начале следующего евлановско-фаменского этапа III порядка, новые излияния базальтов вдоль меридионального Мигулинско-Новохоперского разлома в евлановское время. В начале фамена отмечено возрождение наиболее типичного для девонской Воронежской антеклизы структурного плана, отличительной особенностью которого были простирания тектонических нарушений и границ фаций по азимуту СЗ 320°.

Рубежи этапов тектоно-седиментационных и постоянства структуры III порядка совпадают. Этап постоянства структуры может быть равен этапу осадконакопления (старооскольский), несколькими этапам, иногда более длительным временным интервалам (ранне-среднекаменноугольный, продолжавшийся от тургеневского до краснополянского времени включительно). Перестройка структурных планов на рубежах этапов постоянства структуры III порядка вызваны глубинными причинами: очаги ястребовского вулканизма находились на глубине 80-100 км, петинского и евлановско-ливенского – 40-50 км [36, 97]. По абсолютной продолжительности (в млн. лет) этапы постоянства структуры не равны. Среди них следует различать укороченные и более длительные. Укороченные этапы II порядка начинают и завершают этапы I порядка. Из общей продолжительности герцинского этапа (140 млн. лет) укороченный среднепозднедевонский этап II порядка занимал 25 млн. лет, укороченный позднепермский – 35-37 млн. лет. Находящийся посередине герцинского этапа, раннекаменноугольный-раннепермский этап II порядка гораздо длительней – 80 млн. лет. Сходные данные можно привести для альпийского этапа, точнее, для объединенных киммерийского и альпийского этапов, которые только совместно могут быть противопоставлены герцинскому. Триасовый-раннеюрский этап II порядка (67 млн. лет) и следующий за ним среднепозднеюрский (48 млн. лет) много короче раннемелового-раннемиоценового этапа II порядка (110 млн. лет). Альпийский этап завершает укороченный позднемиоцен-позднеплейстоценовый этап II порядка (около 20 млн. лет).

7.3. Миграция областей постседиментационных поднятий в герцинский и альпийский этапы

Несмотря на то, что в течение каждого этапа постоянства структуры II порядка возникали сходные по конфигурации и облику постседиментационные поднятия, их пространственное положение обычно не совпадало. На рис. 7.4 показано, как менялось положение длинных осей поднятий в палеозое и мезозое. В среднем девоне ось проходила по линии Гомель-Белгород-Миллерово. Во фране и раннем фамене она сместилась к северо-востоку на 20-30 км, в позднем фамене – еще на 50 км. Для карбона характерна двойная (изогнутая «галочкой») ось, причем ее северо-западная ветвь удалилась от положения позднефаменской оси сразу на 60 км. В целом со старооскольского времени свод сместился в сторону Московской синеклизы на 300 км.

В киммерийский этап, после возвращения оси поднятия к линии Богучар-Воронеж-Ефремов (байос-раннебатский этап постоянства структуры III порядка), ось свода смещается в направлении СВ 70-80° (в герцинский этап – на СВ 40-50°). В альпийский этап, в начале которого свод занимал обширные простран-

ства от Среднего Дона до Азовского побережья (берриас-готерив, апт), происходила миграция оси поднятия на север.

В киммерийский этап простираение длинной оси было СЗ 340-350°. Миграция свода значительна: позднебатской-кимериджской структуры по отношению к байос-раннебатской на 10-20 км, раннетитонской – еще на 130 км. В миоцене ось поднятия вновь оказывается западней г. Воронежа.

Максимальные смещения площади свода относятся к рубежам этапов постоянства структуры II порядка: средне-позднедевонского и каменноугольного-раннепермского, средне-позднеюрского и раннемелового. Самое южное положение отмечено для этапов III порядка берриас-готеривского и аптского, северное – для альб-коньякского, восточное – для раннетитонского (ранневожского).

У Воронежской антеклизы есть своеобразная площадь в районе г. Павловска, в пределах которой накладываются друг на друга («интерферируют») области постседиментационных поднятий многих (точнее, шестнадцати) этапов постоянства структуры III порядка. Мы назвали ее «областью разворотов». Длина площади, изогнутой в плане «галочкой» - около 300 км. Режим поднятий, свойственный в целом территории антеклизы, проявился здесь в своем крайнем выражении. Несмотря на то, что «область» полностью затопилась в отдельные временные интервалы герцинского этапа, в современном разрезе осадочного чехла присутствуют немногие горизонты. Девонская система представлена маломощными живетскими аргиллитами, мощности верхнемеловых отложений редуцированы, нет отложений каменноугольных, юрских, нижнемеловых. Это площадь развития гранитных куполов-протрузий, где четвертичные (микулинские) отложения залегают непосредственно на породах фундамента (Шкурлатовская кольцевая структура) или купола выходят на дневную поверхность (районы с.с. Басовка, Украинская и Русская Буйловки, х. Тихий Дон). Важнейшая особенность области максимальных размывов – приуроченность к ней проявлений вулканизма в фанерозое. Поля развития ястребовских вулканогенно-осадочных отложений в значительной степени вписываются в ее границы, как и большинство площадей распространения базальтов франского яруса. Из-за особо напряженной тектонической ситуации здесь оказались локализованными в осадочном чехле проявления и месторождения эндогенных рудных и нерудных полезных ископаемых многих видов.

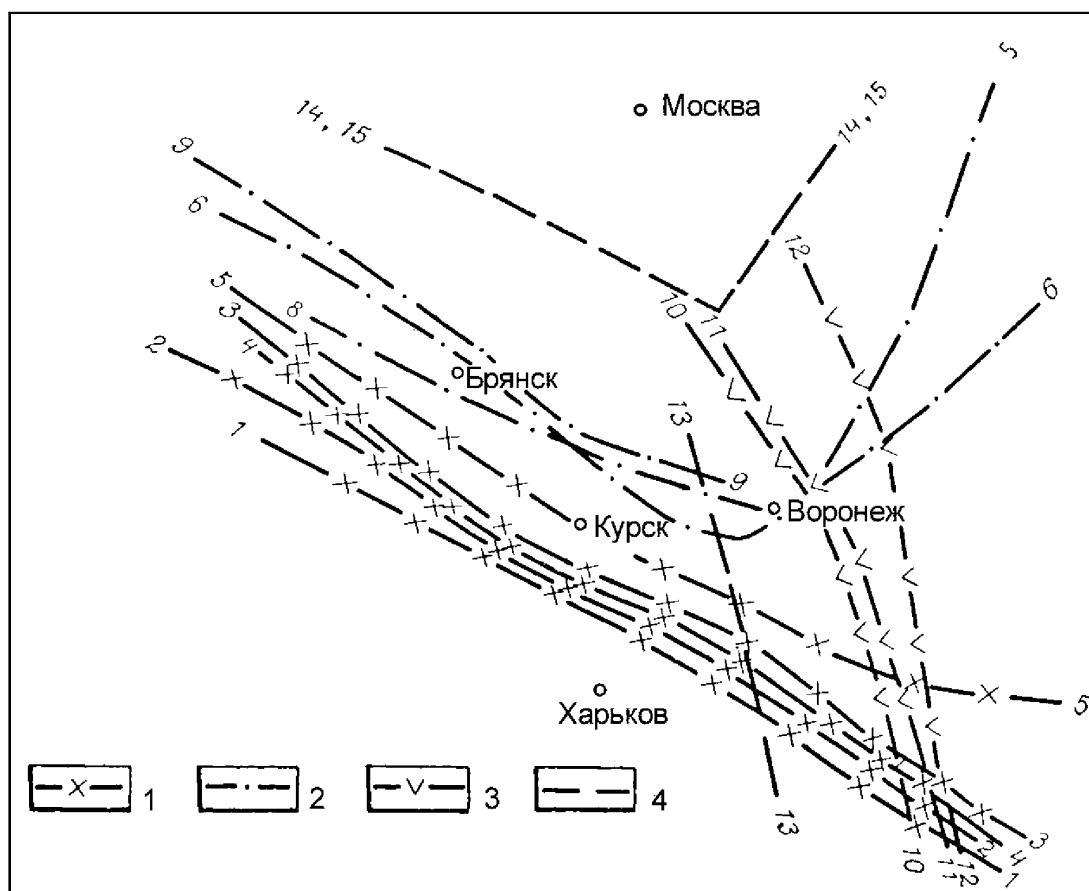


Рис. 7.4. Положение длинных осей главных постседиментационных поднятий в фанерозое на территории Воронежской антеклизы: 1 - в среднем и позднем девоне, в т.ч. в этапах: живетском (1), чаплыгинско-саргаевском (2), семилукском (3), петинско-ливенском (4), ранне-среднефаменском (5); 2 - в раннем карбоне, в т.ч. в этапах: турнейском (6), бобриковском (7), тульско-веневском (8), серпуховском (9); 3 - в юре, в т.ч. в этапах: байос-раннебатском (10), позднебатско-кимериджском (11), раннетитонском (12); 4 - в мелу, в т.ч. в этапах: аптском (13), сеноман-коньякском (14), сантон-маастрихтском (15).

На рис. 7.5 показаны особенности описанных явлений: амплитуда параллельного к северо-востоку смещения свода за герцинский этап (300 км, рис. 7.5, а), торцовое соотношение областей постседиментационных поднятий герцинского и альпийского этапов постоянства структуры I порядка (рис. 7.5, б), территория на юге платформы, охваченная в фанерозое поднятиями (рис. 7.5, в) и положение «области разворотов» на юго-востоке антеклизы (рис. 7.5, г).

Областью, противоположной по типу геологического развития «области разворотов», т.е. испытывающей в фанерозое преимущественно опускания, является участок северо-восточного склона, соответствующий Окско-Донской впадине. Помимо того, что там широко развиты отложения палеозоя и мезозоя, это единственная площадь антеклизы, куда проникла морская трансгрессия неогена, оставившая пески и глины байчуровской свиты и горелкинской серии.

Последовательное, однонаправленное в течение этапов постоянства структуры I и II порядков смещение главных поднятий отражает волнообразные движения земной коры региона. Лишь в среднепозднедевонский этап постоянства структуры длинные оси выступа фундамента и областей постседиментационных размывов совпадали. С начала каменноугольного периода следует различать историю собственно выступа фундамента («Воронежского кристаллического массива», не путать с Воронежской антеклизой, с турнейского века они пространственно смещены друг относительно друга) и историю подвижной, испытывающей смещение в пространстве положительной структуры осадочного чехла, связанных, однако, общим планом развития: приуроченностью к древнему блоку фундамента с максимально большими для платформы мощностями «гранитного» слоя, периодическим, в начале этапов постоянства структуры I порядка, возвращением области поднятий к площади западней г. Воронежа (фиксирует прохождение через регион очередной «волны» поднятий).

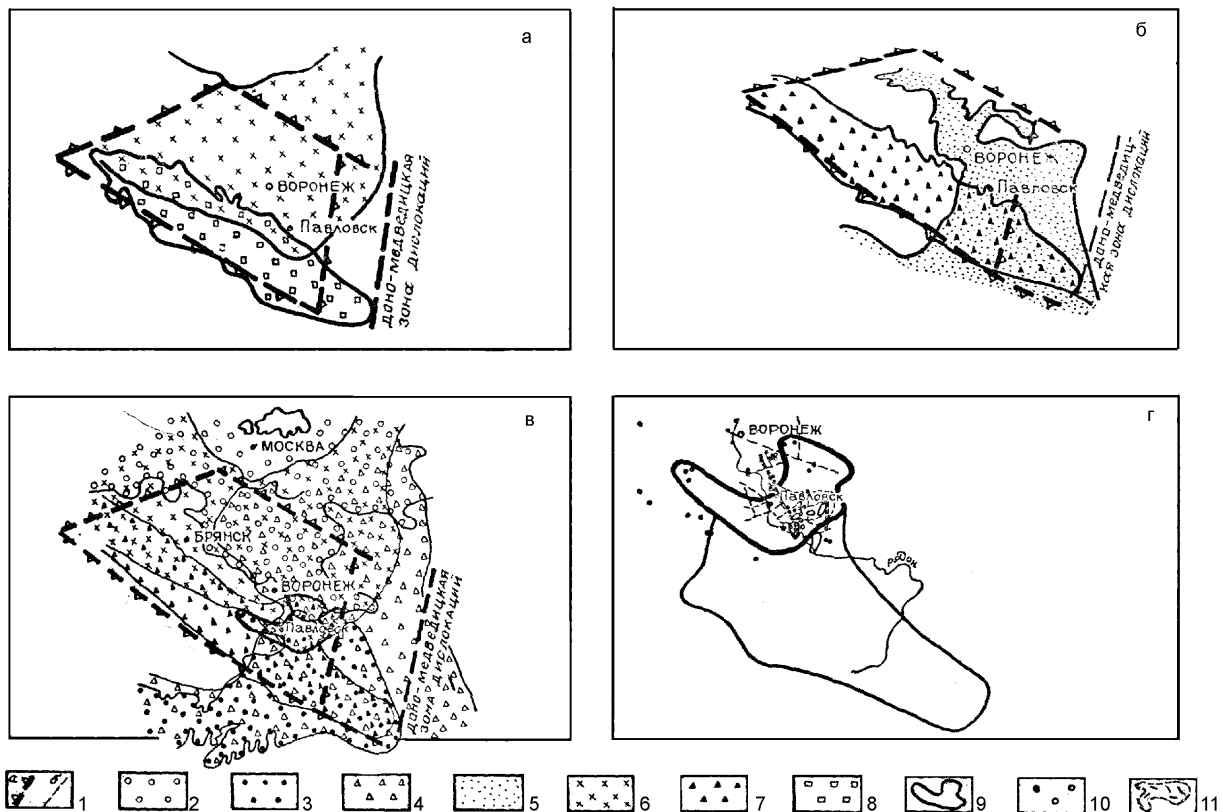


Рис. 7.5. Унаследованность тектонического развития территории Воронежской антеклизы в фанерозое: а - максимальное смещение площади главного постседиментационного поднятия за герцинский этап; б - торцовое соотношение площадей главных поднятий герцинского и альпийского этапов; в - максимальные амплитуды смещения площадей главных поднятий в фанерозое; г - приуроченность лавовых полей и вулканогенно-осадочных отложений франского яруса (контуры по [36, 97]) к области максимальных размывов. 1-разломы глубинные, естественные границы антеклизы (а), прочие важные (б); 2-8 - области размывов отложений этапов сеноман-коньякского (2), аптского (3), раннетитонского (4), позднебатско-кимериджского (5), серпуховского (6), семилюкского (7), старооскольского (8; 9 - «область разворотов»; 10 - проявления эндогенного оруденения в осадочном чехле; 11 - поля развития ястребовских вулканогенных отложений, траппов франского яруса.

7.4. Возникновение аналогичных структурных планов в герцинский и альпийский этапы

Сопоставление приведенных в настоящей работе тектонических карт докембрия и фанерозоя показывает, что ориентировка главных структурных элементов (рифтогенных зон, зеленокаменных поясов, осей сводов) была весьма консервативной, в течение 3,5 млрд. лет доминировали немногие направления: а) СВ 30-40° в обоянское [16], курское (предоскольское, по [290]), глазуновское (восточная ветвь, по [144]) время; б) СЗ 340-350° в михайловское время, доггере, мальме, неогене, современное время; в) СЗ 305-320° в позднем рифее, среднем и позднем девоне. Это же простирание имеет современный выступ кристаллического фундамента; г) СЗ 315° и СВ 40° («двойная» изогнутая ось) в раннем карбоне, меловом, палеогеновом периодах. Явление наследования современным структурным планом особенностей древних структурных этажей, использовалось Г.И. Раскатовым [172] для «глубинного тектонического прогноза». Им даны примеры уточнения тектонических карт, форм погребенного рельефа, фациальных, палеотектонических границ, контуров распространения образований разного петрографического состава в фундаменте, поиска локальных поднятий и впадин, выявления локальных структур – валов, флексур, разрывов.

Однако, при осуществлении такого прогноза было неясно, почему изучение современного рельефа является ключом к пониманию преимущественно карельского структурного плана. На примере Михайловско-Лубнянского района Г.И. Раскатов [172], показывая приуроченность долин притоков р. Свапы к контактам кварцитов и сланцев, а «частных» водоразделов – к пластам собственно кварцитов, объяснил это неодинаковой стойкостью к эрозии различных пород, влиянием тектонического фактора. «Чаще всего рельеф докембрия имеет прямое, хотя и смягченное, отображение в современном рельефе». Однако, возможности неотектонических методов при прогнозе архейской (в отличие от протерозойской), девонской, меловой структуры оказались весьма ограниченными. Они практически не помогали при изучении герцинского структурного этажа, которому принадлежит, по мнению многих, Воронежская антеклиз. Это связано с тем, что современное нам поле тектонических напряжений (исследовалась Г.И. Раскатовым на основе морфометрических методов анализа современного рельефа) во многом аналогично таковому времени главной карельской складчатости КМА, а также средне-позднеюрского этапа постоянства структуры II порядка. Во всех этих трех случаях доминировали сжимающие (во временные интервалы, отвечающие перерывам осадконакопления) и растягивающие напряжения, формировавшие основные структуры с простиранием длинной оси 340-350°. Геологическое развитие региона, таким образом, характеризует повторяемость в возникновении аналогичных тектонических структур. В самом деле, трюги КМА, выполненные образованиями михайловской и курской серий верхнего архея - нижнего протерозоя, свод юрской структуры (именуется иногда «Дно-Донецким мостом») и современные Среднерусская и Калачская возвышенности имеют близмеридиональное простирание (унаследованное), чего нельзя сказать о герцинской структуре: известны «ножницы», угол 20°, между ориентировкой герцинских сводов и простиранием складок главной карельской фазы тектогенеза.

Закономерно менялась и интенсивность (амплитуда поднятий, опусканий, дифференцированность движений) тектонического процесса. Анализ ановь составленных изопахических карт для тектоно-седиментационных этапов позволил выявить резкие изменения тектонических ситуаций в соседние временные интервалы: щигровский (чаплыгинский+саргаевский) и семилукский, петинско-ливленский и задонско-киселевско-никольский и т.д. Они заключаются в разной густоте изолиний, частота встречаемости овальных и кольцевых элементов. В то же время отмечено высокое подобие структурных планов сходных, по [220], герцинских и альпийских этапов. Это касается старооскольского надгоризонта и байоса-раннего бата, щигровской (чаплыгинской+саргаевской) свиты и позднего бата-кимериджа. Совпадает тектонический стиль карт: для одних пар этапов характерны вялые тектонические движения (семилукский горизонт франского яруса и нижневолжский подъярус, щигровская свита и верхнебатско-кимериджская толща), для других – активные (окский надгоризонт каменноугольной системы и альб-коньякский ярусы). Интересно, что некоторые сравниваемые карты как бы продолжают друг друга – совмещается граница отсутствия отложений, области осадконакопления и размыва меняются местами (рис. 7.6 а, б).

Таким образом, исследуя по дробным этапам геологическую историю Воронежской антеклизы, мы сталкиваемся, кроме простого телескопирования структур, со своеобразным явлением: девонские тектонические элементы коррелируются не с каменноугольными, близкими к ним по времени, принадлежащими герцинскому этапу, а с юрскими. Хорошо сопоставляются между собой также структурные планы каменноугольные и меловые. Мы упоминали, что области постседиментационных размывов каменноугольного периода свойственны две оси. На картах изомощностей это явление не очень заметно, однако, «две оси» хорошо отразились на картах фаций позднемеловой эпохи (рис. 7.6 в, г). Границы фаций сантонмаастрихтского этапа в пределах естественных границ антеклизы ориентированы по двум диагональным направлениям: по азимуту СЗ 320° на площади к западу от р. Дон и по азимуту СВ 30-40° восточней р. Дон. Аналогичная особенность распределения фаций отразилась и на фациальной карте сеноман-коньякского

этапа. Следовательно, есть основания утверждать, что геологическое развитие в фанерозое отличает периодичность в возникновении сходных тектонических ситуаций (в девоне и юрском периоде, в карбоне и меловом периоде). Сказанное иллюстрирует и рис. 7.7 на котором показано, какую часть антеклизы затапливали морские воды в герцинский (левый график) и альпийский (правый график) этапы, в процентах занятой морем площади. Вертикальный масштаб графиков выдержан в соответствии с абсолютной продолжительностью основных этапов геологического развития.

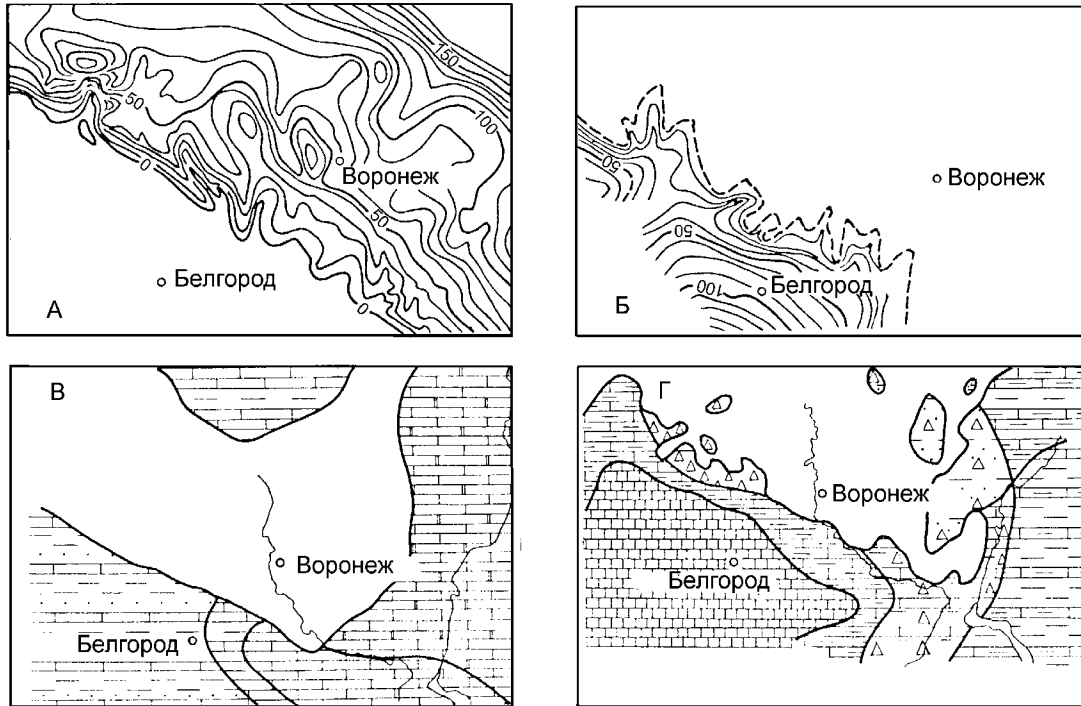


Рис. 7.6. Периодичность геологического процесса на территории Воронежской антеклизы. Аналогичны тектонический стиль карт, густота изопахит сходных, по [220, 224], этапов старооскольского (живетский век девонского периода, А) и байос-раннебатского (Б). Площади, занятые отложениями этапов меняются местами, продолжают друг друга. На картах фаций этапов серпуховского (В) и сантон-маастрихтского (Г) сходны карбонатный состав отложений, однотипные “двойные” оси областей размывов. Использованы [12, 13, 203].

Оба графика в высокой степени подобны. Двум максимумам трансгрессии герцинского этапа (чеплыгинско-саргаевское время позднедевонской эпохи, веневско-тарусское время каменноугольного периода) соответствуют максимумы юрской (оксфорд) и меловой (туронский-коньякский, сантонский-маастрихтский века) трансгрессий. Низкие или отрицательные амплитуды обоих графиков свойственны позднекаменноугольному-пермскому и палеоген-плейстоценовому временным интервалам, когда на антеклизе трансгрессий или не было, или же морские воды занимали небольшую площадь на склонах. Промежуточные позиции характеризуют процессы погружения в турнейский, валанжинский, готеривский и барремский века, когда море занимало около половины площади антеклизы в пределах ее естественных границ - зон глубинных разломов.

7.5. Сопоставление особенностей геологического развития Воронежской, Белорусской, Волго-Уральской антеклиз

Воронежская антеклиза предложена Н.С. Шатским в качестве одного из тектонотипов антеклиз. Он отметил [266]: «Московская синеклиза, глубокий прогиб Балтийской синеклизы и Донецкий прогиб с востока и запада внедряются в поднятый массив и расчленяют его на узкие антеклизы (Волго-Уральский свод, Воронежская антеклиза, Белорусский массив...». В этом тезисе можно увидеть попытку классифицирования антеклиз, которое весьма полно отражает большие отличия в строении и развитии трех положительных структур. Общим для этих структурных образований является наличие в современном рельефе фундамента его выступа, облекаемого осадочным чехлом различной (до 1,0 км и более) мощности. Определение «в современном рельефе» обычно не включается в формулировку термина «антеклиза». В.Е. Хаин отмечает [248], что антеклизы «могут оказаться поглощенными более обширными областями прогибания и превратиться в погребенные структуры типа Волго-Уральской антеклизы». Эту структуру В.Е. Хаин считает

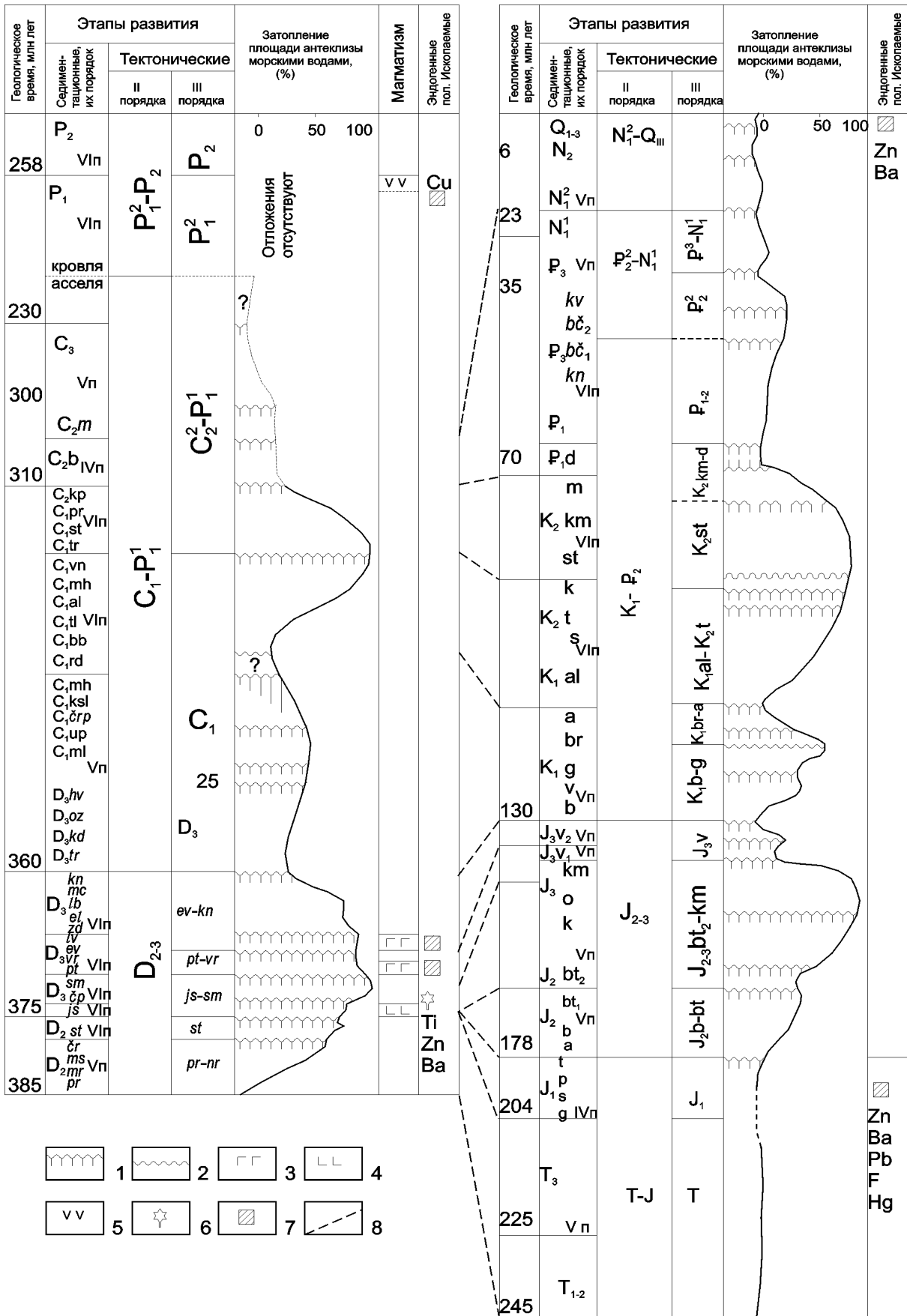


Рис. 7.7. Тектоническое развитие территории антеклизы в фанерозое. Учтены [218-224, 286]. 1-2 – размыты основные (1) и второстепенные (2), 3 - траппы; 4 - щелочные базальтоиды; 5 - траппоподобные породы по Р.В.Красненкову); 6 - кимберлиты, (по Р.Т. Ананьину); 7 - каменные строительные материалы (гранитные купола в осадочном чехле); 8 - сходные, по С.В. Тихомирову, этапы.

каледонско-раннегерцинской. Р.Г. Гарецкий генетическую сторону формирования антеклиз рассмотрел в соответствии со взглядами Н.С. Шатского: «Антеклизы – крупнейшие положительные структуры плиты, которые характеризуются антиклинальной формой поверхности фундамента и почти повсеместным распространением чехла сокращенной мощности. Отличительной чертой развития антеклиз является их формирование в процессе погружения определенных отрицательных структур» [216, с. 9]. В более поздней работе [50] антеклизы вообще не рассматриваются.

Из приведенных определений видно, что антеклизы на определенной своей площади могут быть свободными от осадочного чехла. Количественные значения – площади распространения пород фундамента, начиная с которых платформенная структура могла бы классифицироваться как щит или антеклиза не приводятся.

Щиты определены Э. Зюссом [268, с.41] «как бы более устойчивые участки платформы, которые свидетельствуют об общем высоком положении кратона и остались почти на месте с древнейших времен, в то время как плиты прогрессивно прогибались». Н.С. Шатский указал и другие особенности щитов [268]: а) частое отсутствие осадочного чехла, который сохраняется лишь в осложняющих щиты синеклизах; б) сложность строения, для которого характерно чередование антеклиз и синеклиз. Примером синеклиз указана синеклиза Ботнического залива, тектонотип антеклиз на щитах Н.С. Шатским не приведен («Обычное отсутствие слоистых осадочных пород на щитах не позволяет распознать на их территории такие положительные структуры как антеклизы» [268]); в) большая устойчивость щитов («Погружение их по своей величине никогда не достигает тех опусканий, которые характеризуют соседнюю плиту» [268]; г) большая устойчивость очертаний щитов.

Как показано ранее, в раннем и среднем рифее Украинский щит и Воронежская антеклиза входили в единый Сарматский щит. В позднем рифее заложился Днепровско-Донецкий авлакоген, который разделил эти структуры, и в каледонский этап такое положение сохранилось.

В герцинский этап, с эйфеля, в прогибание включились территории Воронежского щита и Днепровско-Донецкой впадины, но - не Украинского щита. Палеозойские отложения, представленные песчаниками и известняками среднего и верхнего отделов девона, каменноугольными доломитами и известняками, известны лишь в Приазовье, в зоне сочленения Азовского массива и Донбасса. Нет на Украинском щите и аналогов ястребовских вулканитов Воронежской антеклизы. Франские базальты имеются лишь в Приазовье (антон-тарамская свита), где распространены также лавы пермотриаса (плагиопорфиры, ортофиры, альбитофиры, монцониты, шонкиниты). Площадь распространения антон-тарамских базальтов (180 км²) в десять раз меньше площади, сложенной аналогичными породами на Воронежской антеклизе. В пределах основной части Украинского щита девонские вулканиты известны в единственной точке - на Ильинецкой кольцевой структуре близ г. Винница. В.А. Рябенко эту структуру считает реликтом древнего вулкана. Возраст изливаний лав, по В.Л. Масайтису, - 395 млн. лет. Украинский щит в течение герцинского этапа не отличался дифференцированностью тектонических движений. Областью активизации этой высоко, в целом, стоявшей структуры являлись лишь площади Приазовского массива, примыкающие к Донбассу.

Тектоническая активность Воронежской антеклизы этого времени была несравненно большей. Поэтапный анализ ее развития показал, что во временные интервалы максимальных трансгрессий (чаплыгинское время, конец визейского - начало серпуховского веков), когда вся антеклиза перекрывалась морем, ее свод освобождался от накопившихся осадков в ближайший перерыв (соответственно, в предсемилюкское и предбашкирское время). Над сводом современного Воронежского кристаллического массива (ось проходит по линии Павловск-Тим-Щигры) осадки палеозоя отсутствуют, а на примыкающих площадях сохранились из-за постоянного смещения области размыва от этапа к этапу. Из-за частых собственных поднятий, фиксированных весьма интенсивными размывами, собственных фаз вулканизма, не известных в соседних структурах, герцинская Воронежская антеклиза не должна считаться пассивной, остаточной структурой, как это часто утверждают. Ее тектоническое развитие обладает определенной направленностью: ускорением, нарастающей консолидацией земной коры, сопровождаемой пространственным смещением проявлений тектонической активности (вулканизм, гидротермальная деятельность) от центральных к краевым частям. Только на антеклизе имеются кольцевые структуры-протрузии (Шкурлатовская, Буйловская, Басовская и другие) и кольцевые вулкано-тектонические структуры, расположенные в пределах зон размывов, ограничивающих антеклизу (Калужская, Дугнинская, Юхновская, Мигулинская, Гнилушинская и т.д.). Аналогичные кольцевые структуры расположены по периферии других крупнейших положительных тектонических форм: Украинского щита (Маневичская), Волго-Уральской антеклизы (Пучежская, Карлинская), Белорусской антеклизы (Логовская). История Воронежской антеклизы в герцинский этап есть чередование этапов осадконакопления продолжительностью 3-6 млн. лет (V-VI порядков, по С.В. Тихомирову), их можно назвать «стадиями антеклизы», и более кратковременных интервалов размыва накопившихся осадков, когда денудации подвергались площади кристаллических пород до 1100x250 км («стадии щита»). Воронежская и

Белорусская антеклизы во фране объединялись в единую структуру, хотя и тогда их разделяла небольшая площадь Оршанского прогиба, где денудации подвергались отложения среднего девона.

В мезозое и кайнозое формальных отличий между Украинским щитом и Воронежской антеклизой меньше, чем в герцинский этап: обе структуры были охвачены синхронными поднятиями и опусканиями. Украинский щит они захватили сильнее, судя по современному распространению морских осадков. На Украинском щите выделены [56] пять районов, где сохранились отложения сеномана, турона, сенона: а) Вольнский; б) Вольно-Подольский; в) Приднепровский; г) Приазовский; д) Конско-Ялынский. По [56], на Вольны мощность песков сеномана составляет 2,7-7,4 м, а турона несколько больше (кремнистые породы). Сеноманские глауконитовые пески на Днестре достигают мощностей 50-60 м. Предполагается [56], что весь щит был областью осадконакопления в поздне меловую эпоху. Следующей крупнейшей трансгрессией на Украинском щите была палеогеновая, максимум которой относится к киевскому веку (известняки, мергели, известковистые глины, известковистые и опоковидные песчаники, опоки). Обширные площади заняли глауконитовые пески харьковского яруса и пески, песчаники, глины полтавской свиты. Полтавские отложения мощностью до 50-60 м занимают даже возвышенную часть Днепровско-Бугского водораздела. Погружение Украинского щита на поздне меловом и эоценовом этапах было существенно большим, чем одной из частей Русской плиты - Воронежской антеклизы, - свод которой эти моря не перекрывали. Значит, градиенты отрицательных движений щитов могут превышать таковые соседних плит. Более активная (чаще погружавшаяся и воздымавшаяся) на герцинском этапе Воронежская антеклиза уступала в этом отношении Украинскому щиту альпийского этапа. Более того, лишь на Украинском щите (бассейн р. Камышеваха в Приазовье, Болтышская кольцевая структура и т.д.) известны проявления мелового магматизма, признаки которого лишь недавно открыты В.Н. Скаржинским на южном склоне антеклизы [205]. На обеих структурах интенсивно проявились процессы киммерийского рудогенеза, приведшие к формированию месторождений полиметаллов в девонских (северо-запад антеклизы) и каменноугольных (юго-западный склон) отложениях, рудопроявлений барита, флюорита, ртути и др. в осадочном чехле и реактивизированных зонах тектонических нарушений фундамента.

Уделив внимание сопоставлению Украинского щита и Воронежской антеклизы, тектонотипов данного вида структур, отметим основные особенности развития Белорусской (Мазурско-Белорусской) и Волго-Уральской антеклиз.

Н.С. Шатский [267] выделил впервые Белорусский массив по неглубокому залеганию среднедевонских отложений, отнеся его возникновение к герцинскому этапу тектогенеза. Позднее [268] он назвал его антеклизой. Р.Г. Гарецкий [216, с. 122] отметил, что “в целом, Белорусская антеклиза и составляющие ее структурные элементы, не наследуют простираний и знака структур фундамента”. В отличие от Украинского щита и Воронежской антеклизы рассматриваемая структура была на большей части перекрыта песчаниками, алевролитами белорусской (полесской) серии рифея, вольнскими песчаниками, туфами, базальтами, валдайскими песчаниками, алевролитами, глинами. Осадконакопления в позднем протерозое, вероятно, не было на Мазурском и части Минского массивах.

Предполагается [216], что максимальная среднедевонская трансгрессия (наровская, особенно поздненаровская) довольно широко распространялись к западу от г. Минска, но Мазурский массив (рис.7.8) не занимала и она. Каменноугольная трансгрессия Белорусскую антеклизу не затронула. Отмечено [216], что “перед началом позднефранко-раннепермской стадии... обособилась Белорусская антеклиза, в апикальной части которой фундамент, видимо, выступал на поверхность. Предворонежская граница явилась рубежом, отделившим стадию спокойного развития Припятского прогиба от стадии интенсивного прогибания и формирования грабена”. Р.М. Пистрак считает началом интенсивного опускания Припятского грабена ливенское время.

Вулканизм девона и более поздний на Белорусской антеклизе открыт недавно – кимберлиты Жлобинского поля, проявления Логовской структуры. После среднедевонской трансгрессии большая часть антеклизы оставалась сушей до турона, когда она стала целиком областью осадконакопления [216]. Перестройки структурных планов были неоднократны: для границ фаций сеномана и турона характерны субширотные простирания; коньяка, кампана, маастрихта - субмеридиональные. Трансгрессии палеогена (киевская, харьковская) затронули преимущественно южные склоны антеклизы, но не ее свод.

Из приведенных данных следует, что по типу развития - тенденция к высокому положению над уровнем моря - Белорусская антеклиза значительно ближе к Украинскому щиту, чем к Воронежской антеклизе, хотя амплитуды положительных движений здесь меньше. Лишь в туроне Белорусская антеклиза и Украинский щит были полностью перекрыты морскими водами, единственный раз в их фанерозойской истории. На обеих структурах слабее проявился эффузивный и взрывной вулканизм (не считая воронежского (?)) в

Припятском грабене, антон-тарамского и более позднего в зоне сочленения Приазовский массив - Дон-басс).

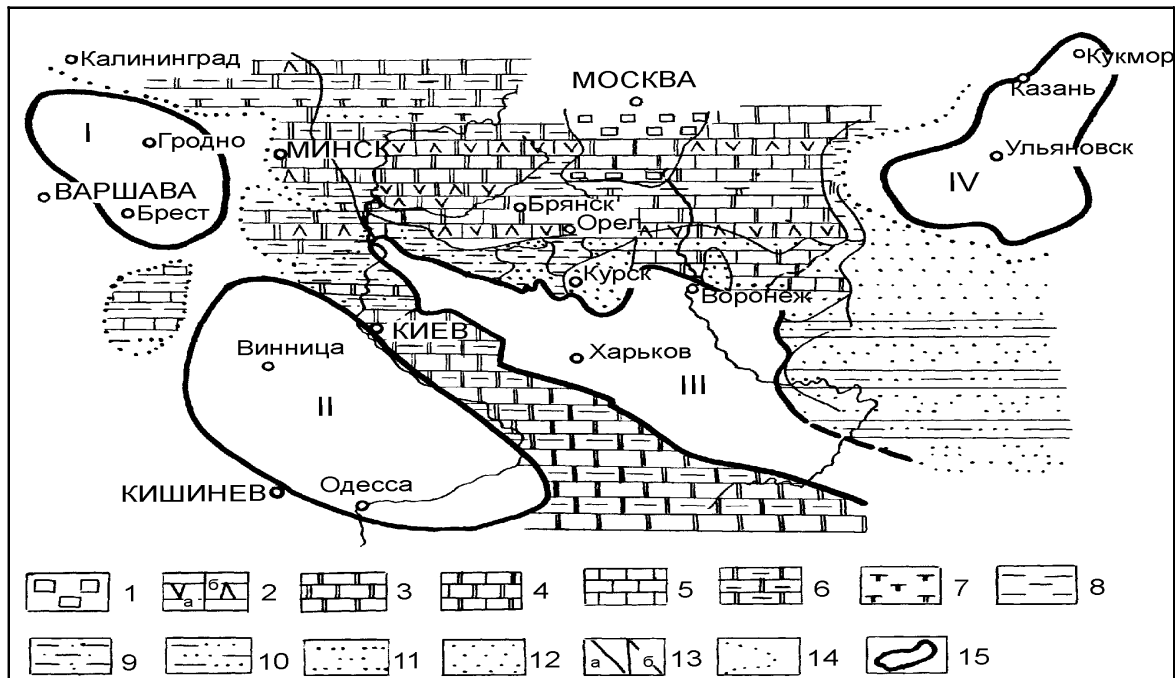


Рис. 7.8. Соотношение областей размыва и осадконакопления на юге Восточно-Европейской платформы в среднем девоне. Воронежский "щит" указан в границах предмосоловского размыва. По [12, 13, 86, 256 и др.]. 1 - каменная соль, 2 - гипсы (а) и ангидриты (б); 3 - доломиты; 4 - известняки доломитизированные; 5 - известняки; 6 - доломиты глинистые; 7 - глины доломитовые; 8 - глины; 9 - глины песчанистые; 10 - пески, алевролиты глинистые; 11 - алевролиты; 12 - пески и песчаники; 13 - границы фаций установленные (а) и предполагаемые (б); 14 - граница областей современного отсутствия отложений эйфельского яруса; 15 - границы областей размыва докембрийского фундамента: Мазурский массив (I), Украинский щит (II), Воронежский щит (III); область размыва доэйфельских отложений территории Волго-Уральской антеклизы в предживетское время (IV).

Каковы же особенности развития третьей антеклизы - Волго-Уральской [58, 267], или Волго-Камской [9]? Исследователи всегда отмечали ее гетерогенность. А.Д. Архангельский писал [9]: "По деталям геологического строения и истории развития Восточно-Русская впадина неоднородна и ее можно подразделить на несколько участков, значительно различающихся между собой, и что остающийся за выделением Подмосковной котловины и Прикаспийской впадины участок Восточно-Русской впадины до сих пор не имеет особого наименования: мы будем называть его Волжско-Камским". Рифейские отложения здесь распространены весьма широко. На Токмовском своде они слагают крылья структуры, но отсутствуют в его центральной части. В пределах Жигулевско-Пугачевского свода они залегают на южной (Балаковской) вершине, но их нет на северной (Жигулевской). После длительных поднятий каледонского этапа, осадконакопление на антеклизе началось в эйфеле, одновременно с другими антеклизмами платформы, однако, продолжалось оно несравненно дольше, с различными по длительности в разных частях перерывами, до конца пермского периода. По строению отложений палеозоя здесь различаются [58] своды Токмовский, Татарский, Башкирский, Камский, Жигулевско-Пугачевский и разделяющие их впадины Бузулукская, Мелекесская, Верхнекамская, погребенные прогибы Сергеевско-Абдулинский, Казанско-Кажимский (авлакоген). Контрастность тектонических движений в герцинский этап была на территории антеклизы значительной, она заключалась в различных амплитудах погружения ее отдельных частей. Магматизм проявлен незначительно. Мощности отложений ряда подразделений девона на Волго-Уральской антеклизе все же существенно меньше, чем в соседних прогибах. Так, казанлинская свита нижнего девона (красноцветные терригенные породы) в Рязано-Саратовском прогибе образуют толщу до 600 м. На антеклизе они присутствуют только на юго-западе Жигулевско-Пугачевского свода (первые десятки м, здесь и ниже, по [58]). Воробьевских отложений вскрыто у Саратова от 70 м до 220 м, а на Токмовском своде (с. Токмово) - 52 м, на южной вершине Татарского свода - до 25 м, в то время как на северной вершине, по С.В. Тихомирову [221], на кристаллическом фундаменте непосредственно залегают щигровские отложения (среднего девона нет), а на Жигулевско-Пугачевском своде (г. Пугачев) воробьевских пород не более 30 м. Другие подразделения девона представ-

лены на актеклизе теми же или большими мощностями, чем в Рязано-Саратовском прогибе. Так, алатырские слои (петинские) в Токмове образованы 20-40 м известняков и мергелей, на Татарском своде самсоновские слои (аналог алатырских, по С.В. Тихомирову) имеют примерно ту же мощность, в Орехове на Жигулевско-Пугачевском своде алатырских известняков 32 м. В семилукское и саргаевское время на Татарском своде доминировали фации некомпенсированного прогибания - доманиковые слои, фиксировавшие опускание всей антеклизы по разлому, рассекающему Восточно-Европейскую платформу и Кавказ. Этот разлом впервые описан [268]. Интересно, что в Рязано-Саратовском прогибе алатырских отложений меньше, чем на самой Волго-Уральской антеклизе - обычно 10-20 м, на юго-востоке - 10-50 м. Несомненно, в девоне описываемая положительная структура иногда погружалась несравненно интенсивней, чем ограничивающий ее с юго-запада прогиб!

В девоне на антеклизе доминировали меридиональные простирания основных структур, особенно полно выраженные в живетский век, пашийское-среднекыновское (ястребовское-раннечаплыгинское) время франа. В предкаменноугольное время отмечена значительная структурная перестройка. Отложения турне известны лишь на восточном склоне Токмового свода, зато они широко и полно представлены в Жигулях. На Татарском своде в Голышурме турнейский ярус образован всеми горизонтами; его мощность - 110-115 м. Простирание области отсутствия отложений турне и башкирских (визейские присутствуют почти повсеместно, их мощность 120-200 м и более) - СВ 30°. Тектоническая структура отложений московского века отлична от башкирской: для фациальных границ верейского горизонта типичны меридиональные простирания. Мезозойские отложения повсюду залегают на размытой поверхности палеозоя. Для них характерна перестройка структурного плана. Мезозой и кайнозой слагают совместно наложенный Ульяновско-Саратовский прогиб. Анализируя карты фаций [58], отметим для пермского и триасового структурных планов преобладание субширотных элементов (границ фаций и т.д.), для юры - северо-западных, для мела - меридиональных. Можно отметить четыре основные особенности, свойственные тектоническому развитию Волго-Уральской антеклизы: а) тенденция к погружению, особенно ярко проявившаяся в герцинский этап, мезозое и кайнозое, кроме позднего плейстоцена и голоцена; б) высокая гетерогенность строения, выраженная в наличии пяти крупных сводов, многочисленных впадин и прогибов; в) отсутствие ясно выраженных границ с соседними отрицательными структурами, прогибавшимися не всегда с большими амплитудами; г) практическое отсутствие проявлений магматизма фанерозоя (кроме поля базальтов у г. Казани в Сергеевско-Абдулинской впадине и тел ультрабазитов Пучеж-Катунской кольцевой структуры на северной границе антеклизы; по масштабам они не идут в сравнение с многофазными излияниями эффузивов Воронежской антеклизы или Приазовского блока Украинского щита). *Единство площади антеклизы отмечается лишь для современного этапа развития.* В современном структурном плане Волго-Уральская антеклиза целиком оконтуривается как площадь развития элювиально-делювиальных отложений, то есть как воздымающаяся форма. Н.И. Николаев оценил амплитуду положительных движений в регионе за неотектонический этап - до 300-350 м [143].

Рассмотрев историю развития положительных структур платформы, ее антеклиз и Украинского щита, отметим противоречия в традиционном использовании терминов “антеклиза” и “щит”. Получается, что “антеклизам” именуется тектонические элементы: а) перекрытые морскими водами в фанерозое лишь единожды (в турне, Белорусская антеклиза), многократно (Воронежская антеклиза), являвшиеся областью преимущественно морского осадконакопления на протяжении всего герцинского этапа и, частично, в мезозое и кайнозое (кроме позднего плейстоцена и голоцена) - Волго-Уральская антеклиза; б) обладающие современными мощностями осадочного чехла от 0-200 м, редко большими (Воронежская антеклиза) до 1,5-2,0 км (Волго-Уральская). В первом случае они близки к таковым Украинского щита, во втором - Московской синеклизы (без учета Московского авлакогена); в) с многофазным вулканизмом фанерозоя, в том числе, глубинным ястребовским Воронежской антеклизы, не проявившемся или слабо выраженным в соседних отрицательных структурах, и практически без его проявлений - Белорусская и Волго-Уральская антеклизы; г) с чередованием многочисленных стадий высокого положения свода, формирования кор выветривания (стадии “щита”) и стадий перекрытия кор морскими осадками (стадии “плиты”) - герцинский этап развития Воронежской антеклизы, - и без такого чередования, с тенденцией к высокому положению (Белорусская антеклиза). Р.Г. Гарецкий [49] указал коры выветривания в качестве типичных формаций щитов, однако, для антеклиз типа Воронежской коры еще характернее. Их количество и сохранность там не идет в сравнение с Украинским щитом: на антеклизе они лучше консервировались отложениями последующих этапов осадконакопления. Поэтому Воронежская антеклиза предложена А.Д. Савко [183] как эталон для изучения кор выветривания всей платформы; д) обладающие структурным единством, уверенно различимыми для каждого этапа сводом и крыльями, четко очерченными границами (Воронежская антеклиза), с преимущественно нечеткими границами (Белорусская антеклиза), гетерогенным строением и нечеткими границами

(Волго-Уральская); е) имеющими в осадочном чехле больше выраженных структурных несогласий, чем в соседних прогибах (Белорусская антеклиза), равное их количество (Воронежская), меньшее количество (Волго-Уральская антеклиза с ее некомпенсированным осадконакоплением второй половины шигровского и семилукского этапов, непрерывным разрезом карбона и перми, многие подразделения которых не представлены в Рязано-Саратовском прогибе).

Таким образом, большинство признаков, характеризующих строение и развитие реальных антеклиз Восточно-Европейской платформы (их “пассивность” и “остаточность”, сокращенные мощности, большее число перерывов и т.д.) на самом деле не являются определяющими, корректно используемыми. Можно назвать единственный общий показатель, действительно свойственный этим трем антеклизам: положительные знаки *современных* движений значительных амплитуд (до 8-9 мм/год для Воронежской антеклизы, по А.Т. Донабедову и В.А. Сидорову) и наличие в *современном* рельефе фундамента поднятий, облакаемых осадочным чехлом любой мощности. Воронежская антеклиза современного этапа развития это Среднерусская возвышенность, имеющая абсолютные отметки водоразделов до 295 м. Конечно, и в Московской синеклизе имеются обширные площади, занятые возвышенностями (Галичско-Чухломская, Северные Увалы), иногда их самые верхние поверхности имеют денудационное происхождение, там сохранились отложения триасовые, верхнеюрские, позднемеловые. Такова резко асимметричная, резко расчлененная Клиско-Дмитровская гряда, часть Смоленско-Московской возвышенности. Гряда имеет отметки водоразделов до 280-285 м, пережила в конце позднего мела-неогене значительное поднятие, но ныне она, по данным повторных высокоточных нивелировок, - область опусканий с градиентами более 3 мм/год [76]. Большая часть гряды расположена в пределах Подмосковного авлакогена, соотношение ее с рельефом кристаллического фундамента инверсионное.

Антеклизы - *современные* положительные структуры платформы, ее фундамента и осадочного чехла, испытывающие воздымание на *современном* этапе развития. Антеклизы, синеклизы, щиты обладают определенной однородностью глубинного строения (в отличие от гетерогенно построенных плит), их следует считать структурами одного ранга. Все они образуют непрерывный, гомологический ряд восприимчивости земной коры к волнообразным колебательным движениям, который можно назвать рядом подвижности структур платформы. Н.С. Шатский [267, с.44] был прав, различая среди антеклиз несколько их видов: антеклизы типа Воронежской (собственно антеклизы), массивы (Белорусский), своды (Волго-Уральский). Естественный гомологический ряд подвижности земной коры древней платформы, построенный на основе анализа особенностей тектонического развития, выглядит следующим образом: “антеклиза” (типа Воронежской) - “щит” (Украинский щит, антеклиза типа Белорусского массива) - “свод” (антеклиза типа Волго-Уральского свода) - “синеклиза” (Московская) - “авлакоген” (Днепровско-Донецкий, начиная с алатырского времени герцинского этапа). Крайним членам ряда (Воронежской антеклизе, Днепровско-Донецкому авлакогену) в течение неогее и постнеогее свойственна наиболее полно проявившаяся тенденция соответственно к поднятиям и опусканиям. У промежуточных структур она выражена заметно меньше.

Суждения о причинах различной подвижности положительных структур древней платформы (восприимчивости к колебательным движениям) могут быть высказаны при анализе таблицы 7.2.

Таблица 7.2

Зависимость подвижности земной коры положительных структур древней платформы (восприимчивость к колебательным движениям) от мощности “гранитного” слоя. С использованием [15, 49, 58, 131, 208, 214], данных Ж.П. Хотько

Строение литосферы	Положительные структуры, члены гомологического ряда			
	Воронежская антеклиза	Украинский щит	Белорусская антеклиза (массив)	Волго-Уральская антеклиза (свод)
Мощности земной коры (км)	45-50	40-55	40-46	35-40, 45 (по разным данным)
Мощности “гранитного” слоя (км)	30-32	20-25	18-19	10-15

Из таблицы 7.2 видно, что подвижность структур, тенденция к поднятиям, связана с мощностью «гранитного» слоя, другими словами, со степенью консолидации верхней части литосферы платформы. На примере Воронежской антеклизы мы видели, такая консолидация произошла в течение мегаэтапа внедрения интрузий и кратонизации (2,2-1,65 млрд. лет назад). В этот временной интервал объединились отдельно развивавшиеся мегаблоки КМА и Восточно-Воронежский. Высокая степень консолидации («гранитизации») – первопричина поразительной тенденции антеклизы к воздыманиям, высокого положения в рифее и

венде, не свойственного другим антеклизам. Единый блок Воронежской антеклизы, подобно кораблю с глубокой осадкой (аномально большая мощность «гранитного» слоя), чутко отвечал поднятием на любое ослабление сжимающих усилий в глубоких горизонтах земной коры и верхней мантии, происходившие во временные интервалы осадконакопления. У структур с меньшими мощностями «гранитного» слоя эта способность ослаблена в соответствующей степени. Высокой раздробленностью верхних горизонтов коры Волго-Уральской антеклизы объясняется гетерогенность ее структуры. И в этом регионе консолидация верхов литосферы возрастает: антеклиза лучше выражена единым поднятием современного этапа по сравнению с любым другим в ее предшествующей истории.

От краев к центру приведенного гомологического ряда (от антеклиз типа Воронежской к щитам и сводам) границы структур становятся менее определенными.

ГЛАВА 8. КОЛЬЦЕВЫЕ СТРУКТУРЫ КАК ЛОКАЛЬНЫЕ ЦЕНТРЫ ТЕКТОНИЧЕСКОЙ АКТИВИЗАЦИИ, СВЯЗАННОЙ С РАЗВИТИЕМ ВОРОНЕЖСКОЙ АНТЕКЛИЗЫ

В пределах Воронежской антеклизы насчитывается с учетом материалов [27, 235-240] 143 кольцевых структуры различного генезиса (рис. 8.1). Детальное изучение некоторых из них [273, 275, 279, 284] позволило подтвердить тесную связь возникновения и развития этих объектов с геологической историей антеклизы. Термин «кольцевая структура» используется не всеми. Д.М. Трофимов [240] говорил об «изометричных структурах», В.Ю. Зайченко и др. [87] - о «кольцевых образованиях», В.В. Соловьев [209, 210] - о «концентрических структурах», «структурах центрального типа». Все же понятие «кольцевая структура», известное задолго до «космического» этапа геологии, имеет право на существование по праву приоритета. К тому же оно довольно полно характеризует локальный характер реальных природных объектов, а для тех, что обладают кольцевым валом (Калужская, Гнилушинская), точно описывает морфологический облик (именно «кольцо», а не «круг»). Исследование кольцевых структур антеклизы начал в 1940-е годы М.Н. Грайзер, открывший Калужский объект, которому позднее посвящены работы [158, 218, 219 и др.]. Еще раньше (1841, Р. Мурчисон) под г. Нижний Новгород был описан «Тонковский очаг прорыва», исследованный Г.И. Горецким [66]. В 1960-е г.г. «Курский грабен» (Бесединская, или Курская кольцевая структура) изучался Д.Н. Утехиным и др. [59, 243], А.И. Скомороховым.

Одновременно с исследованиями разрабатывались гипотезы о происхождении структур. Е.В. Свешниковой [196] были охарактеризованы «комплексы центрального типа» магматогенного генезиса. Два вида объектов, гнейсовые складчатые овалы и гнейсовые купола, описал Л.И. Салоп [195]. Дистанционными методами установлена большая распространенность объектов центрального типа в пределах платформы и их связь с глубинными разломами. Упомянем в связи с этим работы В.А. Буша [34], В.В. Козлова [164], В.Н. Можаяева [137], М.А. Артамонова, Е.В. Востокова [5], В.А. Богословского [28], С.М. Богородского и др. [27], В.Н. Брюханова [31], А.А. Вальтера, В.В. Ефименко [45], Л.Ф. Волчегурского [47], О.Б. Гинтова [60], Я.Г. Каца, А.Г. Рябухина [101], В.Ф. Машенко и др. [128], Н.В. Межеловского [129], Н.Н. Погребнова, Н.Ф. Чистилина [161], В.Г. Пронина [166], А.А. Романова, В.А. Демидова [178], Г.Ф. Симоновой [202], В.Д. Скарятин [204-205], В.Г. Трифонова [230-234], Д.М. Трофимова [235-234], П.В. Флоренского. Традиционные и вновь разработанные способы исследований [277, 281, 282 и др.] позволили показать распространение кольцевых структур разных видов на площади антеклизы, сопоставить их с аналогичными объектами Украинского Полесья и Приазовья. Генезис и минерагенические особенности структур оказались зависимыми от пространственного положения полей тектонических напряжений. Было проведено полевое изучение выбранных в качестве тектонотипов кольцевых фотоаномалий космических снимков, создана основа для суждения о генезисе аналогичных образований, диаметр которых (рис. 8.1, 8.2) составляет 3-65 км. Закономерности их пространственного положения и облика таковы: 1 - расположенные обычно группами, фотоаномалии часто перекрывают друг друга, тяготея к единой линии; 2 - различаются замкнутые (полная окружность) и фрагментарные (сегменты) образования, с округлыми или прямолинейными ограничениями; 3 - многие фотоаномалии тяготеют к периферии срединных массивов. Поперечные размеры объектов возрастают от этих массивов к ограничивающим антеклизу отрицательным структурами. В разломе кольцевой структуры различаются: а) кольцевое ограничение, не всегда являющееся разрывом; последнее типично для экзогенных и брахиформных образований; б) центральный блок; в) контролирующий разлом, один или несколько, в пределах которого структура локализована. Фотоаномалии располагаются в различной геоморфологической ситуации (см. рис. 8.2), но всегда существуют элементы рельефа, подчеркивающие положение объектов: дуговые фрагменты долин, участки с повышенной расчлененностью, изолированные холмы или депрессии. В качестве примера приведем рис. 8.3 на котором видно: известные обнажения «Павловских гранитов» на обоих берегах р. Дон (с.с. Украинская и Русская Буйловка), на самом деле - единый массив. Именно так он и выглядит на космоснимках - круг диаметром около 3,0 км, лишенный растительности. На рис. 8.4 (накладка на космоснимок «Салюта-4») показано соотношение кольцевых структур-протрузий Павловского вала и систем сдвигов, осложняющих восточную периферию Россошанского срединного массива. Все протрузии локализованы в пределах Лосевско-Мамонской зоны фанерозойской тектонической активизации.

Условные обозначения: 1. Протрузии Бесединская (1а), Шкурлатовская (98), Буйловская (97); 2. Гнилушинская кольцевая структура (101); 3. Брахиформные структуры кристаллического основания (117); 4. Мигулинский «гексаэдр»; 5. Объекты центрального типа экзогенного происхождения; 6. Прочие, невыясненного происхождения; 7. Жесткие глыбы: Курская (КЖГ), Россошанская (РЖГ), совпадают с архейскими срединными массивами; 8. Глубокие коровые и коровые разломы периферические (а), присводовые (б); 9. Направления стресса по результатам замера трещиноватости, угол восстания вектора σ_3 в понимании М.В.Гзовского; 10. Зоны разгрузки напряжений, тяготеющих к периферии Россошанского и Касторненско-Ливенского (Олымского) срединных массивов. Кольцевые структуры: Курская (1), Бесединская (1а), Водянская-1 (2), Водянская-2 (3), Водянская-3 (4), Сеновская (5), Крутовская (6), Денисовская (7), Васильковская (8), Морозовская (9), Липовская (10), Садовская (12), Мелиховская (13), Платоновская (14), Алексеевская (15), Марьянская (16), Бычюкская (17), Гречишненская-1 (18), Гречишненская-2 (19), Внутренняя (20), Медвединская (21), Панинская (22), Трубецковская (23), Малиновская (24), Ржавская (25), Бунинская (26), Сеницкая (27), Калиновская (28), Тимская (29), Погожевская (30), Белепкинская (31), Савиловская (32), Покровская-1 (33), Покровская-2 (34), Знаменская (35), Знаменская-1 (35а), Знаменская-2 (36), Знаменская-3 (37), Лукьяновская (38), Ровенская (39), Нижнедевицкая (40), Троицкая (41), Терновская (42), Дубенская (43), Шаталовская (44), Уколовская (45), Холоднинская (46), Колодезинская (47), Протоchnинская (48), Захаровская (49), Прилепнинская (50), Голубинская (51), Погромецкая (52), Никольская (52), Южно-Никольская (54), Богатовская (55), Буденовская (56), Хлевищенская (57), Приразломная (58), Огурцовская (59), Терновская-2 (60), Гарбузовская (61), Ивановская-1 (62), Отдаленная (63), Ивановская-2 (64), Дуговая (65), Западно-Курская (66), Ключевская (66а), Воронежская (67), Козловская (68), Жердевская (68а), Верхне-Тойдинская (69), Раздольненская (70), Хреновская (71), Хлеборобская (72), Троицкая-2 (73), Краснинская (74), Григорьевская (75), Ковалевская (76), Петренковская (77), Восточно-Петренковская (78), Должиковская-I (79), Должиковская-II (80), Коломейцевская (81), Правобережная (82), Духовская (83), Липовская (84), Центральненская (85), Рогатовская (86), Петровская (87), Юдинская (88), Кодинцовская (89), Высоковская (90), Андреевская (91), Бабкинская (92), Солонецкая (93), Ольховская (94), Дубовская (95), Юнаковская (96), Буйловская (97), Шкурлатовская (98), Семейкинская (99), Дубовская-2 (100), Гнилушинская (101), Калачеевская (102), Ширяевская (103), Южно-Екатериновская (104), Маленькая (105), Георгиевская (106), Кулаковская (107), Гороховская (108), Осетровская (109), Восточно-Осетровская (110), Филоновская (111), Старо-Криушанская (112), Ново-Криушанская (113), Сухонковская (114), Неясненская (115), Арпельевская (116 а), Щучинская (117), Головская (118), Нежданнская (119), Лофицковская (120), Восточно-Лофицковская (121), Восточно-Лофицковская-2 (122), Восточно-Лофицковская-3 (123), Суходонецкая (124), Шумилинская (125), Восточно-Шумилинская (126), Каменская (127), Быковская (128), Новоникольская-1 (129), Новоникольская-2 (130), Мартыновская (131), Хуторская (132), Мрыховская (133), Мигулинский «гексаэдр» (134), Восточно-Казанская (134а), Приречненская (135), Диковская (136), Ежевская (135а), Бабаринская (137), Танцырейская (138), Тюковская-1 (139), Тюковская-2 (140), Вихляевская-1 (141), Вихляевская-2 (142), Чулиновская -1(143), Чулиновская-2 (143а), Чулиновская-3 (143б).

8.1. Тектонотипы кольцевых структур

По морфологическим особенностям кольцевых объектов, обусловленным тектоническими связями с местными характеристиками тектонического процесса, среди эндогенных образований различаются: неотектонические штоки, локальные депрессии, кольцевые валы, кольцевые желобы и зоны повышенной трещиноватости.

8.1.1. Неотектонические штоки

К неотектоническим штокам отнесены купола-протрузии гранитоидов и гипербазитов диаметром 1,0-3,5 км, локализованные в осадочном чехле на юго-востоке Воронежской антеклизы. Куполы гипербазитов (Нижнемамонский, Подколodновский, Журавкинский) изучались ПГО «Центргеология» в 1960-е годы, когда в их пределах были открыты проявления никеля и кимберлиты. Последним посвящены работы [123, 180 и др.]. Менее известны тектонические условия локализации гранитных куполов, их минерагенические особенности. Рассмотрим в качестве тектонотипа неотектонических штоков Шкурлатовскую кольцевую структуру.

8.1.1.1. Шкурлатовская кольцевая структура. Шкурлатовский купол граносиенитов вскрыт Павловским карьером на протяжении 2,0 км. Это единственный случай, когда кольцевая структура такого типа оказалась доступной для наблюдения на глубину более ста метров от поверхности земли.

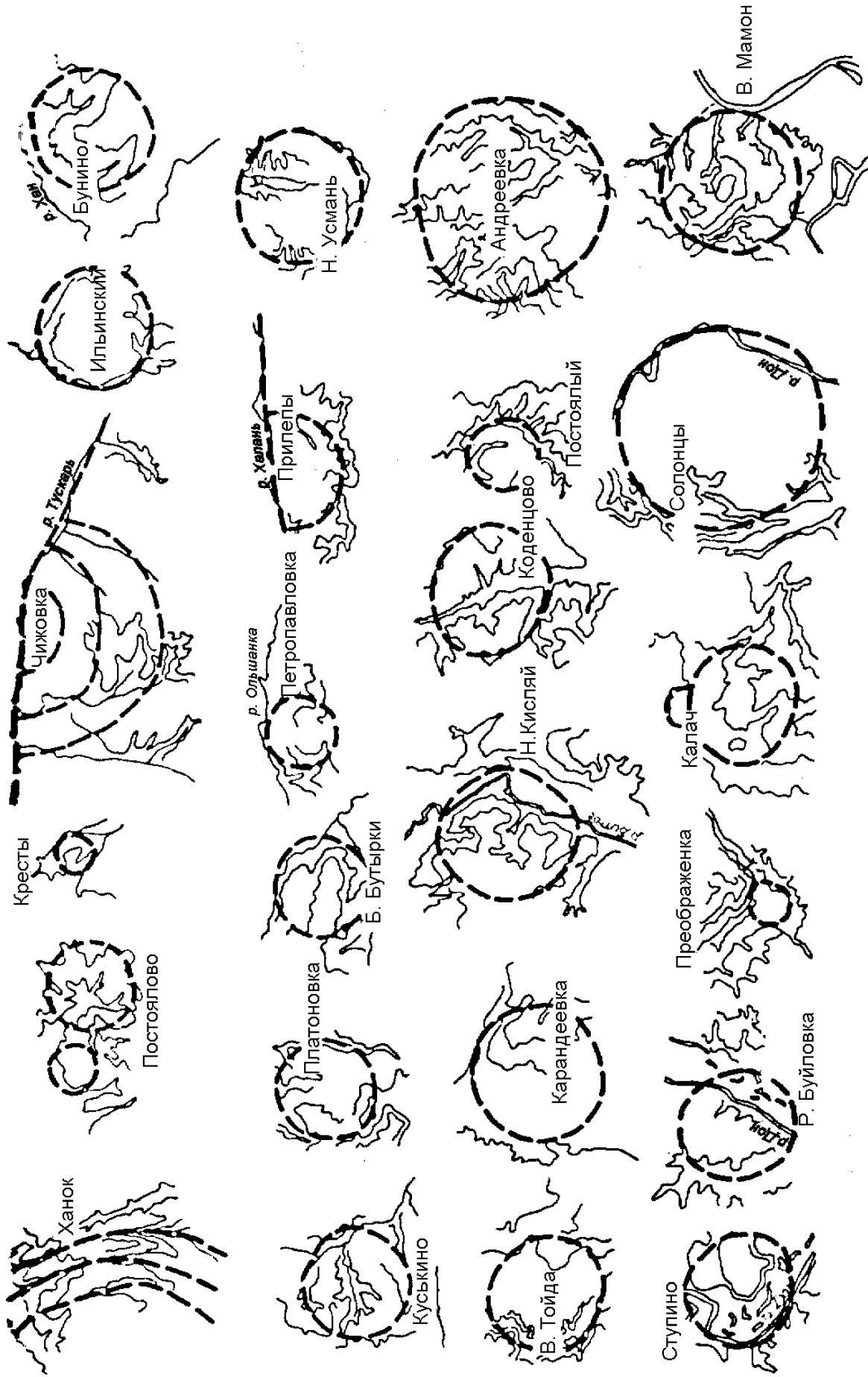


Рис. 8.2. Геоморфологическое выражение кольцевых структур Воронежской антеклизы.

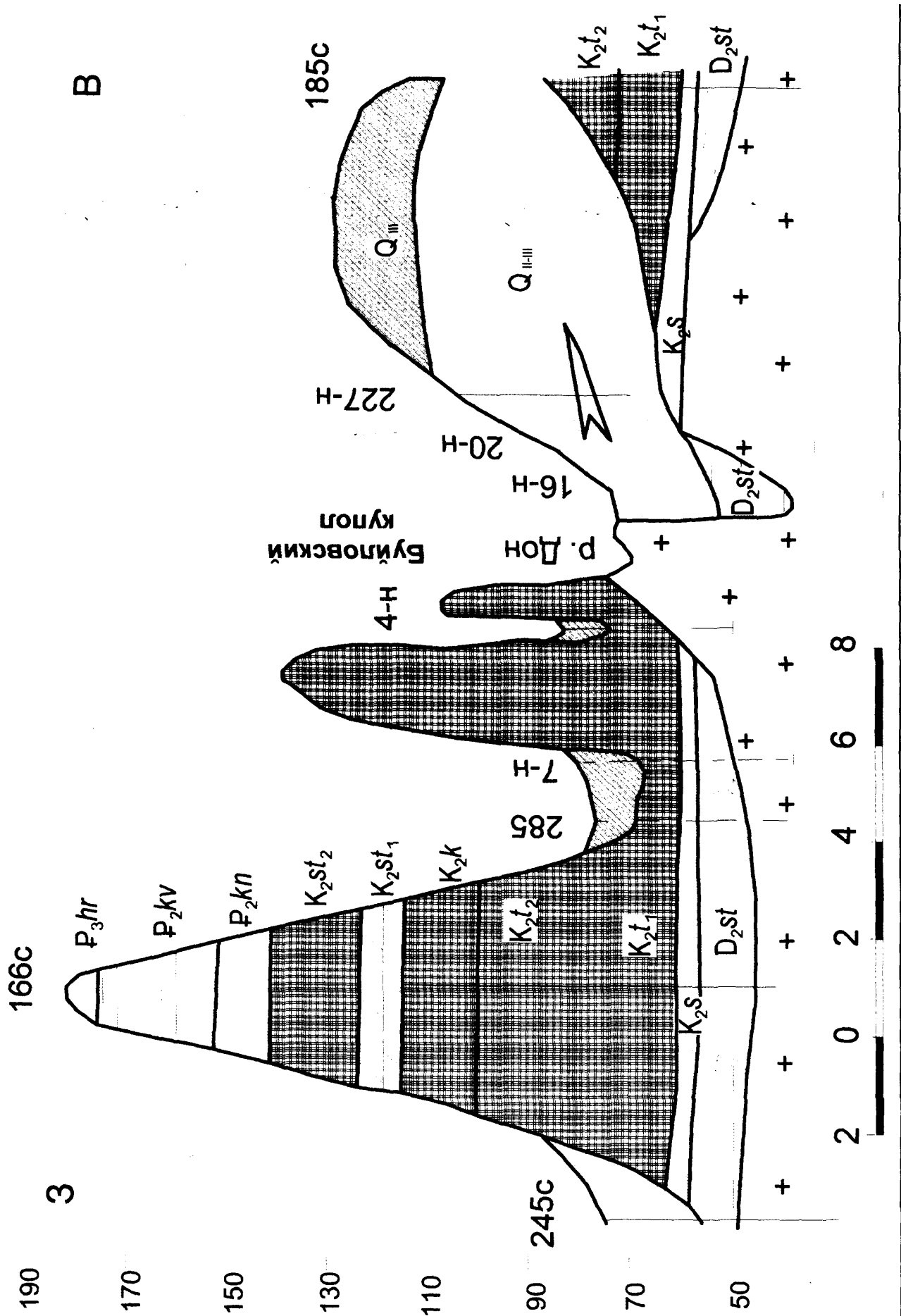


Рис. 8.3. Буйловская кольцевая структура-протрузия в долине р. Дон.

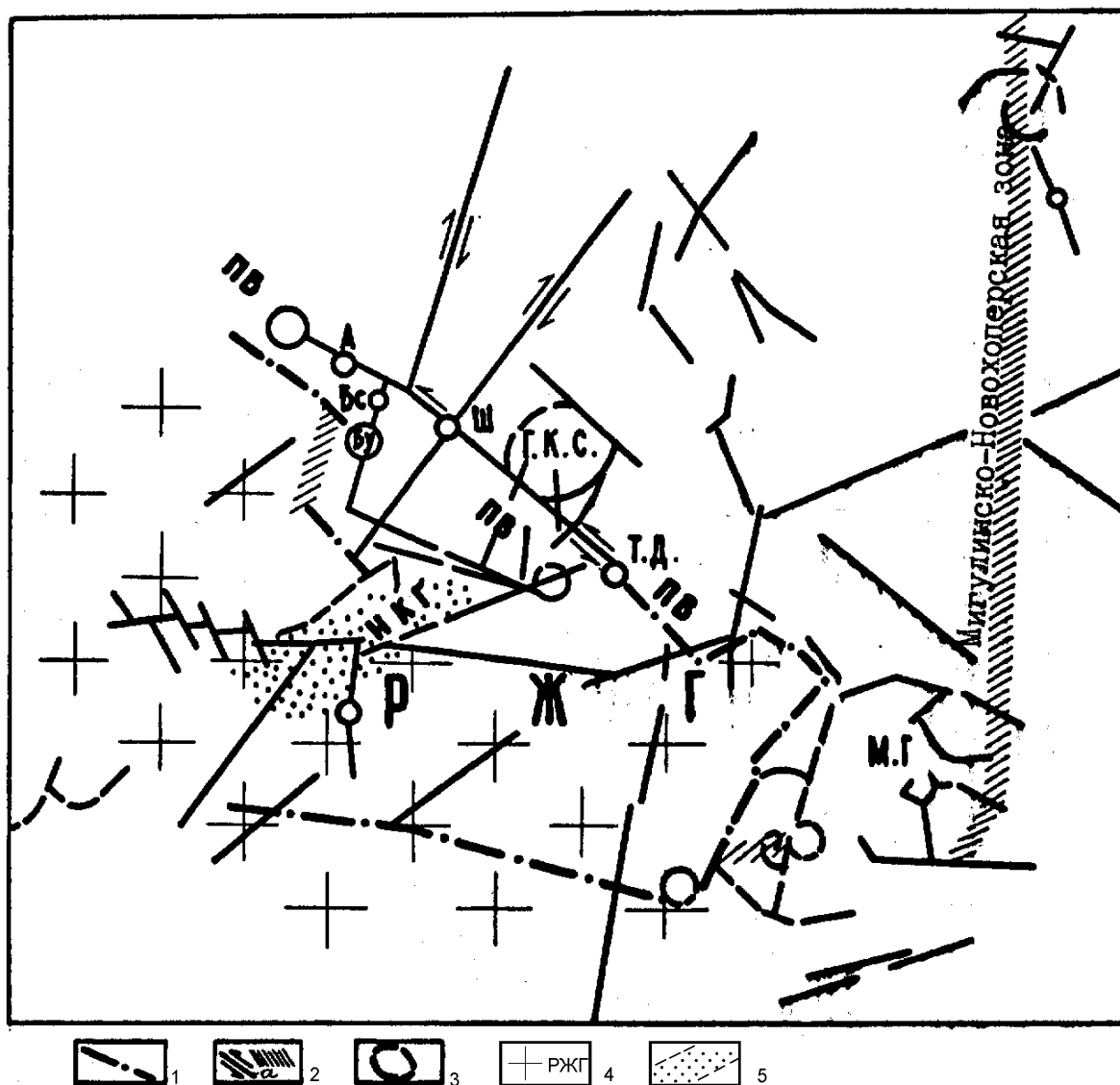


Рис. 8.4. Положение системы сдвигов и кольцевых структур на восточной периферии Россошанской жесткой глыбы (по результатам дешифрирования космических снимков). 1. Линии разрывов: а - выделенные уверенно; б - предполагаемые; 2. Сдвиги (а) и крупные зоны тектонических нарушений; 3. Кольцевые структуры; 4. Площадь Россошанской жесткой глыбы; 5. Предполагаемый Ново-Калитвенский грабен (НКГ). Буквами обозначены: А - Александровская протрузия; Бс - Бесединская; Ш - Шкурлатовская; Т.Д. - протрузия Тихого Дона; Бу - Буйловская. Вулканоогенно-тектонические структуры: Г.К.С. - Гнилушинская; М.Г. - Мигулинский "гексаэдр"; Пв - Павловский вал.

Геоморфологическое положение. Диаметр структуры около 3,0 км. Она занимает участок поймы р. Гаврило (рис. 8.5), долина которой в районе неотектонического штока круто меняет направление с юго-западного на северо-западное (направления наследуют простирания важнейших систем сдвиговых дислокаций фундамента, см. рис. 8.4). В районе кольцевой структуры р. Гаврило пересекает широкую плоскую поверхность, имеющую относительные превышения над р. Дон около 50 м («IV надпойменная терраса», по [71]). Относительные превышения поверхности поймы р. Гаврило над урезом воды в Дону – 20-22 м, над руслом р. Гнилуши – менее 1,0 м (на участках поднятий, по С.В. Тихомирову, - до 7 м). До строительства карьера центральной части структуры соответствовала округлая в плане заболоченная депрессия.

Геологическое строение. Рельеф кровли граносиенитов в пределах кольцевой структуры определяют крутосклонные гряды, вытянутые по азимуту СЗ 340°. Высота их – до 30-50 м. Относительные превышения (см. рис. 8.5,А) верхних частей гряд над соседними долинообразными понижениями составляют 5-14 м на 25 м длины карьера. В геологическом строении принимают участие граносиениты павловского комплекса, отложения среднего девона, меловые и четвертичные. Отдельные глыбы граносиенитов объемом до 3,0 x 3,0 x 4,0 м встречены среди вмещающих их живетских аргиллитов (рис. 8.6). Бескорневой характер облом-

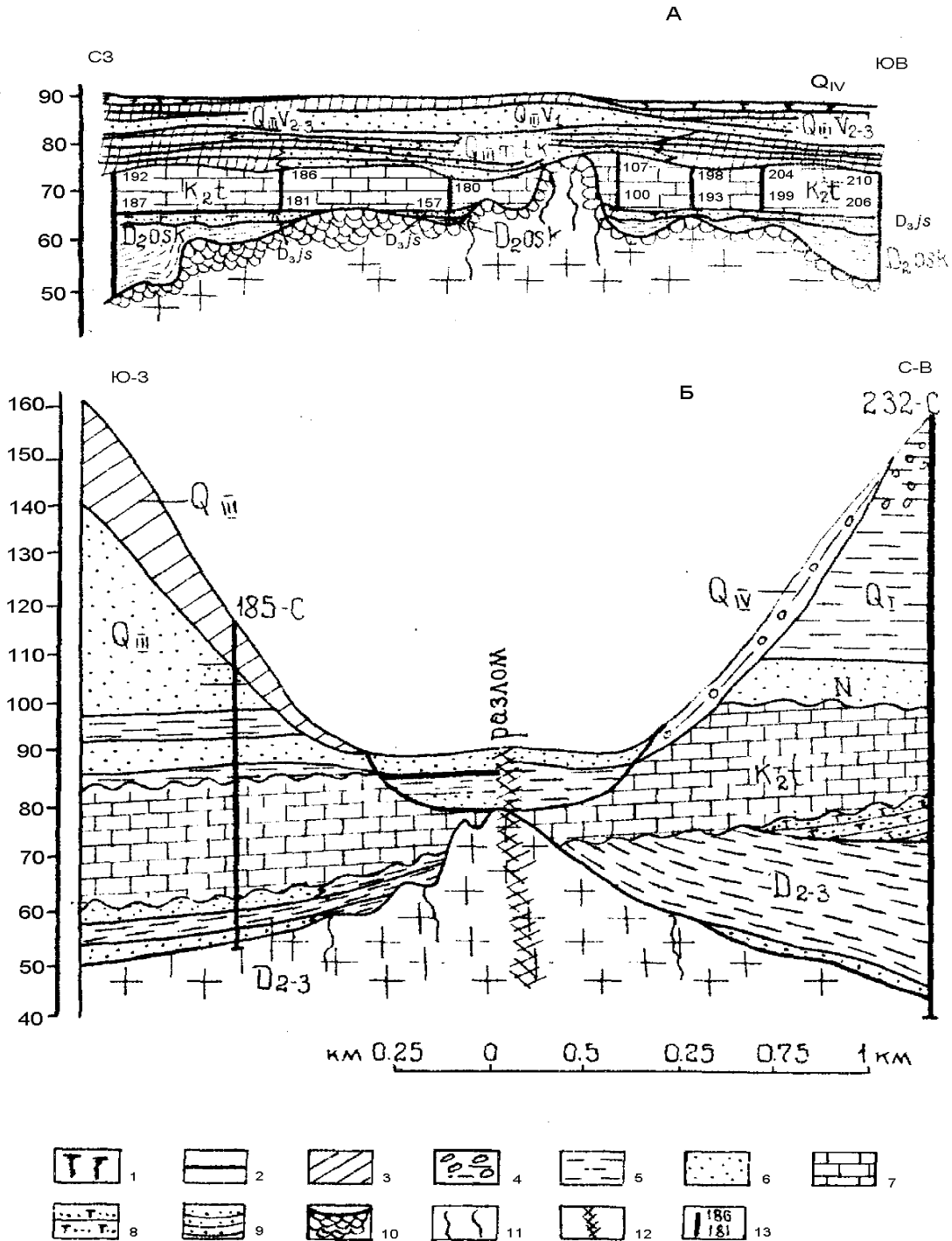


Рис. 8.5. Геологические разрезы: А - вдоль русла р. Гаврило; Б - поперечный разрез (в пределах Шкурлатовской кольцевой структуры). 1 - почвенно-растительный слой; 2 - ископаемая почва среднего голоцена (на разрезе Б); 3 - суглинки; 4 - валунно-галечниковый материал из донской морены; 5 - глины; 6 - пески; 7 - писчий мел; 8 - туфогенные песчаники; 10 - выветрелые, трещиноватые граносиениты на профиле А (совпадает с тектоническим нарушением); 11 - трещины отрыва, разбивающие на блоки массив граносиенитов; 12 - тектоническое нарушение (ориентировано вдоль русла р. Гаврило); 13 - профили пробоотбора, №№ проб из туронского писчего мела.

ков, их поверхность, покрытая зеркалами скольжения – свидетельства в пользу отнесения глыб к гигантской тектонической брекчии. Аналоги таковой известны по Пучежской и Калужской кольцевым структурам [66, 219], но дробление и перемещение вещества в случае Шкурлатовского объекта меньше. Девонские отложения (живетские аргиллиты, франские туфогенные породы) имеют мощность от 0 м до 20-30 м. Девонских пород нет над вершинами двух гряд-выступов фундамента. Эта часть разреза осадочного чехла отличается высокой однородностью петрографического состава на больших площадях в пределах и вне

структуры. Выступы граносиенитов нередко трактуются как архипелаг времени девонского и мелового



Рис. 8.6. Шкурлатовская кольцевая структура. Бескорневые глыбы гигантской тектонической брекчии в толще аргиллитов живетского яруса. Фото 1970-х г.г.

осадконакопления («маленькие Альпы»). Это не верно. Гряды не выражены в фациях отложений, что будет ниже подробно рассмотрено. Туронский писчий мел в нижней части разреза песчанист, содержит гальку фосфоритов, единичные неокатанные обломки граносиенитов, но только в самом основании. Выше по разрезу мел однородный, без обломков, несмотря на то, что один из гребней возвышается над кровлей меловых отложений. Четвертичная толща построена сложно (см. рис.

8.5). Здесь различаются северо-восточный и юго-западный блоки; границей им служит разлом с простиранием СЗ 320° (см. рис. 6.11, 6.12). Это – сброс с вертикальным положением сместителя. Северо-восточный борт приподнят относительно юго-западного на 8-12 м. В пределах первого мощности шкурлатовской (микулинской) свиты сокращены вдвое, присутствуют отложения слоев гаврильских (осташковских), осерединских, преображенских, елизаветовских. В контакт вдоль нарушения приведены буйловские пески и, в другом крыле - гаврильские суглинки, елизаветовские погребенные почвы. В строении четвертичных толщ менее выражено второе диагональное направление – СВ 40° . К нему приурочен лишь протяженный (прослежен на 300-400 м) древний врез, выполненный песками осерединских слоев (10,4 тыс. л. н.). На завершающих этапах геологического развития (в том числе, в современное время) произошло усиление тектонических процессов. Отмечены заметные (с амплитудой более 1,0 м) деформации ископаемой почвы, искажения уровня современной поймы. Отмечена приуроченность примерно к району структуры ряда эпицентров современных землетрясений с магнитудой 5-6 баллов [3].

Тектоническая трещиноватость пород фундамента и осадочного чехла. Исследование тектонической трещиноватости осуществлялось по методике [62] совместно с М.Д. Горловым. На территории гранитных куполов в обнажениях пород нижнего протерозоя, среднего девона и верхнего мела изучались 300-700 трещин, описывались их тип (скол, отрыв), минерализация, борозды и зеркала скольжения. При построении диаграмм учтены явления сопряженности сколов, позволяющие однозначно определить господствующее для определенного времени направление стресса и течение масс. Аналогичные наблюдения выполнены и для иных куполов Павловского вала (табл. 8.1). В графах этой таблицы указаны азимуты и углы падения сколов (графа 2) и осей эллипсоида деформации (графы 3-5).

Из таблицы 8.1 видно, что поля напряжений позднепротерозойского, послезиветско-туронского и послетуронского времени во многом близки. Сопряженные системы сколов в граносиенитах Шкурлатовской структуры логично датировать смородинским временем (около 2 млрд. лет) и относить к этапу обособления единого блока, начала процессов деструкции, охвативших платформу. Это подтверждается радиоизотопными исследованиями хлоритов, отобранных с поверхности трещин. В разные временные интервалы смородинского-современного мегаэтапа развития (2 млрд. лет – ныне) направления стресса совпадали. В постоянстве этих направлений – одна из особенностей унаследованного развития территории антеклизы. В разделе 8.4 будет обсуждаться вопрос, каким образом материал куполов выдавливался по участкам сопряжения или пересечения разрывов в многократные импульсы сжатия (совпадают с перерывами осадконакопления). «Течение масс» не было пластичным, в движение (протрудирование) вступали глыбы поро-

ды. Кроме Шкурлатовской структуры, аналогичное явление было свойственно объектам Басовскому, Свиныхинскому (см. табл. 8.1). Увеличение угла восстания оси – δ_3 от 7^0 (гранитоиды) до 15^0 (живетские аргиллиты) и 50^0 (туронский псичий мел) говорит о нарастающей глубинности источника сжимающих напряжений от смородинского до посттуронского времени.

Таблица 8.1

Основные характеристики полей напряжений восточной части Воронежской антеклизы*

Исследованные породы	Сопряженные системы сколов	Ориентировка осей напряжений		
		1	2	3
Шкурлатовская кольцевая структура				
А) Граниты	220--84 339--88	10--2	278--81	100--7
Б) Девон. Аргиллиты	233 --79 341--76	195--2	290--70	105--15
В) Туронский мел	347--59 220--60	192--3	285--35	102--50
Басовская кольцевая структура				
Граниты	345--56 231--71	200--4	294--50	105--15
Буйловская кольцевая структура				
Граниты	340--25 280--85	135--47	358--28	225--50
Свиныхинская кольцевая структура				
Граниты	339--88 227--58	8--16	254--58	98--23
Туронский мел	321--73 228--78	183--2	279--65	92--20
Подгоренский карьер				
Сантонские мергели	82--80 345--78	127--5	25--70	217--15

* - угол падения

8.1.2. Локальные кольцевые депрессии

Кольцевые структуры с аномально увеличенными мощностями осадочного чехла – локальные кольцевые депрессии, - установлены как на северо-востоке, так и на юго-западе антеклизы. Примерами служат известные Калужская, Юхновская, Дугнинская Калужско-Бельской зоны. Очередным обнаруженным в 1980-е г.г. объектом этого вида является Белгородский (Олимпийский). В пределах структуры диаметром 3,0 км В.И. Сиротиним описана толща турнейских и нижневизейских глин, известняков, песчаников мощностью около 200 м (скв. 3204). Вне структуры этих пород, в среднем, 60 м. Наиболее изученным объектом является Бесединская, или Курская, локальная кольцевая депрессия.

8.1.2.1. Бесединская кольцевая структура. Объект расположен на периферии Курско-Карачевского срединного массива, у его юго-восточной оконечности. Он локализован в пределах глубинного разлома, отделяющего массив от Тим-Ястребовской синклинойной зоны. Разлом был активен в фанерозое. В конце 1960-х годов здесь на площади около 50 км² установили депрессию в породах фундамента глубиной 156 м. Предполагалось [59, 243], что она отвечает субширотному грабену, сбросу или системе сбросов. В.Г. Петров писал [158] о Бесединском феномене, как о «вулcano-тектонической структуре», хотя проявлений вулканизма в ее пределах нет. Большой вклад в изучение депрессии внес А.И. Скоморохов, проведший геологическую съемку примыкающих площадей в масштабе 1:50 000. На космоснимках «провалом» на денситометрической кривой здесь (рис. 8.7) уверенно выделяется восточный активный фланг кольцевого образования, более крупного в диаметре, чем Бесединская структура (9 км). Бесединский объект осложняет его южную часть. Выделяется также хордовый меридиональный разрыв. Анализ вновь построенных (рис. 8.8-8.11) по скважинам Юго-Западной ГРЭ разрезов позволяет увидеть следующее. Округлое в плане образование центрального типа представляет собой впадину в рельефе фундамента глубиной 160-330 м с неровным днищем, погруженным в южной части, приподнятым в центре на 190-380 м. Диаметр структуры – не более 4,0 км. Центральное поднятие (скважина 2980) не является монолитным блоком фундамента. Оно состоит из гигантских (до 46,2 м) глыб метасоматитов, брекчированных гранитогнейсов, крупных обломков

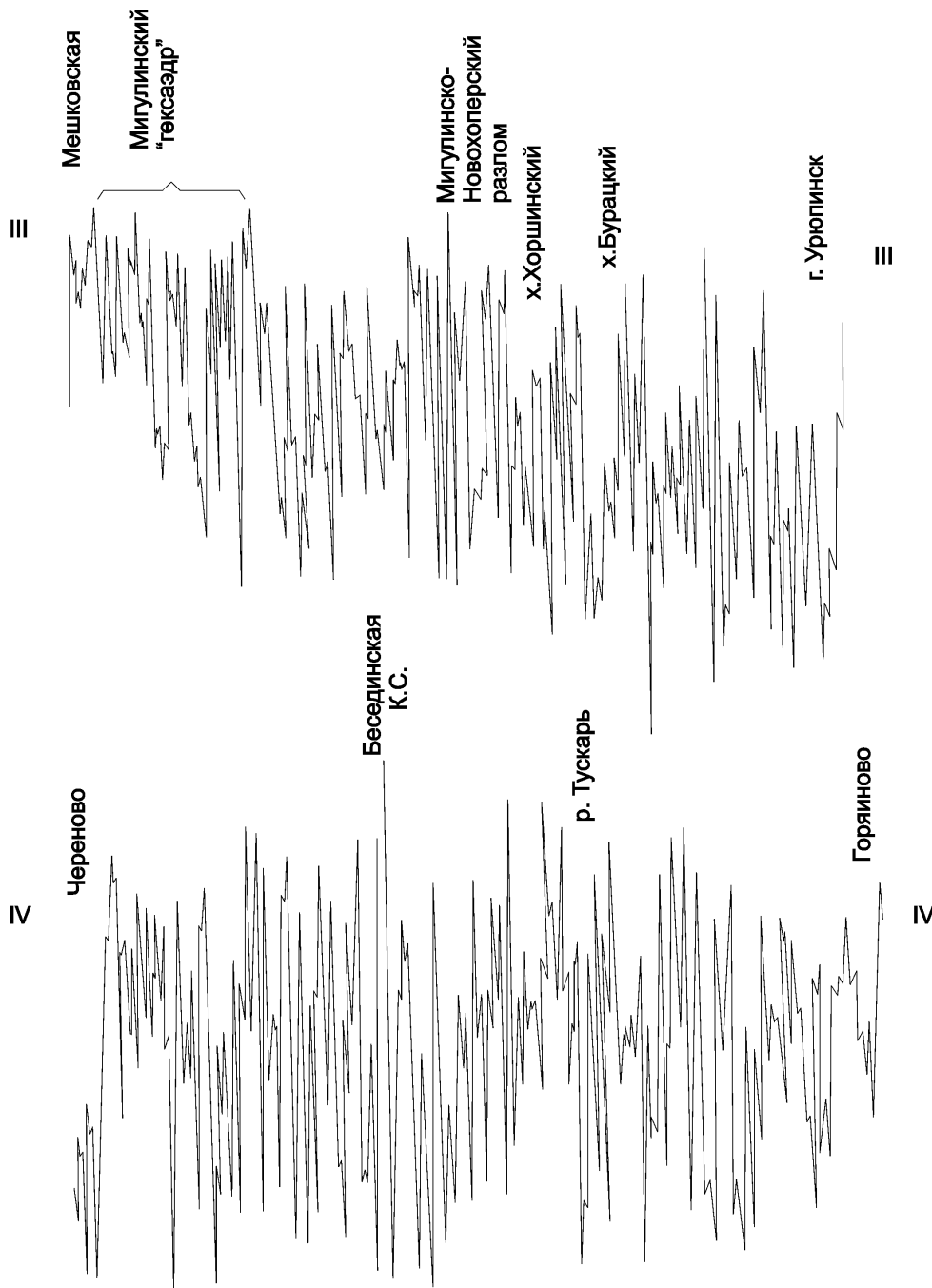


Рис. 8.7. Профили микрофотометрирования через Мигулинскую (III-III) и Бесединскую (IV-IV) кольцевые структуры. Результаты обработки космоснимков "Салюта-4". Блоковое строение юго-востока антеклизы, погружение фундамента на восток подчеркнуто обликом графика III-III.

чаются секторы Северный, Западный, Южный, обладающие присущими геологического разреза.

8.1.3. Кольцевые валы

Пояс структур центрального типа, относимых к «кольцевым валам», расположен на значительном (более 20 км) удалении от восточной границы Россошанского срединного массива. Проявления тектонической активности (вулканиты, гидротермальные рудопроявления и т.д.) тяготеют в рассматриваемом случае к кольцевым разломам. Примерами служат Гнилушинский и Мигулинский объекты на юго-востоке антеклизы.

8.1.3.1. Гнилушинская кольцевая структура. Этот объект диаметром 17 км расположен на юго-востоке Воронежской антеклизы. Он впервые был указан как поднятие на карте новейшей тектоники [174]. Площадь структуры ограничивают глубоко врезанные долины р. Гнилуши (имеет в плане дугообразную

габбро и т.д., разделенных прослоями воробьевских глин (инт. 165,7-178,0 м), морсовских песков (инт. 189,5-191,5 м). Обращает внимание бескорневой характер перемещенных блоков пород. Лишь на абсолютной отметке -35,9 м скважина вскрыла неизменные гранитогнейсы. Отложения мосоловской толщи дислоцированы, иногда до вертикального положения (скв. № 2809). Д.Н. Утехин с соавторами [243] допускал перемешанное нахождение в разрезе каменноугольных и юрских пород. Под батскими отложениями намечается тектонический контакт пород каменноугольных и верхнедевонских. Юрская песчано-глинистая толща перекрывает структуру плащеобразно и не несет признаков дислокаций. За пределами структуры каменноугольные отложения отсутствуют. Обращают внимание аномальные мощности сохранившихся в пределах разных частей структуры отложений: чаплыгинских (115 м в скв. № 2809 против обычных 5-20 м), мосоловских (210 м в скв. № 2982 против 10-15 м вне кольцевого объекта). При этом мощности остальных девонских толщ в каждом случае сохраняются в пределах нормы. На площади Бесединской структуры различаются только им особенностями

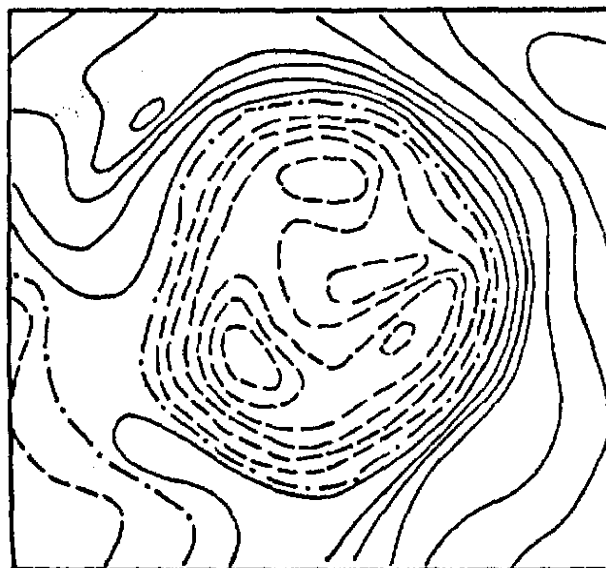
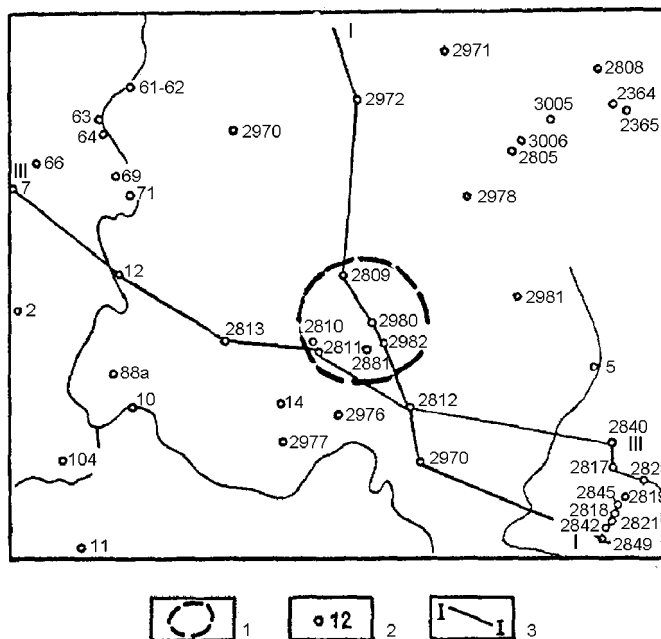


Рис. 8.8. Геологическая изученность Бесединской кольцевой структуры: 1 - кольцевая структура; 2 - скважины и их номера; 3 - геологические разрезы.

Рис. 8.9. Схема изоаномал силы тяжести Бесединской кольцевой структуры. По [197].

форму) и ее левого притока балки Хрещатый Яр. Структура хорошо распознается на космоснимках и при изучении расчлененности рельефа на топокартах (рис. 8.12, 8.13). По степени отображения различаются лучше выраженная (активная), обращенная к Россошанскому массиву, и хуже выраженная тыловая (пассивная) части кольцевого ограничения.

Геоморфологическое положение. Кольцевая структура занимает часть водораздельной поверхности Калачской возвышенности. Ее площадь пересекают крутосклонные балки Кириллов Яр, Журавка и другие, выходящие устьями к р. Гнилуше и б. Хрещатый Яр. Долины рек Гнилуши, Хрещатый Яр не имеют террас, повсеместно выражена только неширокая (десяtkи метров, иногда до ста метров) пойма - свидетельство их геологической «молодости». Этот же вывод подтверждают морфометрические построения. На картах горизонтальной расчлененности и равных длин водотоков высоких порядков Гнилушинская структура не читается, но она хорошо различима в изолиниях, характерных

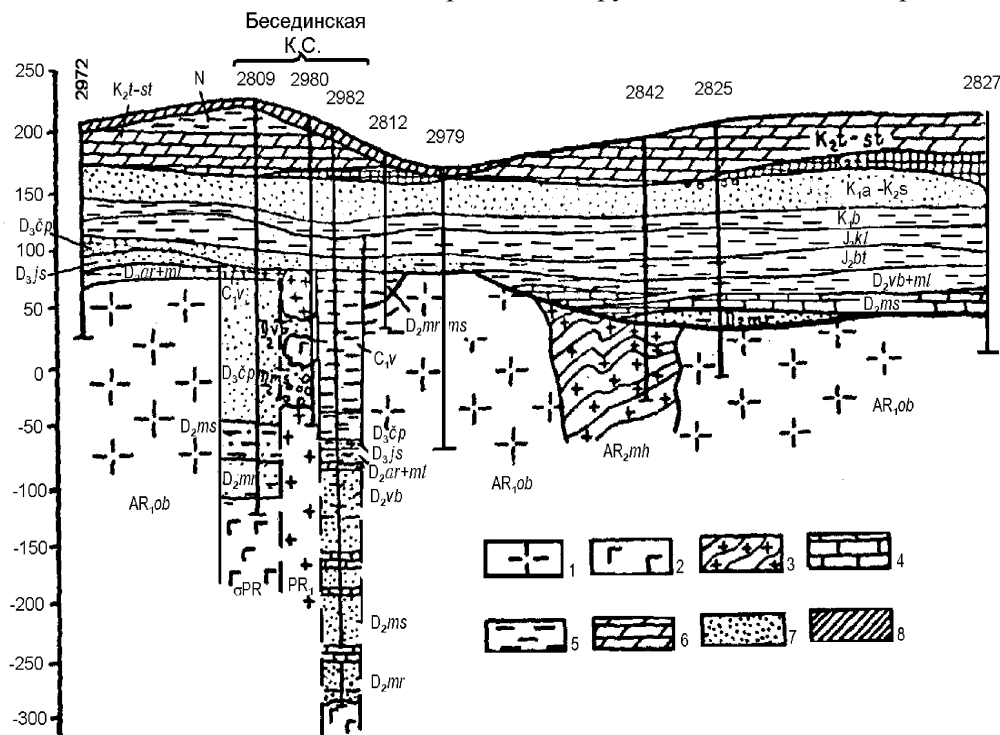


Рис. 8.10. Геологический разрез I-I через Бесединскую кольцевую структуру. По скважинам Юго-западной КГРЭ. 1 - гнейсы; 2 - габбро; 3 - мигматиты; 4 - известняки; 5 - глины; 6 - мергели; 7 - пески; 8 - суглинки.

Гнилушинская структура не читается, но она хорошо различима в изолиниях, характерных

зующих распределение по площади молодых водотоков (деллей). Это показано на рис. 8.13.

Геологическое строение. Гнилушинская структура расположена в зоне сочленения Павловско-

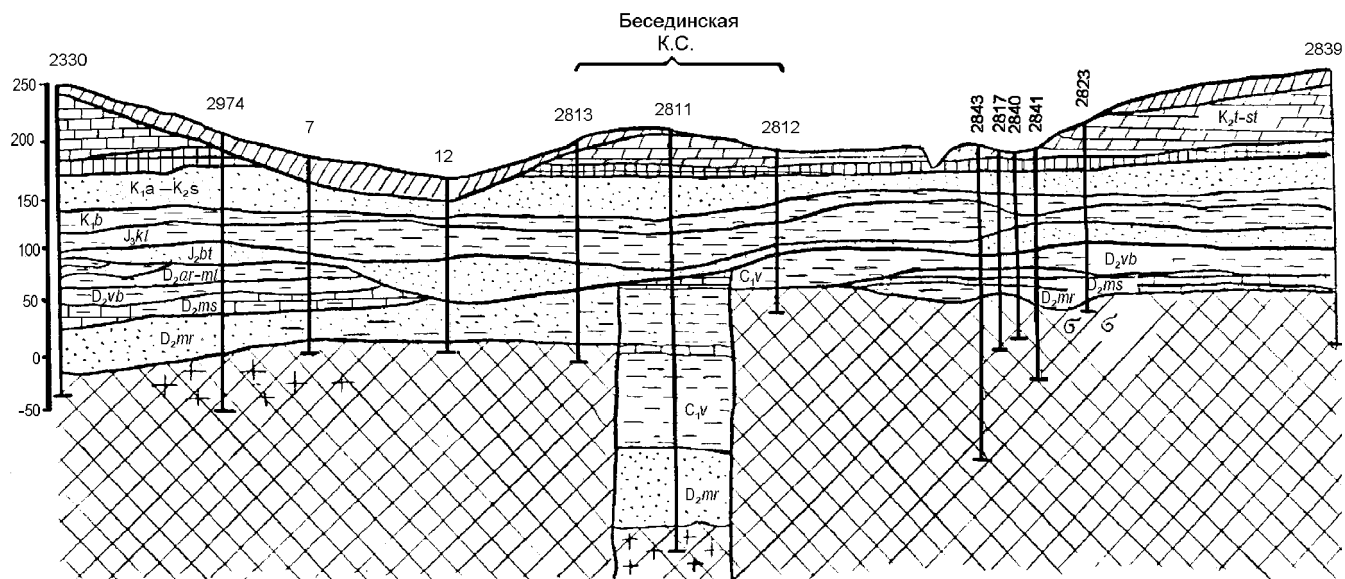


Рис. 8.11. Геологический разрез II-II через Бесединскую кольцевую структуру. По скважинам Юго-Западной КГРЭ. Условные обозначения см. рис. 8.10.

Стрелицкого краевого поднятия и Богучарско-Елецкого эвгеосинклинального прогиба, выполненного образованиями воронцовской (песчано-сланцевой) серии нижнего протерозоя. Эти элементы тектонической структуры докембрия выделены [14]. Осадочно-метаморфические породы слагают выступ на площади Гнилушинского объекта, осложняя прямолинейную границу гранитоидов и метапесчаников. Рельеф поверхности фундамента не обнаруживает здесь особенностей, отличающих центральный блок от соседних площадей. Кровля докембрия полого, плавно погружается под толщи фанерозоя в восточном направлении. Девонская и меловая толщи имеют средние для региона мощности, обычный региональный наклон. Аномальные тектонические явления, связанные с активностью Гнилушинской кольцевой структуры, установлены при рассмотрении ее кольцевого ограничения: 1 - площади развития пород основного – ультраосновного ряда тяготеют к периферическим частям объекта, особенно к северному и южному сегментам; 2 - здесь выделено единственное известное на антеклизе тело, сложенное кимберлитоподобными породами [180]; 3 - высокий (40-50 м) гребневидный выход серпентинитов и перидотитов локализуется вдоль северного сегмента разлома (рис. 8.14, 8.15); 4 - под поймой р. Гнилуши имеется небольшой (первые метры) уступ в рельефе поверхности кристаллического фундамента. Опущенным является восточный блок (рис. 8.16, разрез II-II); 5 - приразломная северная часть структуры осложнена Русско-Журавкинским поднятием. Оно выявлено [97] по кровле и подошве вулканогенно-обломочных пород ястребовского горизонта; 6 - повышенные мощности франских базальтов отмечены вдоль южного сегмента [36].

В балке Куркин Яр совместно с С.В. Тихомировым отмечен феномен глубокого изменения писчего мела. На протяжении более 1 км в серии обнажений эти породы перекристаллизованы, превращены в тонкозернистый известняк. Отмечены горизонтальные жилы прозрачного, крупнокристаллического кальцита мощностью до 0,3 м (ранее обнаруживались С.П. Молотковым). Перекрывающие пески неогена преобразованы в крепкие песчаники. Вышележащие глины содержат прослои гипса до 0,3 м мощностью. Рентгенограммы «твердого» мела показывают, что изменения этой мягкой, пачкающей руки породой не связаны с окремнением – кремнезем в породе отсутствует; породообразующим минералом является только кальцит. Изотопный состав серы из гипсов (аналитик Д.А. Лесной, ИГФМ АН УССР) подтвердил предположение об определенных метаморфогенных превращениях и морском источнике серы. В.Н. Селезнев в Стойленском карьере описал блоки (до 40-50 м) подобного «мела» в карстовых полостях. Однако на КМА данный процесс не привел к образованию жил кальцита и не повлиял на вмещающие и перекрывающие породы. Масштабы его не сравнимы с таковыми Гнилушинской структуры. В геологической истории Гнилушинского кольцевого разлома выделяются несколько стадий активизации. Первая связывается с внедрением в раннем протерозое ультрабазитов. Во вторую - ястребовскую,- происходило накопление образований субформации щелочных базальтоидов, представленной в зоне разлома, возможно, не только туфами, но и эффузивами

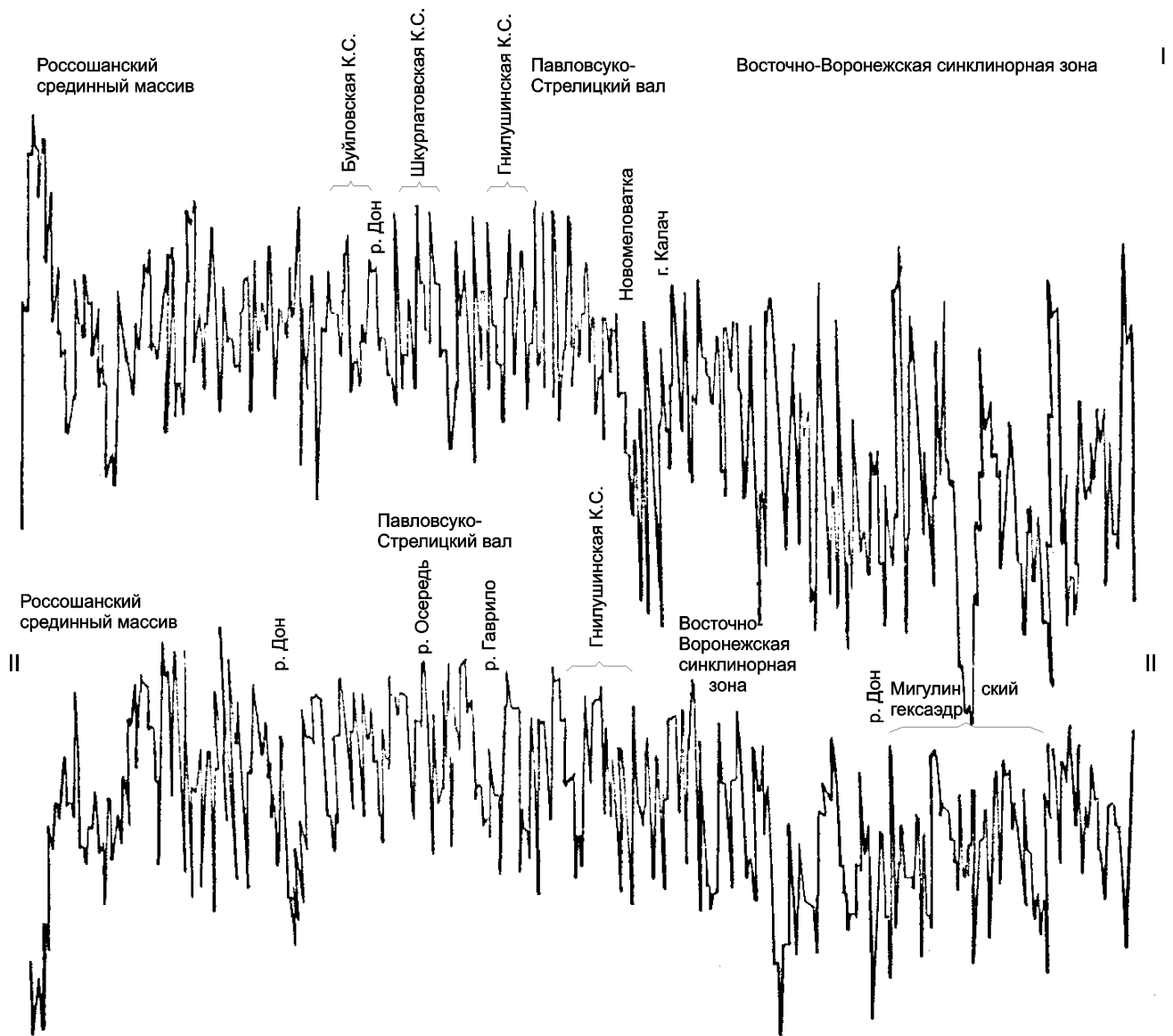


Рис. 8.12. Профили микрофотометрирования через Гнилушинскую и Мигулинскую кольцевые структуры. Отмечается общее погружение кривой на восток (слева направо), вслед за погружением кровли фундамента в том же направлении.

[97, с.19]. В третью стадию, также связанную с обстановкой растяжения, имели место излияния франских базальтов. В позднем девоне и, возможно, позднее происходил «рост» гребня, сложенного ультрабазитами, с дислоцированием перекрывающих живецких пород. Об этом свидетельствует более высокое положение ястребовских отложений в скважине 37-с по сравнению с внутренними частями структуры. Подобные же явления протрудирования в герцинском этапе отмечены [123] и для Нижнемамонской и Подколодновской интрузий ультрабазитов. Эту стадию, четвертую по счету, следует сопоставлять со стадией (фазой) «роста» Шкурлатовской протрузии постживецкой-предтуронской. Меловой и палеогеновый периоды на территории структуры были временем относительного покоя. В неогене и четвертичное время процессы активизации возродились: произошла перекристаллизация писчего мела, объяснимая только эндогенными причинами, аномально высоким тепловым потоком. В позднем плейстоцене здесь накопились мощные (20 м и более) толщи кирпичных суглинков с горизонтальной слоистостью. Они коррелируются с петровскими слоями бассейна р. Осередь, датированными около 23 тыс. л [1]. Мощной вспышкой тектонической активности отмечен голоцен, в который заложилась долина р. Гнилуши. Усиление поднятий на современном этапе подтверждается аномально высокой горизонтальной расчлененностью площади структуры (см. рис. 8.13).

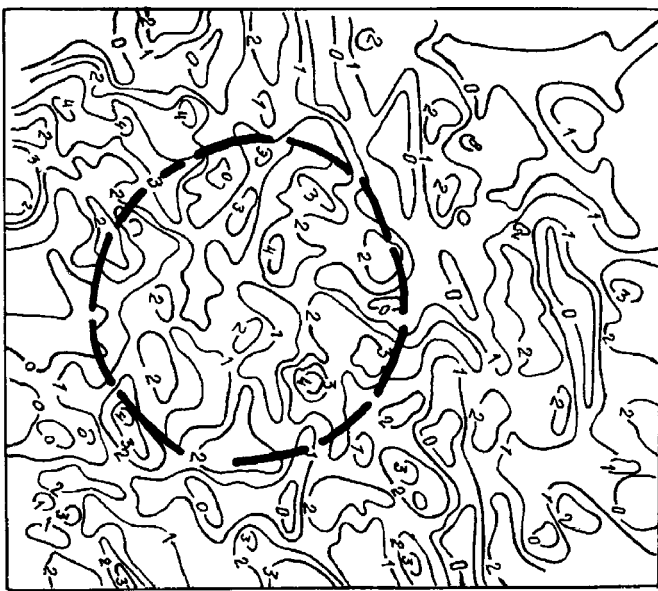


Рис. 8.13. Гнилушинская кольцевая структура уверенно выражена в аномалиях горизонтальной расчлененности рельефа (Б) по густоте "деллей" и не проявлена в распределении водотоков II порядка (А).

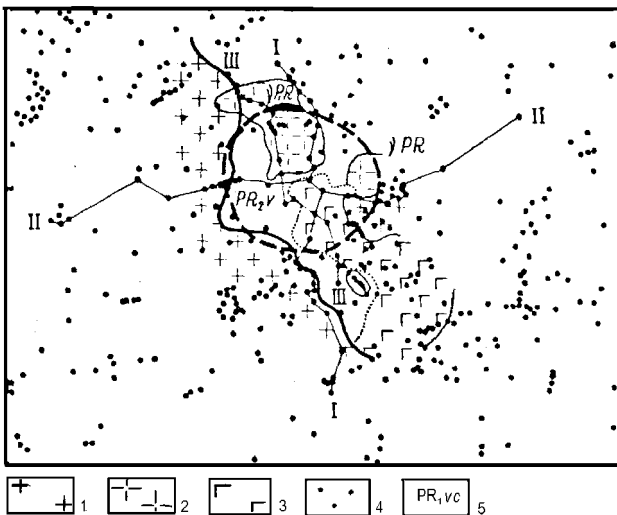


Рис. 8.14. Геологическая изученность Гнилушинской структуры: 1-граниты; 2-гипербазиты; 3-базальты; 4-скважины; 5-песчаники и сланцы воронцовской серии.

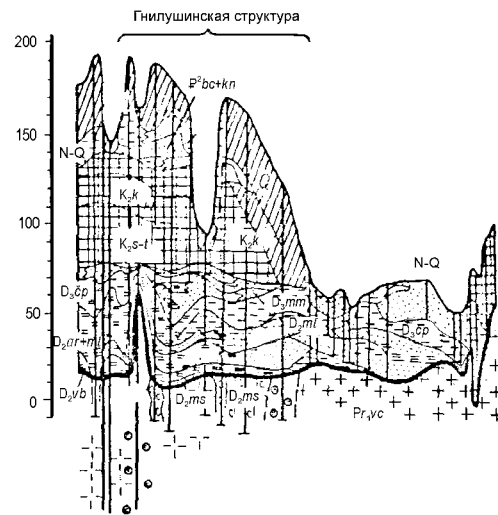


Рис. 8.15. Геологический разрез I-I через Гнилушинскую структуру.

8.1.3.2. Мигулинская кольцевая структура выделена по результатам дешифрирования космических снимков. На профилях (см. рис. 8.7; 8.12) заметна компактная слабоконтрастная аномалия. В плане структура – почти правильный шестиугольник диаметром около 30 км (рис. 8.17).

Геоморфологическое положение. Структура с севера и северо-востока (линия х. Матюшин - ст. Казанская - ст. Мигулинская) ограничена долиной р. Дон. Она целиком расположена на его крутом правом берегу. На юге и юго-востоке границами структуры служит р. Тихая. Весьма расчлененный рельеф кольцевого объекта контрастирует с невыразительным в этом отношении соседними площадями. Превышение наиболее приподнятой его центральной части над урезом воды р. Дон – около 70 м. Характерен радиальный, центробежный рисунок гидросети.

Геологическое строение. Сведения о геологическом строении площади Мигулинской структуры приведены [89] при описании Казанско-Калачеевского глубинного разлома. Разлом, по этим данным, разделяет Мигулинский и Озерный блоки от Варваринского и Казанского. Зоне разлома соответствуют: а) понижение в рельефе фундамента, выполненное франскими базальтами; б) тела ультрабазитов; в) «повсеместное окварцевание, мигматизация и дробление пород, обусловившие его отражение в зоне остаточных аномалий силы тяжести в виде участков интенсивных отрицательных аномалий» [89, с. 41]. Исследования полей напряжений, выполненные на основе анализа трещиноватости верхнемеловых и палеогеновых отложений, подтвердили высокую роль разрывов в формировании структуры. В карьерах у ст. Казанской от-

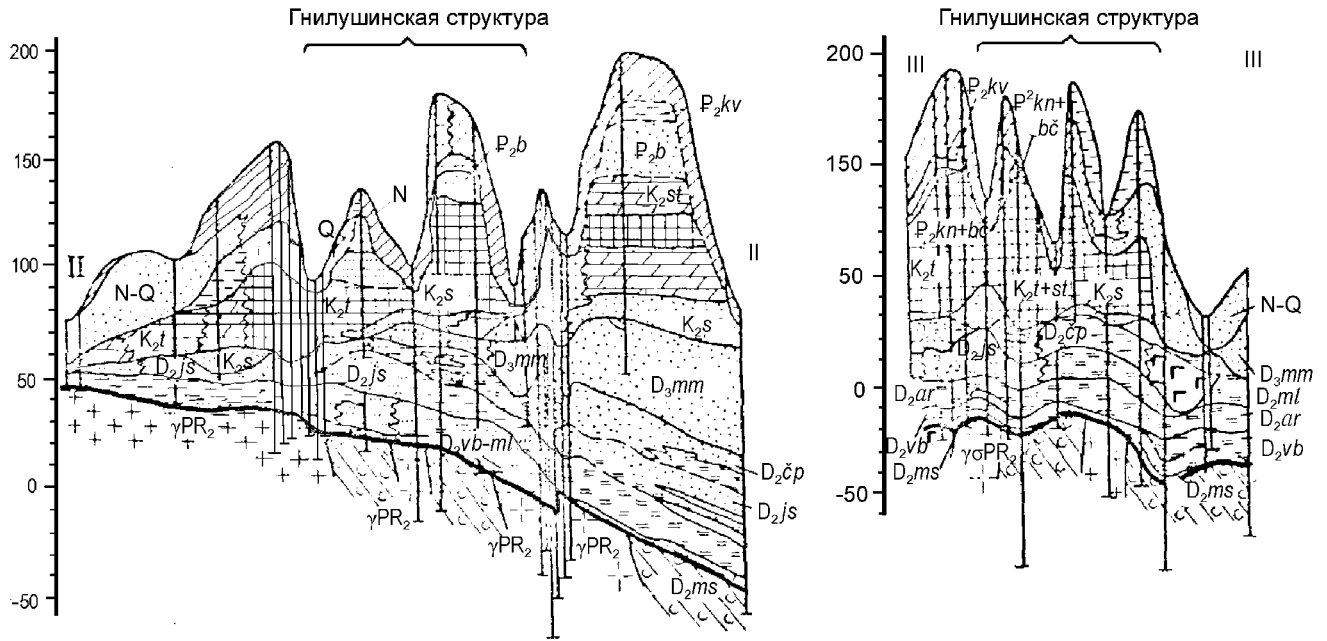


Рис. 8.16. Геологические разрезы II-II и III-III через Гнилушинскую кольцевую структуру. Положение разрезов указано на рис. 8.13-8.14.

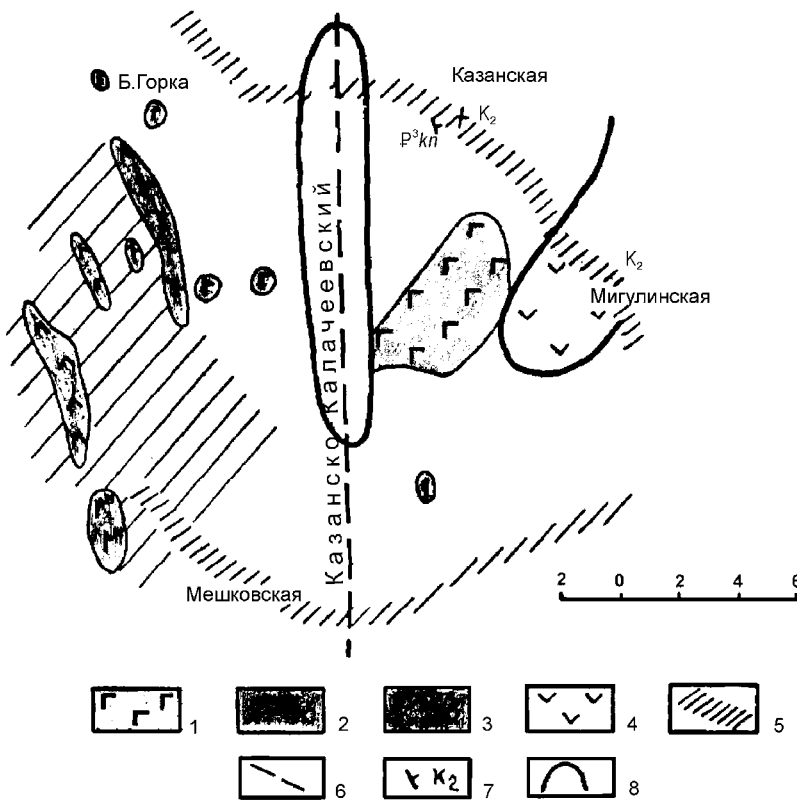


Рис. 8.17. Геологическая схема площади Мигулинской кольцевой структуры. С использованием данных [36]. 1-3 - нижнепротерозойские базальты (1), ультрабазальты (2), амфиболиты, metabазальты (3); 4 - верхнедевонские базальты; 5 - зоны разломов (по дешифрированию фотоснимков); 6 - Казанско-Калачеевский разлом; 7 - направление стресса, по результатам изучения трещин; 8 - геологические границы.

большем удалении от периферии срединных массивов чем пояс кольцевых валов. Размеры их – 50-65 км. Особенности этих структурных форм: 1 - хорошо выделяющееся на космоснимках кольцевое ограничение;

четливо выражены диагональные системы сколов, генерируемые мощным меридиональным нарушением. Сопряженные системы трещин этого типа подтверждают тенденцию к воздыманию (во всяком случае, восточного блока), проявленную в эпоху трещинообразования.

Восстановление геологической истории Мигулинской кольцевой структуры со всей полнотой пока не возможно. По аналогии с Гнилушинским, Мигулинским и другими объектами, рекомендуется уделить особое поисковое внимание его кольцевому ограничению, практически не изученному. Разрывной характер его несомненен. К нему приурочен и мощный источник минеральных вод «Белая горка». С локальным поднятием вдоль разрыва связан единственный на антеклизе выход пород нижнего карбона у ст. Казанской. Один из сегментов разлома контролирует размещение франкских базальтов Мигулинской площади.

8.1.4. Кольцевые желобы и зоны трещиноватости

Термин «инициальные кольцевые структуры» [102] использован нами для характеристики объектов центрального типа, находящихся в начальной стадии формирования. Расположены они на

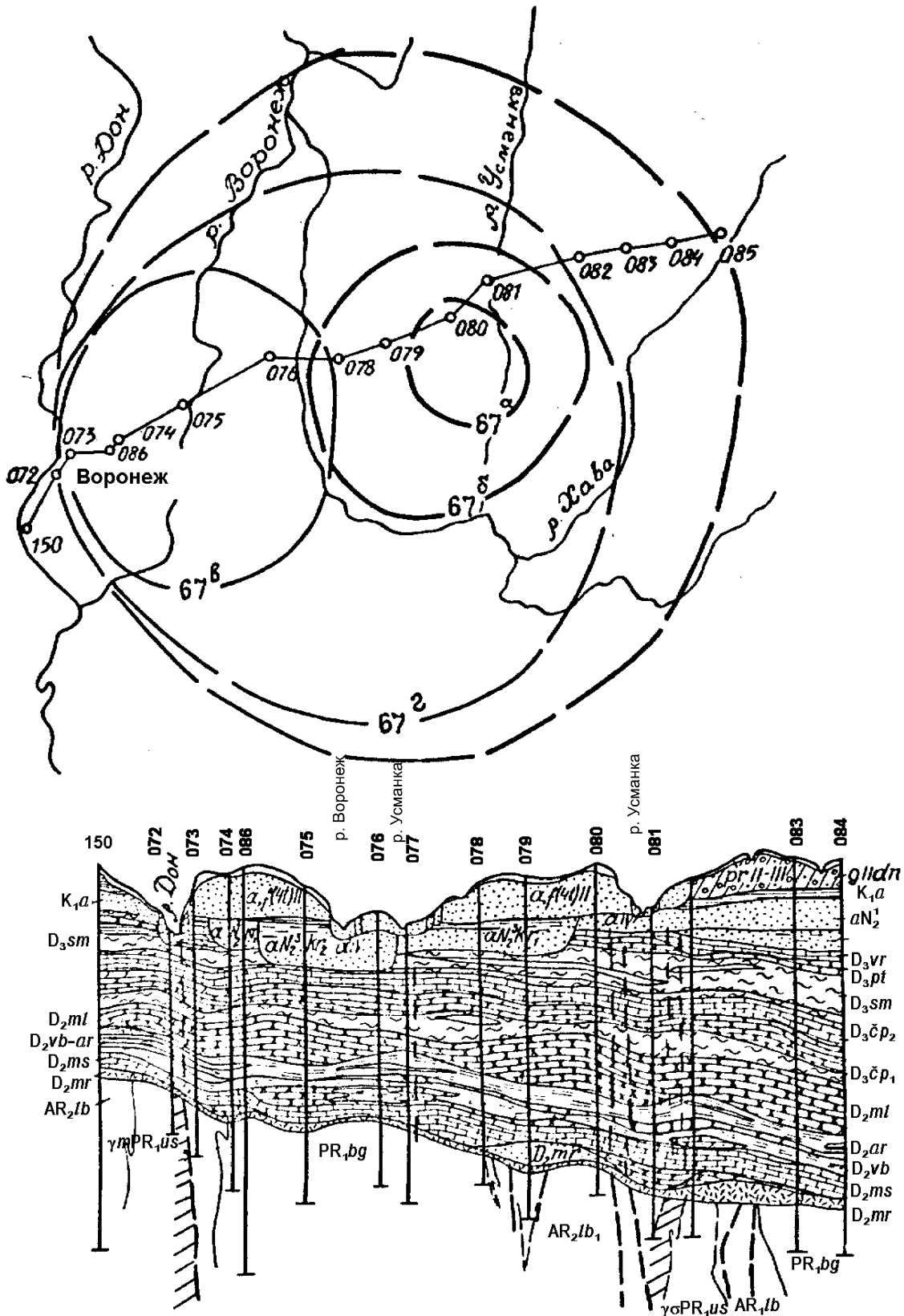


Рис. 8.18. Воронежская структура и ее внутренние концентры на снимке “Метеора-29” (вверху), геологический разрез и зоны повышенной трещиноватости (внизу).

в фундаменте и осадочном чехле ему соответствует зона повышенной трещиноватости, значительной водообильности. Вулканических проявлений нет; 2 - невыраженность в фациях и мощностях фанерозоя; 3 - активность на неотектоническом этапе, отображение в гидросети. В качестве тектонотипа рассмотрим Воронежскую структуру.

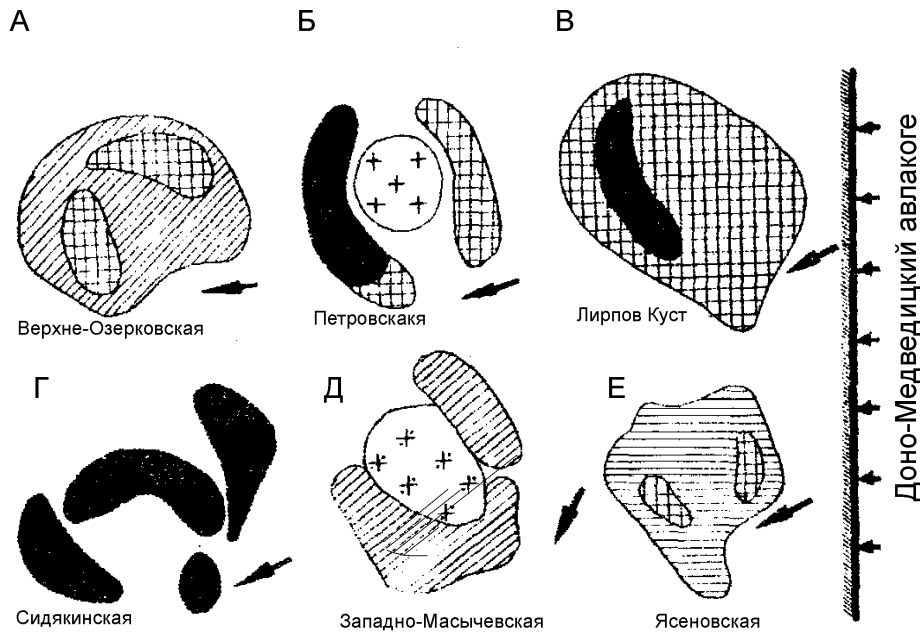


Рис. 8.19. Магматогенные структуры центрального типа юго-востока ВКМ. По [138].

ливно выделившаяся изометричная фотоаномалия в районе г. Воронежа обусловлена антропогенным воздействием на природные процессы большого города и его инфраструктуры (окружная и радиальные дороги, «зеленая зона» и т.д.). Сходное происхождение имеет фотоаномалия между г. Семилуки и с. Орлово. Она охватывает Воронежский заповедник, дальнюю сферу влияния областного центра. Тем не менее, участие эндогенных явлений в формировании Воронежской кольцевой структуры несомненно. Об этом свидетельствуют приуроченность западного и восточного сегментов кольцевого разлома к мощным зонам нарушений: Кривоборско-Масальской, Лосевско-Мамонской (северное продолжение). В породах фундамента и осадочного чехла выявлены проявления эндогенной минерализации. На площади структуры неоген-четвертичные отложения имеют аномальные для региона мощности.

8.1.5. Реликтовые («просвечивающие») кольцевые структуры

В отличие от эндогенных кольцевых структур реликтовые структуры в фанерозое были не активны, иногда малоактивны. Различаются: А - брахиформные протоструктуры в архейских породах; Б - дифференцированные кольцевые интрузивы нижнего протерозоя; В - брахиформные складки осадочного чехла. Брахиформные протоструктуры выявлены на основе интерпретации данных магниторазведки [15, 111, 149] в пределах полей развития обоянской серии нижнего архея. Их полосы (каждая структура 8-12 км в диаметре) вытянуты на СВ 30°. В строении осадочного чехла и современном рельефе брахиструктуры не выражены, однако, они, сложенные магнитными породами, «просвечивают» сквозь немагнитные образования песчано-сланцевой толщи на геофизических картах. Дифференцированные кольцевые интрузивы (рис. 8.19), выявленные [138] на юго-востоке антеклизы, обнаруживают определенную зональность. Она подчеркивается сменой пород от кислых к основным и ультраосновным в направлении с юго-запада на северо-восток.

8.1.6. Экзогенные кольцевые образования

Объекты экзогенного происхождения встречаются в немногих случаях. Это объясняется слабым развитием в регионе карстовых процессов и крупных оползневых форм, которые могли бы быть выявлены на космоснимках. Исключением, правда, являются карьеры КМА (суммарный диаметр «овала», включающего сближенные Лебединский, Ю.-Лебединский, Стойленский карьеры КМА – 20 км) и локальные фотоаномалии, отражающие антропогенное воздействие поселений на окружающую среду. Строительство Воронежского и Оскольского водохранилищ, тысяч прудов явилось причиной активизации экзогенных процессов. Округлые в плане оползни (десятки метров, до ста метров в поперечнике) устанавливаются перед плотинами во многих районах затопления. Утечки химических веществ (слабой азотной кислоты на Россошанском химкомбинате) стимулируют развитие просадочных форм в песчих мелах. Эти «новые кольцевые структуры» тоже надежно распознаются на дистанционных материалах.

8.1.4.1. Воронежская кольцевая структура. Этот объект диаметром 65 км расположен на северо-восточном склоне антеклизы (рис. 8.18), где занимает значительную часть водоразделов рек Дона и Хавы. Его положение подчеркивают дуговые фрагменты долин Дона, Воронежа, Усманки, Хавы и других водотоков. На рис. 8.18 показан ряд концентров (дешифрирующихся элементов) в пределах объекта, прочие крупные кольцевые образования его западной половины. Несомненно, не все они связаны с геологическим строением. Так, отчетливо выделившаяся изометричная фотоаномалия в районе г. Воронежа обусловлена антропогенным воздействием на природные процессы большого города и его инфраструктуры (окружная и радиальные дороги, «зеленая зона» и т.д.). Сходное происхождение имеет фотоаномалия между г. Семилуки и с. Орлово. Она охватывает Воронежский заповедник, дальнюю сферу влияния областного центра. Тем не менее, участие эндогенных явлений в формировании Воронежской кольцевой структуры несомненно. Об этом свидетельствуют приуроченность западного и восточного сегментов кольцевого разлома к мощным зонам нарушений: Кривоборско-Масальской, Лосевско-Мамонской (северное продолжение). В породах фундамента и осадочного чехла выявлены проявления эндогенной минерализации. На площади структуры неоген-четвертичные отложения имеют аномальные для региона мощности.

вые валы. Еще западней Маневичского объекта встречены слабо выраженные кольцевые зоны повышенной трещиноватости (инициальные образования).

Юго-восток Воронежской антеклизы (периферия Россошанского архейского срединного массива) граничит с Доно-Медведицким авлакогеном, активным в рифее и фанерозое (смяты в складки даже отложения понтического яруса плиоцена). Большая активность последнего, чем Волыно-Полесского – причина того явления, что локальных центров разгрузки тектонических напряжений на юго-востоке антеклизы больше, чем в Волыно-Подолии, а сохранность их лучше. В связи с этим данный район рекомендован как эталонный при разработке представлений о механизме образования кольцевых структур. Три пояса структур разных видов сменяют друг друга с запада на восток и северо-восток, по мере удаления от Россошанского срединного массива. Вдоль восточного фланга с внешней его стороны локализованы неотектонические штоки, купола-протрузии гранитов и гипербазитов. Ширина пояса – 10-12 км, длина – около 100 км. Следующий пояс образуют Мигулинский и Гнилушинский кольцевые валы. Ширина пояса – 15-20 км, протяженность – 50-60 км. Здесь уже нет гранитных куполов, а сателлитными кольцевыми структурами, осложняющими кольцевые разрывы, служат протрузии гипербазитов Журавкинская, Подколотновская и др. Третий пояс образуют структуры – кольцевые желобы и зоны повышенной трещиноватости, расположенные на расстоянии 20-70 км от края массива. Каждый пояс представлен одним видом образований центрального типа, лишь в поясе кольцевых валов разнообразие большее: там многочисленны кольцевые дифференцированные интрузивы, есть неотектонические штоки гипербазитов.

8.3. О времени тектонической активизации кольцевых структур

Анализ геологического строения кольцевых структур эндогенного происхождения показал, что активизация их имела место в этапы осадконакопления (особенно это свойственно локальным кольцевым депрессиям), но значительно чаще – в перерывы между ними. Покажем это на примерах рассмотренных выше тектонотипов. В случае Бесединской локальной депрессии при исследовании выполняющей ее палеозойской толщи аномально большой мощности выделены секторы Северный (скважина 2809), Западный (скважины 2810, 2811), Южный (скважина 2982) и Центральное поднятие (скважина 2980), тектонические блоки с существенно различной историей развития. Стадии развития структуры, установленные путем анализа мощностей осадочных отложений, следующие:

1. Морсовское время. Прогибание наиболее древней части структуры – Западного сектора. Накопление мощной толщи осадков (более 60 м), превышающей средние мощности (10-45 м). Зарождение (или возрождение?) структуры;

2. Мосоловское время. В прогибание вовлечен Южный сектор, ставший центром погружения всей структуры. Мощности осадков достигают 190 м. Неравномерность погружения фиксирована частой сменой петрографического состава пород;

3. Позднемосоловское-предворобьевское время. Зарождение и «рост» Центрального поднятия (стадия «роста» I). Холодное прохождение его вершины, сложенной породами фундамента, сквозь толщу осадков, брекчирование и захват участков пластов. Длительное нахождение поверхности поднятия в субэкральных условиях, судя по выветрелому состоянию гранито-гнейсов под воробьевскими слоями (отмечено А.И. Скомороховым);

4. Воробьевско-чаплыгинское время. Стадия покоя. На территории структуры морской бассейн. Мощности отложений всех горизонтов в пределах и вне структуры одинаковы;

5. Саргаевское время. Стадия прогибания, наиболее выраженная для Северного сектора (накопилось 80-90 м отложений). Южный сектор погружался не столь активно (мощности отложений втрое меньше);

6. Среднефранское время – фаменский век. Интенсивное воздымание Западного сектора, большее по амплитуде, чем остальной территории в пределах и вне структуры. Разрушение и вынос осадочных пород моложе морсовских;

7. Ранний карбон. Стадия прогибания секторов Западного (с амплитудой не менее 180 м) и Южного (не менее 90 м). Неравномерное опускание различных частей подтверждается разным составом отложений: на севере структуры отлагались известняки, на остальной площади преимущественно глины и пески;

8. Послевизейское – предбайосское время. Стадия «роста» II Центрального поднятия. Холодное прохождение тела протрузии сквозь осадочные толщи, частичное перемешивание их.

Об еще более поздней активности структуры говорит смещение юрских пород (скважины 9 и 2811), наличие перламутра аммоноидей в глинах карбона [243]. Отсутствие коры выветривания на поверхности фундамента в Центральном поднятии, как и в случае Шкурлатовской протрузии, где часто нет таких кор, возможный признак позднего появления их на современном гипсометрическом уровне.

Происхождение Бесединской структуры объясняют и с космогенной точки зрения. Т.В. Селивановской [197] она отнесена к астроблемам. Следующие аргументы использованы для этого:

1. Наличие «центральной горки», сложенной разнородными брекчированными породами, двойной воронки в «истинном дне»;
2. Уменьшение степени метаморфизма пород фундамента с глубиной (бескорневая зона дробления) по скважине 2980;
3. Присутствие небольшого сводообразного выступа фундамента под осадочным чехлом на меридиональном профиле (широтным не установлен). Предполагаемый Т.В. Селивановской возраст астроблемы – доюрский, видимо, палеозойский.

Космогенная гипотеза, объясняя ряд особенностей объекта, оставила в стороне вопросы длительности его развития, влияния на процесс осадконакопления в палеозое (в разные интервалы девона и карбона). Можно ли объяснить с позиций признания единственного «события» колоссальные мощности в одной части структуры мосоловских отложений, в других – морсовских, шигровских, каменноугольных? Эти породы часто брекчированы, пласты «стоят на головах», но разве их дислоцирование было однократным? И почему, наконец, однотипные образования располагаются всегда в определенной тектонической обстановке: на периферии крупных положительных блоков фундамента, особенно их срединных массивов? Хорошо известен аналогичный объект, Бельская кольцевая структура, у северо-западной границы Украинского щита. Там, как и в случае с Бесединским объектом, отмечены брекчирование выполняющих депрессию пород, аномально большие мощности меловых отложений. Бельская структура осложняет внешнее ограничение Маневичской [102], тектоническое происхождение которой несомненно. Из анализа реального геологического материала возникает более сложная картина развития Бесединской структуры, чем может объяснить космогенная гипотеза. Приемлемая модель формирования объекта должна объяснять реальные факты: два уровня нормальных мощностей (воробьевско-нижнешигровский и среднеюрский), ниже которых мощности сложно варьируют, но не равномерно по площади, а по отдельным ее секторам. Дешифрированием космических здесь выделено тектоническое нарушение, протягивающееся до периферии Курской «жесткой глыбы». В подобном месте, где движение крыльев разлома гасится относительно неподвижным срединным массивом, можно ожидать дробление пород на секторы, обладающие значительной самостоятельностью. Фланг активного разлома, взаимодействуя с жесткой глыбой, способен глубоко погружать и воздымать отдельные фрагменты кольцевой структуры. Современная тектоническая активность этой площади доказывается приуроченностью, примерно, к району с. Беседино эпицентра землетрясения с магнитудой 4-5 баллов [3]. Геологические особенности Бесединской структуры вполне объясняются тектоническими причинами: неравномерным погружением отдельных секторов в этапы осадконакопления (и растяжения), активным импульсным воздыманием тела протрузии с брекчированием пород в перерывы осадконакопления (обстановки сжатия). Вопрос о тектонической альтернативе космогенной гипотезе не праздный: лишь первая открывает возможность предсказывать положение кольцевых структур, в пределах которых имеются месторождения многих видов минерального сырья (каменных строительных материалов, руд титана, барита, полиметаллов и др.).

Немало материалов для дискуссии о времени активизации объектов центрального типа дает Шкурлатовская кольцевая структура. Образование и условия залегания этого купола гранитоидов со сложным рельефом поверхности объясняли процессами эрозии. Предполагают, что гранитные купола были островами



Рис. 8.21. Этапы развития Шкурлатовской кольцевой структуры в фанерозое. РЖГ - Россошанская жесткая глыба.

ми в течение живетской и меловой трансгрессий. Позднее было показано [284 и др.], что купола возникли в результате «выдавливания» глыб породы по периферии жесткого Россошанского срединного массива в условиях периодически возникающих обстановок сжатия (рис. 8.21). Обсудим аргументы, свидетельствующие в пользу

последней гипотезы. Если бы купола были островами во время трансгрессий, то это не могло не отразиться в изменениях мощностей (уменьшение по направлению к куполу) и фаций отложений. Визуально этого не наблюдается. Чтобы количественно охарактеризовать изменения состава развитых по периферии купола осадочных пород в зависимости от расстояния до вершины, отбирались по нескольким профилям пробы из писчего мела (рис. 8.22). Результаты исследований (выполнены совместно с Г.И. Первушиной) показаны на диаграммах, из которых видно: близость «острова» не отразилась на содержаниях нерастворимого остатка, песчаных фракций, глауконита. Лишь северной купола в базальной части меловой толщи отмечено повышенное (до 2,5%) количество этих компонентов. Отдельные неокатанные обломки граносиенитов (дресва и

щепень)встречены в базальных горизонтах живетских аргиллитов и писчего мела, но – не на современных склонах купола. Значит, трансгрессирующие морские воды в девоне и мелу первоначально размывали поверхность фундамента, а позже перекрывали ее.

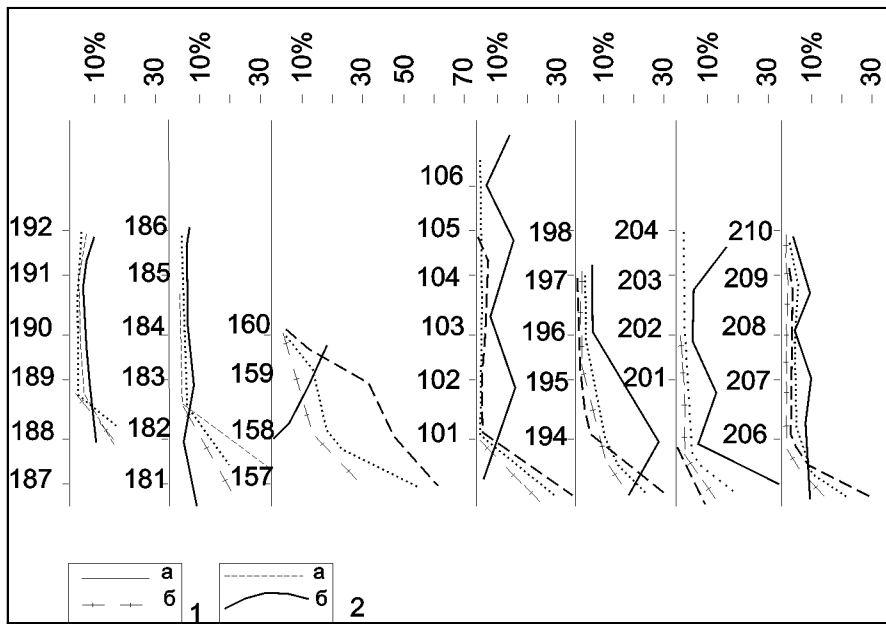


Рис. 8.22. Результаты минералогического анализа нерастворимого остатка проб из толщи туронского писчего мела Шкурлатовской кольцевой структуры: 1 - содержание нерастворимого остатка (а) и кварца (б); 2 - содержание глауконита (а), глинистых минералов (б).

Следующие аргументы подтверждают то, что современная кровля граносиенитов под шкурлатовской (микулинской) свитой имеет тектоногенный рельеф: 1 - изучение трещиноватости гранитоидов, девонских и меловых пород. Согласно данным ее обработки, направления стресса и «течения масс» на юго-востоке антеклизы в позднем протерозое и фанерозое неизменно ориентированы с востока на запад. Это способствовало медленному выдавливанию глыб породы, на которые разбит Шкурлатовский купол, во временные интервалы, отвечающие обстановкам сжатия; 2

3 - положение купола на пересечении разломов фундамента с ориентировкой СЗ 320° и СВ 30° (к ним приурочена колена долины р. Гаврило); 3 - наличие блоков (глыб) граносиенитов, находящихся вне связи со скальным массивом в живетских аргиллитах. Морфология этих глыб, верхние части которых (см. рис. 8.6) «обточены» при движении вверх подобно головкам снарядов. Присутствие зеркал скольжения с вертикальными бороздами на поверхности обломков; отсутствие коры выветривания на вершинах купола; 5 - строение четвертичной толщи, подтверждающее активность разрывов в недавнее, в том числе, современное время (см. рис. 8.5); 6 - деформация поймы над куполом; 7 - приуроченность примерно к этому району 6 эпицентров землетрясений XIX-XX веков [3], признак современной активности территории; 8 - наличие гидротермальных проявлений полиметаллов и барита в живетских и меловых породах.

Гипотеза о протрудировании дает удовлетворительный ответ и на вопрос о свободном пространстве, объеме осадочных пород, вытесненных гранитными глыбами из осадочной толщи. Деформации уровня поймы над поднимающимся куполом сопровождалась локальным усилением процессов денудации, из-за чего на дневную поверхность выводились более древние породы. Установлен размыв всей толщи пойменных отложений, подстилающей елизаветовской почвы. В одном случае от последней сохранился лишь слой «журавчиков». Обломков аргиллитов в туронском мелу, которые могли бы захватить глыбы гранитов, не наблюдалось, вероятно, из-за малой их механической прочности. Сам писчий мел по причине высокой обводненности имеет пастообразную консистенцию, затекает в трещины кровли аргиллитов. Он не был препятствием при движении глыб гранитоидов. В развитии Шкурлатовской структуры имеются несколько фаз (см. рис.8.21), из которых минимум две отвечали «росту» структуры. Фазы «роста» послезиветская-предтуронская и послетуронско-современная сменяли фазы относительного покоя (живетскую и туронскую). В фазы «роста» происходило протрудирование материалом куполов осадочных образований, деформирование и смещение по разрывам, искажение геоморфологических уровней. Протрудирование было неравномерным. В позднем плейстоцене и голоцене выделены временные интервалы, когда поднятия усиливались (микулинский, позднеголоценовый, современный).

События фанерозоя Павловского вала и Доно-Медведицкого авлакогена хорошо сопоставимы. Фазу роста I (ранние импульсы сжатия и протрудирования) можно связать со «временем дифференциации структур и возрождением рифейских грабенов» [42], достигших максимума в позднем девоне. От карбона по триас тектонические движения на территории авлакогена, по Р.Н. Валееву, проявлены слабо. Фазу роста II следует связывать с возрождением на альпийском этапе глыбовых движений в авлакогене, сопровождавшимися инверсией (на месте грабенов – валы).

Таблица 8.2

Корреляция геологических событий Павловского вала, Доно-Медведицкого и Пачелмского авлакогенов. С использованием [42, 274]

Геологическое время	Павловский вал	Доно-Медведицкий авлакоген	Пачелмский авлакоген
1	2	3	4
Карелий	Со смородинского времени (около 2 млрд лет назад) – поле напряжений, аналогичное современному	Формирование зон растяжений на границе с антеклизой, трассируются телами габбро-долеритов смородинского комплекса	
Рифей	Область поднятия. Осадки не отлагались.	Заложение авлакогена (ранний рифей). Обстановка растяжения, накопление красноцветной толщи	Заложение авлакогена. Отложение осадков верхнего и терминального рифея. Обстановка растяжения
Венд-ранний девон	Высокое положение свода антеклизы	В казанлинское время (ранний девон) – растяжение, накопление толщи красноцветов	В венде – развитие на «стадии синеклизы»
Средний – поздний девон	В постживетское время – стадия роста гранитных куполов (I)	Интенсивная дифференциация авлакогена, возрождение в обстановке растяжения рифейских грабенов. Максимум – в позднем девоне	Максимальное прогибание на «стадии синеклизы» – в живетское-раннефранское время. Позднее грабен отмирает
Карбон-предтуронское время	Воздымание свода антеклизы. В обстановке растяжения формирование даек щелочного состава	С карбона по триас авлакоген – часть антеклизы. Тектонические движения положительные	Состояние покоя. Общее высокое положение
Туронский век – кайнозой	В туронское время – погружение, перекрытие осадками вершин куполов, позднее – стадия роста гранитных куполов (II)	Альпийский тектогенез – интенсивные глыбовые движения. Инверсия – на месте грабенов протяженные валы	С начала мезозоя – перестройка структурного плана, возрождение разломов рифея. На месте троговых рвов – валы

Из таблицы 8.2 видно, что геологические события фанерозоя Павловского вала, Доно-Медведицкого и Пачелмского авлакогенов увязываются между собой. Стадии (фазы) роста протрузий I и II отвечают временным интервалам активизации движений в авлакогенах, возникновения валов на месте грабенов и тектонических рвов, интенсивным глыбовым поднятиями. Процессы развития неотектонических штоков не оторваны от геологической истории юга платформы. Во всех случаях рост протрузий происходил в обстановках сжатия во временные интервалы, отвечающие перерывам осадконакопления.

8.4. О генезисе и возможном механизме образования кольцевых структур антеклизы

Вопросы классификации кольцевых структур занимали многих исследователей. Е.В. Свешниковой [196] среди магматических комплексов центрального типа выделены четыре категории тел (вулканические постройки, трубки взрыва, силлы-лакколлиты, штоки), а по особенностям внутреннего строения – девять типов. Я.Г. Кац с соавторами [101] различают структуры эндогенного, экзогенного, космогенного и техногенного происхождения, подразделенные на мелкие (до 10 км), средние (10-100 км), крупные (100-1000 км) и гигантские (более 1 тыс. км). В.Н. Брюханов и др. [31] предложили делить эти объекты на тектонические (положительные, отрицательные, диапировые), магматогенные, ультраметаморфические, импактные. Они считают пределом надежности при генетической интерпретации кольцевых структур образования до 230-270 км. О.М. Борисов [29] полагает, что разнообразие и количество кольцевых объектов зависит от степени неотектонической и сейсмической активности территории. По генезису они относятся к двум классам: физиоблемы и геоблемы, с подклассами атмосферный и литосферный, эндогенный и экзогенный. Эндогенные структуры формировались «в условиях проявлений собственных колебаний Земли».

Ряд исследователей [127, 197 и др.] предпринимают попытки объяснить образование многих кольцевых структур космогенными факторами. Они классифицируют их по времени удара на астроблемы: а) позднпротерозойские и палеозойские; б) мезозойские; в) кайнозойские. Выделяются также «предполагаемые импактные кратеры и недостоверные объекты». Против отнесения многих объектов центрального типа

к астроблемам высказывались [87, 130 и др.], а в последнее время академик А.А. Маракушев и В.И. Ваганов, показавшие, что известные структуры Калужская, Кавернинская (Пучеж-Катунская), Попигайская и др образованы земными тектоническими причинами. Против астроблемной гипотезы Калужской кольцевой структуры свидетельствуют длительность ее развития (от байкальского до четвертичного времени) и многократные циклические проявления вулканической деятельности (волынское, среднедевонское время). Кавернинская (Пучеж-Катунская) структура приурочена к пересечению Московско-Кировской шовной зоны с поперечной Пучежско-Городецкой и характеризуется неоднократным повторением эксплозивной и гидротермальной деятельности. Происхождение этих структур удовлетворительно объясняется с позиций вулканотектонической или тектоно-магматической гипотез. Против их астроблемного генезиса свидетельствуют: а) пространственная приуроченность к узлам пересечения двух линейных разломов глубинного заложения; б) возникновение их на месте купольных поднятий; в) развитие кольцевых и ступенчатых сбросов при нормальном залегании пород чехла; г) несколько этапов формирования покровных вулканических пород (импактитов и др.); д) наличие за пределами структуры сходных туфовых «трубок взрыва» [87, с.100]. К этим признакам необходимо добавить неперемнную приуроченность «астроблем» (Калужской, Попигайской, Маневичской, Пучежской, Гнилушинской, Бесединской и др) к периферии срединных массивов щитов и антеклиз, зонам взаимодействия с авлакогенами или крупным приразломным структурам, поясной характер расположения, закономерную смену в пространстве одних видов объектов другими. Располагая явно недостаточными геологическими аргументами, сторонники космогенного происхождения кольцевых структур широко используют материалы петрографических исследований. При этом кластогенным породам (зювиты, лешательиты и т.д.), особенностям минеральных зерен в шлифах (планарные элементы кварца и полевого шпата, особенно развитые по отдельным направлениям, пузырчатая текстура мономинеральных стекол и т.д.) приписывают связь лишь с вземными причинами. Дополнительные свидетельства ищут в экспериментах, изучении воздействия ядерных взрывов на горные породы. Многие петрологи обоснованно сомневаются в однозначности подобной интерпретации петрографических данных. А.И. Трухалев [241] в ксенолитах из вулканогенных образований Норильского района обнаружил полный набор признаков ударного метаморфизма, имеющего, несомненно, эндогенное происхождение. Здесь выделены планарные элементы в кварце, «в том числе и ориентированные по направлениям ω , η и {1014}, считающихся наиболее характерным для пород, испытавших удар метеорита. Они могут образовываться и при вулканических извержениях (скорее всего, как результат эксплозий в подводящих каналах в гиабиссальных и приповерхностных условиях). При извержениях пирокластического материала среднего и кислого состава, сопровождающихся значительно более мощными эксплозиями, чем извержения основных вулканитов, возможны и более интенсивные ударные преобразования минералов» [241, с.93]. Вслед за [87, с.101] приходим к заключению, что, кроме немногих очевидных кратеров типа Шунак или Аризонского, громадное «большинство земных кольцевых структур – эндогенные».

Перечислим некоторые гипотезы, объясняющие становление кольцевых структур. В.А. Алексеев, А.В. Гейтлинг объясняют их формирование конвенктивными движениями в мантии в условиях меняющейся с глубиной вязкости вещества. О.Л. Кузнецов, В.В. Муравьев [115] считают «концентрические структуры» своеобразными «дренажными системами литосферы, по которым происходит разрядка энергии, а также тепломассоперенос ...» В.В. Соловьев [209, 210] полагает, что они возникли из-за локального, направленного освобождения энергии глубинных магматических очагов. В.Ю. Зайченко и др. [87] при изучении юго-востока платформы пришли к выводам о том, что концентрические и овальные разрывы кольцевой структуры являются результатом разрядки сложной системы напряжений земной коры. Для них характерно прерывисто-импульсное развитие. Зоны развития структур трассируют зоны активизации. Импульсно-очаговая природа кольцевых объектов рассмотрена А.И. Петровым [160]. В.А. Ваганов, А.А. Маракушев, Л.И. Шахотко [127] пришли к мнению о сверхглубоком генезисе известных объектов – Попигайского, Логовского и др.

В основе классификации (табл. 8.3, рис. 8.23) лежит морфологический подход: степень выраженности мезоструктур (диаметр 3-65 км) в поверхностях структурных несогласий и современном рельефе. Структуры I типа отражены в глубинном строении, рельефе кровли фундамента, осадочного чехла, дневной поверхности. Для структур II типа характерна невыраженность в строении некоторых основных разделов. Кольцевые объекты III типа уверенно читаются лишь в современном рельефе. Морфологический облик структур I типа (неотектонические штоки, локальные депрессии, кольцевые валы, кольцевые желобы и зоны трещиноватости) определен тектоническими факторами; интенсивность проявления их различна. Для штоков и депрессий отмечена активность всего сечения структуры, по которым происходят воздымание или опускание глыб (блоков) гранитоидов или гипербазитов. Активность кольцевых валов

Таблица 8.3

Классификация кольцевых структур Воронежской антеклизы (мезоструктуры диаметром 3-65 км)

Номенклатура	Виды кольцевых структур	Структурное положение	Особенности геологического строения и развития	Выражение в рельефе дневной поверхности	Тектонолиты, примеры
1	2	0	4	5	6
Тип I	Кольцевые структуры фундамента и осадочного чехла, выраженные в рельефе кровли фундаментальных несогласий осадочного чехла и дневной поверхности				
Класс А	Неотектонические штоки	Перед границей «жесткого массива»	Активные во временные интервалы, отвечающие перерывам осадконакопления. Диаметр 1-3 км.	Заболоченные котловины, перегибы долин. Деформации у ровней террас.	Гранитные купола Шкурлаговский, Басовский, Свиноу-хинский
Класс Б	Локальные кольцевые депрессии	Перед границей «жесткого массива»	Активные в этапы осадконакопления. Диаметр 2-3 км	Озеровидные котловины	Бесединская, Белгородская структуры
Класс В	Кольцевые валы	Расположены на большем (15-20 км) расстоянии от «жесткого массива» чем протрузии	Кольцевой разлом активен во время постройки структурных планов. Проявления вулканизма в пределах кольцевого вала. Диаметр 15-30 км	Центробежный рисунок гидросети. Вдоль кольцевого разлома - реки, текущие почти по окружности	Гнилушинская кольцевая структура
Класс Г	Кольцевые желобы и зоны трещино-ватости	На большом (20-70 км) удалении от «жесткого массива»	Зона трещиноватости формируется вдоль кольцевого разлома в перерывы осадконакопления	Внешние и внутренние концентры подчеркивают фрагменты гидросети	Воронежская кольцевая структура
Тип 2	Кольцевые структуры фундамента, не выраженные в рельефе его кровли, поверхностных структурных несогласий осадочного чехла и дневной поверхности				
Класс А	Брахиформные складки в породах обоянской серии	В пределах срединных массивов (по геофизическим данным)	Реликтовые структуры, неактивные в фанерозе	Не выражены	Многочисленные объекты Курско-Карачевского и Россошанского срединных массивов
Класс Б	Дифференцированные кольцевые	В пределах Восточно-Воронежского мегаблока, близ границы с Россошанским срединным массивом	Формировались в ранем протерозое. Смена фаций - с востока на запад	Локальные положительные и отрицательные формы рельефа	Ингузивы Верхнеозерковский, Петровский, Липов куст, Синдякинский
Тип 3	Кольцевые объекты, выраженные только в рельефе дневной поверхности				
Класс А	Карьеры горно-рудных предприятий	На КМА - в пределах локальных поднятий фундамента	Депрессионное погружение уровня подземных вод	Изменения ландшафтов из-за осушения территории	Михайловский, Лебединский, Южно-Лебединский, Стойленский карьеры
Класс Б	«Концентры освоения» вокруг городов			Расположенные концентрически зоны антропогенного воздействия на ландшафты	Концентры вокруг г. Воронежа
Класс В	Крупные оползни			Округлые в плане тела, ограниченные циркуобразными поверхностями отрыва	Оползень на р. Дон у с. Сторожевого

концентрируется, преимущественно, на небольших площадях, примыкающих к зоне кольцевых разломов. Центральные блоки отражены в строении осадочного чехла слабо, лишь иногда (Калужская структура) отмечаются увеличенные мощности подразделений осадочного чехла. Еще менее активны наиболее крупные из мезоструктур – кольцевые желобы и зоны трещиноватости. Их кольцевые разломы проявлены на отдельных фрагментах, освоенных гидросетью.

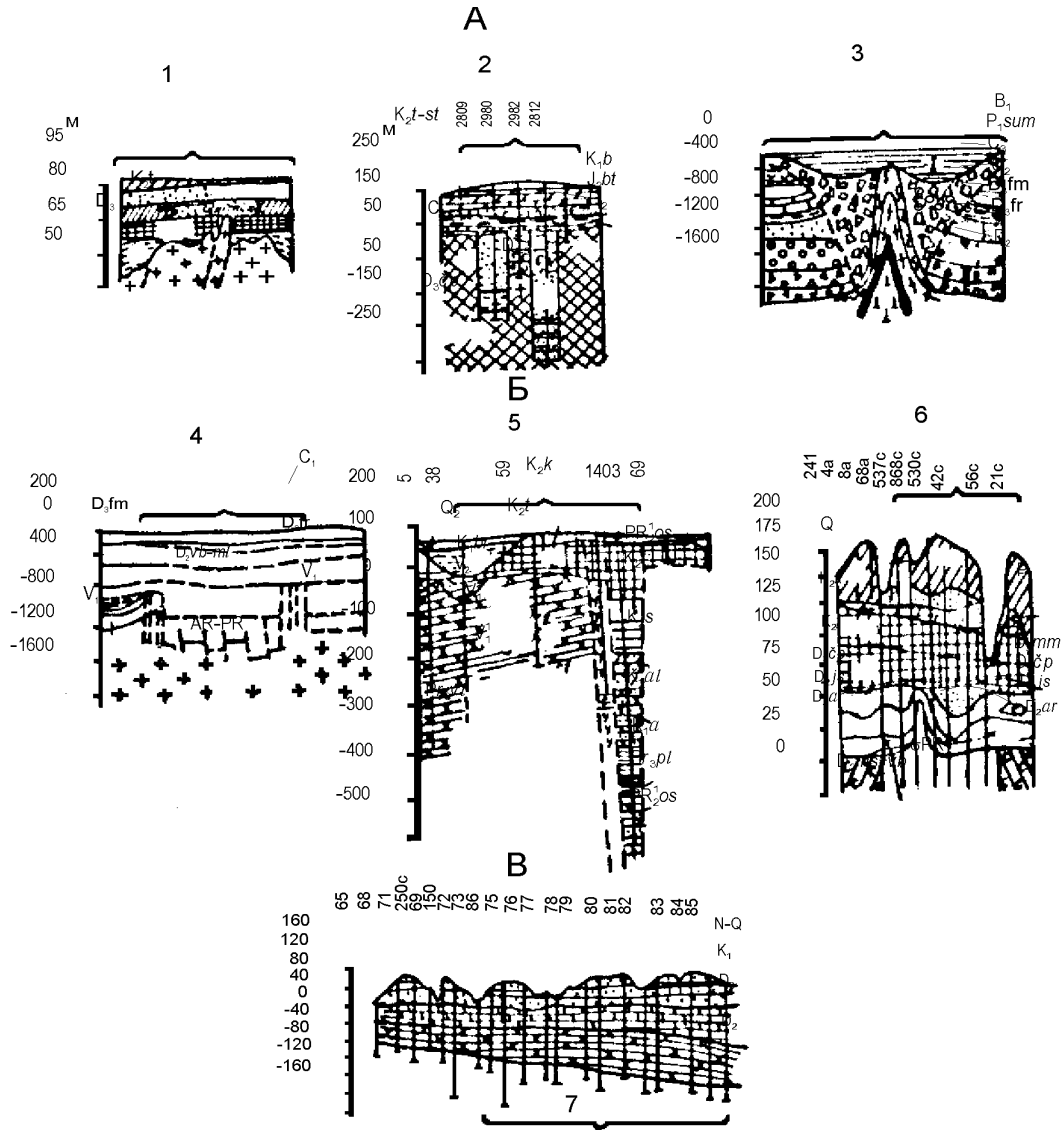


Рис. 8.23. Эндеогенные кольцевые структуры Восточно-Европейской платформы (диаметр 3-65 км). А - неотектонические штоки (1 и 3), локальные кольцевые депрессии (2); Б - кольцевые вали; В - кольцевые желобы и зоны повышенной трещиноватости. Тектонотипы структур: 1 - Шкурлатовская; 2 - Бесединская; 3 - Пучежская (по Г.И.Горецкому); 4 - Калужская, по [158]; 5 - Маневичская; 6 - Гнилушинская; 7 - Воронежская.

Следующие геологические особенности, помимо приуроченности к внешней стороне архейских срединных массивов и, в ряде случаев, поясного расположения, помогают понять механизм образования кольцевых структур: 1 - совпадение площади их максимального развития с «областью разворотов», наиболее активной в тектоническом отношении; 2 - расположение на пересечении крупных разрывов (рис. 8.24); 3 - высокая сейсмичность площадей распространения. В районе г. Павловска, где расположены купола-протрузии, известны эпицентры шести землетрясений, в т.ч. 5-бального (1825 г.), 6-бального (1832 г.), по [3]. Известно 5-бальное землетрясение (1944 г.) района Бесединской локальной депрессии, два землетрясения, одно 6-бальное, - Мигулинской кольцевой структуры (1910 г), по [3]; 4 - амплитуда вертикальных тектонических движений в пределах кольцевых структур иногда на порядок больше, чем на прилегающих площадях. Это способствует накоплению в них аномальных по мощности осадков. Напомним, что в Бесединской депрессии мощности девонских отложений достигают 250 м, вне структуры – 40 м и менее. Примеры могут быть продолжены; 5 - активизация кольцевых структур происходила в различные временные

интервалы. Неотектонические штоки воздымались в обстановках сжатия, отвечающих перерывам осадко-накопления, локальные депрессии погружались в обстановках растяжения, активного проявления осадочного процесса.

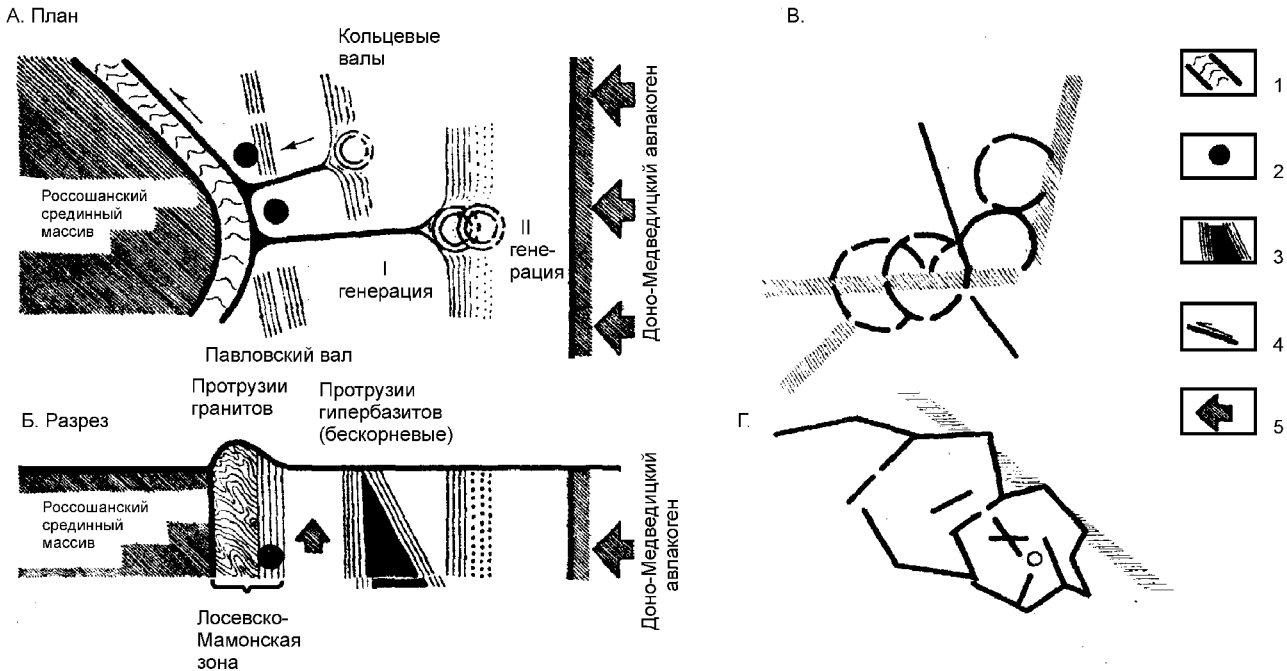


Рис. 8.24. Соотношение разрывов и кольцевых структур различных типов на юго-востоке Воронежской антеклизы (восточная периферия Россошанского срединного массива). А и Б - положение неотектонических штоков и кольцевых валов; В и Г - сложные кольцевые структуры (по дешифрированию космоснимков). 1 - Зона разгрузки напряжений вдоль восточной периферии Россошанского срединного массива. Здесь локализованы гранитные купола-протрузии; 2 - Эпицентры современных землетрясений [3]; 3 - Протрузии гипербазитов; 4 - Сдвиги; 5 - Направление течения масс.

Отчего амплитуды поднятий и опусканий этих небольших объектов намного превышают таковые соседних площадей? На этот вопрос отвечают исследования природных вещественно-структурных комплексов, образовавшихся при быстро развивающихся геологических процессах, начало которым положено работой об «инъективной тектонике» Тонковского очага прорыва Г.И. Горецкого [66]. Механизм образования импульсно-очаговых структур рассмотрен А.И. Петровым [160]. Этим автором «рост» протрузий, погружение днищ локальных кольцевых структур объяснен периодическим подновлением импульсного энергетического очага, глубинность которого совпадает с глубиной очагов землетрясений (она в регионе колеблется от 3,0 км до 12-15 км [3]). При каждом импульсе разрядки напряжений к поверхности Земли идет поток энергии и вещества по линии наименьшего сопротивления. В обстановке растяжения (им отвечают временные интервалы трансгрессий) в пределах очага кольцевой структуры на глубинах 3-15 км происходит отток вещества, и днище структуры активно погружается. Толщи осадков обычно успевают компенсировать опускание, отчего в разрезах локальных депрессий существуют их аномальные мощности. Иначе ведет себя вещество в обстановках сжатия, когда отток его в стороны не возможен. Оно устремляется вверх, вдоль импульсно-очаговой колонны, протрудируя накопившиеся ранее отложения. Импульсный характер источника тектонических движений в пределах ограниченных площадей кольцевых структур и в этом случае объясняет огромные амплитуды перемещений.

Данный механизм обоснован на экспериментальных моделях [160], для него известны природные тектонотипы в других регионах (структуры Седбери, Печенги, Таймыра). Поражительным современным примером импульсно-очаговой тектоники является дацитовый купол Усу (Япония), прерывистыми толчками поднимающийся вместе с расположенной на вершине аппаратурой [291]. За 1977-1982 гг. купол «вырос» на 180 м! За год сейсмографы там фиксируют до 190 тыс. толчков магнитудой 1-4 балла.

ГЛАВА 9. ЭПОХИ ЭНДОГЕННОГО РУДОГЕНЕЗА В ИСТОРИИ ВОРОНЕЖСКОЙ АНТЕКЛИЗЫ

Исследования проблем становления, развития и металлогении Воронежской антеклизы, компактной, несмотря на обширные размеры, минерагенически чрезвычайно привлекательной структуры, в последние годы переживает несомненный подъем. Продолжается осмысление обширного накопленного поколениями геологов материала, что ведет к значительным теоретическим достижениям. Это и нарастающее признание геологическим сообществом естественных границ - глубинных разломов отвечающего Воронежской антеклизе блока фундамента с самым мощным на Восточно-Европейской платформе "гранитным" слоем, и решительный отход от представлений о неактивной, вялой, зависящей от движений в соседних отрицательных структурах тектонике антеклиз, открытие "собственного" глубинного щелочно-базальтового траппового магматизма среднего протерозоя и позднего девона.

Эволюцию претерпели и металлогенические построения. Открытие проявлений эндогенного рудогенеза позволило приступить к выработке новой минерагенической концепции региона. В фанерозое отчетливо различаются проявления трех крупнейших металлогенических эпох - герцинской, киммерийской и альпийской (табл. 9.1, рис. 9.1). В эти эпохи происходили крупные тектонические перестройки региона, поднятия и опускания блоков, смены источников сноса и направлений трансгрессий, заложение новых и оживление существующих зон разломов, излияния магматитов и эксгальционно-осадочные процессы, образование проявлений полиметаллов, золота, интерметаллидов, а также вполне вероятный кимберлитовый магматизм, о чем свидетельствуют многочисленные находки в промежуточных коллекторах алмаза и его генетических спутников.

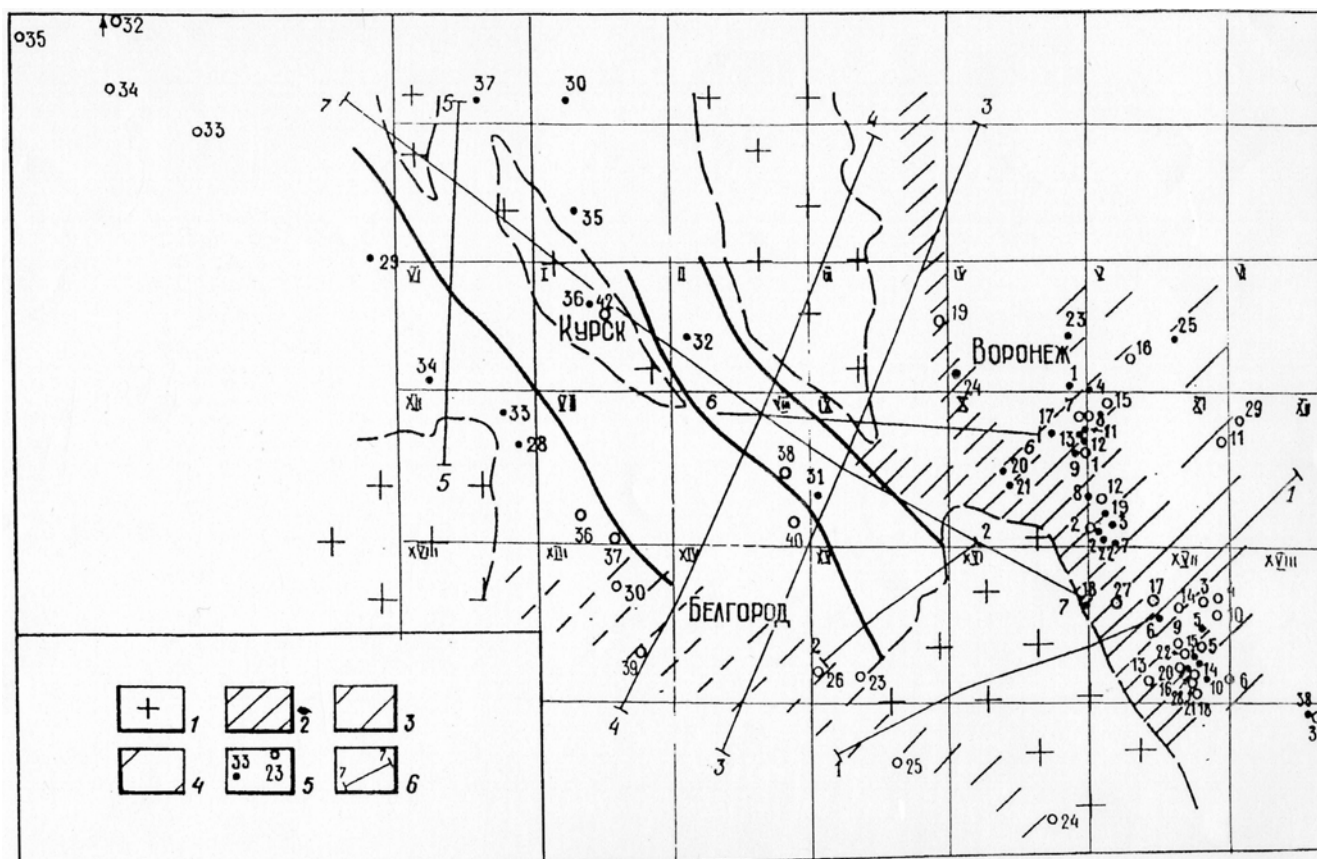


Рис. 9.1. Проявления меди, полиметаллов, флюорита, молибденита и другого минерального сырья, связанные с процессами тектонической активизации фанерозоя на территории Воронежской антеклизы. По материалам региональных геологических предприятий (С.П. Молоткова, В.М. Богданова, А.М. Одокий, Е.М. Крестина, Г.Г. Долгих, Е.Е. Захарова, Г.В. Зеленщикова и др.). 1- средние массивы в фундаменте; 2-4 - зоны разгрузки тектонических напряжений вдоль периферических частей антеклизы, пояса локальных центров тектонической активизации, в т.ч. «неотектонических»

штоков» (2), кольцевых валов (3), кольцевых желобов (4); 5- рудопроявления в породах фундамента (а) и осадочного чехла (б); 6 - региональные профили ГСЗ, выполненные под руководством А.П. Таркова и А.И. Дубянского. Рудопроявления: I. В фундаменте, предположительно связанные с фанерозойской активизацией: 1. Больше-Мартыновское-1(цинк); 2. Посевское-1 (медь, цинк); 3. Посевское-II (цинк, свинец); 4. Больше-Мартыновское-II (цинк); 5. Меловское (медь); 6. Верхне-Гнилушинское (медь); 7. Посевское-III (медь); 8. Липовское (медь); 9. Бобровское (медь, серебро, иттрий и др.); 10. Подкоподновское (медь, мышьяк и др.); 11. Сухо-Березовское (золото); 12. Северо-Бобровское (золото); 13. Восточно-Раздольненское (золото); 14. Западно-Мандровское (золото); 15. Нижне-Мамонское (золото); 16. Ковыльненское (золото); 17. Раздольненское (молибден); 18. Буйловское (молибден); 19. Чибисовское (молибден, мышьяк, медь); 20. Лискинское (молибден, флюорит); 21. Посевское-IV (флюорит); 22. Ново-Хреновское (флюорит); 24. Костенковское (флюорит); 25. Западно-Аннинское (флюорит); 28. Южно-Реутецкое (золото) и Реутецкое (золото, медь и др.); 29. Стрекаловское (золото, полиметаллы, мышьяк и др.); 30. Орловское (медь, золото, полиметаллы и др.); 31. Волотовское (полиметаллы и др.); 32. Тим-Ястребовское (флюорит, медь, золото, полиметаллы, киноварь и др.); 33. Сторожевское (цинк, медь и др.); 34. Шептуховское (медь, полиметаллы и др.); 35. Смородинское (цинк, пирит и др.); 36. Клюквинско-Ушаковское (молибден и др.); 37. Ново-Ялтинское (никель и др.); 38. Липов куст (Шумилинское). Медь и никель. II. В осадочном чехле: 1. Бобровское (полиметаллы); 2. Посевское (медь); 3. Западно-Калачское (полиметаллы); 4. Калачское (цинк); 5. Восточно-Мамонское (полиметаллы); 6. Петропавловское (полиметаллы, молибден, мышьяк, барий); 7 и 8. Астаховские- I и II (полиметаллы, медь); 9. Нижне-Мамонское (цинк); 10. Меловое (цинк); 11. Абрамовское (цинк); 12. Липовское (цинк); 13. Мандровское (цинк); 14. Журавкинское (цинк); 15. Восточно-Астаховское (цинк); 16. Аннинское (цинк); 17. Журавкинское-II (золото); 18. Подкоподновское-II (золото); 19. Петинское (цинк); 20. Нижне-Мамонское-II (редкие земли); 21. Подкоподновское (редкие земли); 22. Нижне - Мамонское-III (редкие земли); 23. Вейделевское (полиметаллы); 24. Россоховатское (полиметаллы); 25. Лозное (полиметаллы); 26. Валуйское (цинк); 27. Шкурлатовское (полиметаллы, медь, барит); 28. Подкоподновское-III (медь, мышьяк); 29. Елань-Коленовское (полиметаллы); 30. Олимпийское (медь, полиметаллы); 31. Шумилинское (медь); 32. Ширковское (свинец); 33. Витемлянское (свинец); 34. Стародубовское (свинец); 35. Рогунинское (свинец); 36. Яковлевское (полиметаллы); 37. Висловское (полиметаллы); 38. Чернянское (полиметаллы); 39. Шебекинское (цинк); 40. Новооскольское (цинк, мышьяк); 41. Тимирязевское (цинк); 42. Курско-Бесединское (свинец); 47. Моршанское (цинк), за пределами схемы.

Эндогенное рудообразование тесно связано с особенностями геологического развития и геологического строения Воронежской антеклизы, для которой характерны повышенная до 55 км мощность земной коры, аномально большая (25-32 км) мощность "гранитного" слоя, тенденция к частым постседиментационным поднятиям. Это отличает антеклизу от соседних отрицательных структур, где мощности земной коры и гранитного слоя существенно меньше, проницаемость фундамента и осадочного чехла выше, а эндогенное оруденение во многом иное. Благоприятные условия для рудогенеза антеклизы возникали в ходе перестройки структурных планов, которые приводили к реактивации рудопроводящих разломов и тектономагматической активизации. Представления об этом дает табл. 9.1.

Ниже мы охарактеризуем подробнее основные для региона металлогенические эпохи герцинскую, киммерийскую и альпийскую (позднеальпийскую), с которыми связываются надежды региона на открытие месторождений высоколиквидного минерального сырья эндогенного ряда.

9. 1. Герцинская металлогеническая эпоха

Эндогенное рудообразование на Воронежской антеклизе происходило в начале (средне-позднедевонский этап) и в конце (позднепермский этап) эпохи. Из общей ее продолжительности 140 млн. лет средне-позднедевонский этап занимал около 25 млн. лет, позднепермский - 13-15 млн. лет. Разделяющий их раннекаменноугольный - раннепермский этап более длительный - около 100 млн. лет.

Для средне-позднедевонского рудогенеза установлены [37, 97 и др.] три продуктивные фазы - ястребовская, петинская и евланово-ливенская, для раннего карбона-ранней перми таких фаз пока выделить не удастся. Оруденение ястребовской фазы представлено титановой минерализацией вулканогенно-осадочных образований (туфы, туфолавы, туффиты, туфопесчаники, туфоаргиллиты, туфоалевролиты), в различной степени ильменитоносными. С этой же фазой связан щелочной базальтоидный магматизм и возможное формирование кимберлитовых диатрем, как это предполагают [37,97].

Таблица 9.1

**Формирование эндогенных рудных и нерудных полезных ископаемых, связанных с тектонической активизацией, в среднем протерозое и неогее на Воронежской антеклизе (кроме золота, интерметаллидов и алмазоносных магматитов).
С использованием [2, 36, 89, 97, 138, 144, 263, 264 и др.]**

Этапы постоянства структуры, их порядок	Минерагенические эпохи, фазы рудообразования	Магматические формации	Тип оруденения, металлогеническая специализация	Примеры проявления полезных ископаемых
1	2	3	4	5
Позднекарельский и байкальский этапы (I п.) Смородинский этап (II п.) Лискинский этап (II п.)	Позднекарельская-байкальская эпоха Смородинская фаза Лискинская фаза	Трапповая (габбро-долеритовая) Гранит-аляскитовая. Бобровский гранитоидный комплекс Лискинский гранитоидный комплекс	Титан, ванадий Полиметаллы, ниобий и т.д. Флюорит, молибден, олово	Промышленные скопления на севере КМА Хлебородненское проявление. Аксессуарная вкрапленность в интрузивных породах
Салаирский этап (I п.)		Толейтовые базальты (туфы волынской серии Калужско-Бельской зоны)	Медь, полиметаллы	Рудопроявления на антеклизе не известны
Каледонский этап (I п.)		?	?	?
Герцинский этап (I п.) Средне-позднедевонский этап (II п.) а) ястребовский б) петинско-воронежский этап (III п.) в) евлановско-ливенский этап (III п.)	Герцинская эпоха Ястребовская фаза Петинская фаза Евлановско-ливенская фаза	Ястребовская эксплозивная щелочно-базальтоидная Толейтовых базальтов Толейтовых базальтов	Титан, кимберлиты (?)	Промышленные месторождения титана вулканогенно-осадочного типа. Базальты для каменного литья (Мамонский, Подколотовский участки). Базальты для каменного литья Советской площади
Позднепермский этап (II п.)	Позднепермская фаза ?	Андезит-трахиандезитовая ?	Медь, никель, каменные строительные материалы	Солевые ореолы меди и никеля в девонских породах Шумилинского проявления
Киммерийский этап (I п.)	Киммерийская эпоха		Полиметаллы, барит, флюорит	Месторождения Белгородско-Марковской зоны
Альпийский этап (I п.)	Альпийская эпоха		Цинк, барит	Шкурлатовское проявление

Ястребовские отложения залегают на глубинах от первых метров до 250 м и вскрыты только Павловским гранитным карьером. Их мощности не выдержаны и колеблются в интервале от 1 до 40 м, а собственно вулканогенных пород от 1 до 25 м (рис.9.2). Максимальны последние вблизи предполагаемых вулканических аппаратов, где наблюдается и наибольшая размерность вулканического материала (до туфобрекчий) и самые высокие

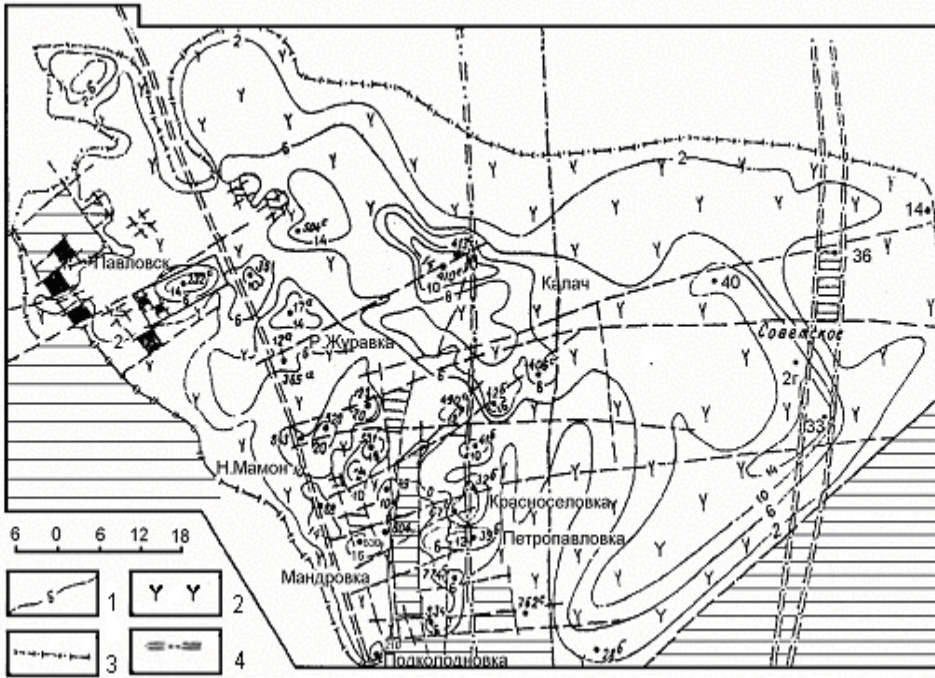


Рис.9.2. Схематическая карта мощностей вулканогенно-осадочных пород ястребовского горизонта [37, 97]: 1 - изолинии мощности пород, проведенные через 4 м; 2 - поле вулканогенно-осадочных пород; 3 - граница площади распространения вулканогенно-осадочных пород; 4 - крупнейшие разрывы.

витым по пеплу и пелитовому материалу. Увеличение количества хлорита сопряжено с повышением ильменитоносности породы. Большая часть ильменита корродирована, имеет оскольчатую, остроугольную, реже серповидную форму, иногда встречаются изоморфные кристаллы. В литокластах ильменит преобладает в виде густой тонкой вкрапленности. Часто наблюдаются его скелетные формы и оторочки вокруг обломков эффузивов и зерен кварца, что свидетельствует о перераспределении титана в процессах диагенеза. Размер зерен ильменита колеблется от тысячных долей до 0,68 мм, причем наиболее крупные находятся в средне- и грубообломочных разностях туфогенных пород. Среднее содержание ильменита порядка 100 кг/м³ при средней мощности пласта 6 м. Помимо титана в породе химическими анализами в заметных количествах (до 3 %) определен цинк [97]. Выявленная магматогенная природа ильменита и вмещающих пород, а также перемыв кластического материала в прибрежно-морских условиях позволили говорить о новом вулканогенно-осадочном типе титаносных россыпей, сформировавшихся в раннем фране. С петинской и евланово-ливенской фазами связывают вероятный девонский кимберлитовый магматизм. И.Н. Быков и В.Н. Канцеров [97 и др.] предполагали его возможность и для ястребовской фазы. Критерием выделения среднепалеозойской эпохи мантийного магматизма, по мнению этих авторов, является наличие трубок взрыва щелочно-базальтоидного состава с пикроильменитом, находки в верхнедевонских образованиях пиропы (вернее, пироп-альмандина), диопсида.

По данным ГПП «Ворнежгеология» (С.П. Молотков, Д.С. Молотков, С.Д. Черный, С.А. Граханов и др.), на юго-востоке Воронежской антеклизы обнаружены 3 кристалла алмаза в мелкообъемной пробе базального горизонта палеогена, два алмаза из русловых и один из делювиально-пролювиальных образований. Все алмазы относятся к первой разновидности по классификации Ю.Л. Орлова. Повторное крупнообъемное (10 м³) опробование, к сожалению не подтвердило алмазности отложений сумской свиты Мамонского участка. Пиропы установлены в девонских, меловых, палеогеновых и четвертичных отложениях. В поле пиропов алмазной ассоциации дунит-гарцбургитового парагенезиса на юго-востоке антеклизы попали некоторые зерна из палеогеновых разрезов. При опробовании и обогащении альбских отложений Лебединского железорудного карьера выявлены пиропы с содержаниями MgO 19-21 % и Cr₂O₃ до первых %, а также хромиты, пикроильмениты. Все это свидетельствует о возможном присутствии продуктивных кимберлитов среднепалеозойской металлогенической эпохи.

Проявления рудогенеза позднепермского этапа на антеклизе мало известны. В скв. 2-г на юго-востоке Воронежской антеклизы, южнее села Новая Меловатка, Р.В. Красненковым обнаружена дайка кварцполевошпатового состава. Аналогичные образования Приазовья относятся к позднему палеозою, датированы ИМРом (г. Симферополь) в 260-290 ±12 млн лет (рубеж ранней и поздней перми). К этому этапу, возможно, относятся мощные солевые ореолы меди и никеля, выявленные Г.В. Зеленщиковым на юго-востоке.

содержания ильменита до 350 кг/м³. Тяжелая фракция в породах ястребовского горизонта составляет от долей до 15 %. Преобладают ильменит (10-47%), обломки эффузивов с зернами ильменита (0,02-31 %), сидерит (3-84 %), встречаются хромит, гранат, ставролит, циркон, рутил, анатаз, лейкоксен, апатит (всех - первых процентов). Ильменитоносны, главным образом, грубообломочные туфы и туффиты с эффузивными обломками основного состава, песчаники с большим количеством туфогенного материала, а также туфолавы и туфобрекчии. Мощность обогащенных ильменитом прослоев и пачек пород колеблется от 2-3 м до 10-11 м. Ильменитоносные туфы и туффиты лито- или витрокластические, пирокласты (70-90 %) сцементированы магнезиально-железистым хлоритом, раз-

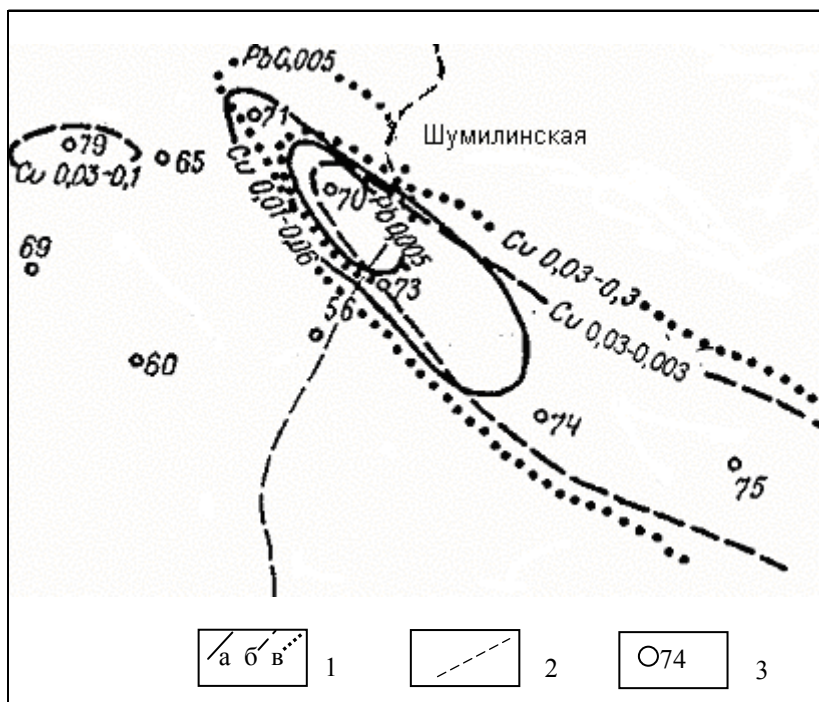


Рис.9.3. Шумилинское проявление меди и никеля в породах мамонской толщи. Север Ростовской области. По данным Г.В. Зеленщикова. 1 - изоконцентрации меди в породах протерозоя (а), среднего (б) и верхнего (в) девона, в %; 2 - Песковатский разлом; 3 - скважины ПГО «Ростовгеология» и их №№.

Один из таких ореолов локализован в девонских породах над интрузией гипербазитов "Липов куст" в пределах Мигулинско-Новохоперской зоны фанерозойской активизации. Соединения меди, находящиеся в солевой форме, обогащают весь разрез девона. Кроме меди, в сероцветной пачке повышено содержание никеля - $0,7 \times 10^{-2}$.

На рис.9.3 отчетливо видно, что участки с повышенными содержаниями Cu и Ni, тяготея в целом к локальному выступу фундамента, подчеркивают простирание пород докембрия и имеют тенденцию расширяться вверх по разрезу. При этом средние содержания элементов почти не меняются, оставаясь примерно одинаковыми в образованиях докембрия, среднего и верхнего девона.

Содержания меди до 0,5 % в осадочных породах делают практически интересным этот не вполне обычный тип оруденения. Высокая подвижность элементов обусловлена здесь положением интрузива в пределах зоны фанерозойской активизации с ее многократным раскрытием, интенсивной циркуляцией подземных вод, переносящих рудные компоненты. Все это позволяет

по-новому взглянуть на перспективность осадочного чехла над интрузиями гипербазитов Воронежской антеклизы, имея в виду возможность открытия в нем рудопроявлений, подобных Шумилинскому.

9.2. Киммерийская металлогеническая эпоха

Киммерийский рудогенез тесно связан с перестройкой тектонической структуры региона, образованием Доно-Донецкого поднятия, активизацией зон глубинных разломов. К этой эпохе относится большинство проявлений полиметаллов, флюорита и барита Донбасса, ДДВ, Украинского щита. Их возраст на Украине, по данным В.Н. Машира, около 200 млн. лет [88]. На Воронежской антеклизе различаются следующие минерагенические районы, в пределах которых известны проявления киммерийского рудогенеза: 1 - Белгородско-Миллеровский, 2 - Курский, 3 - Восточно-Воронежский, 4 - Брянско-Орловский.

Районы с оруденением в осадочном чехле занимают краевые части антеклизы, тяготеют к соответствующим зонам активизации. Курский район, расположенный на своде, имеет рудопроявления только в активизированных участках фундамента. Для площади с наиболее активными геодинамическими процессами (Восточно-Воронежский район) характерны максимальные концентрации проявлений эндогенных полезных ископаемых (рис.9.4).

Рудные тела тяготеют к зонам тектонических нарушений высоких порядков и расположены в пределах Белгородско-Марковской зоны. Цепочки рудопроявлений прослежены до границы Белгородской области в соседних районах Украины работами ПГО «Луганскгеология», они описаны во многих публикациях [88 и др.]. Такие проявления известны в Белгородском районе, где перспективы обнаружения рудных тел не ниже, чем на Украине, так как в структурном отношении эти площади едины, мощности же осадочного чехла на КМА меньше. По Е.Г. Сущуку, Белгородско-Миллеровский минерагенический район - это продолженный на северо-запад Старобельско-Миллеровский район [213]. В последней работе указаны особенности местных рудопроявлений: 1 - приуроченность к нижне-, и среднекаменноугольным отложениям на площади несколько тыс. км² при глубинах 250-400 м; 2 - смещение оруденения вверх по разрезу «от наюра в районе с. Марковка до башкирского яруса в районе сел Белолуцкое и Вейделевка». Проявления представляют собой сфалерит-флюоритовые прожилки в нижневизейской терригенной толще мощностью 0,5-1,0 см, «секущие кальцитизированные магнезиально-сидеритовые конкреции»; 3 - вслед за Е.М. Крестиним выделены три типа оруденения: а - прожилково-вкрапленных руд с мощностью рудоносных тел до

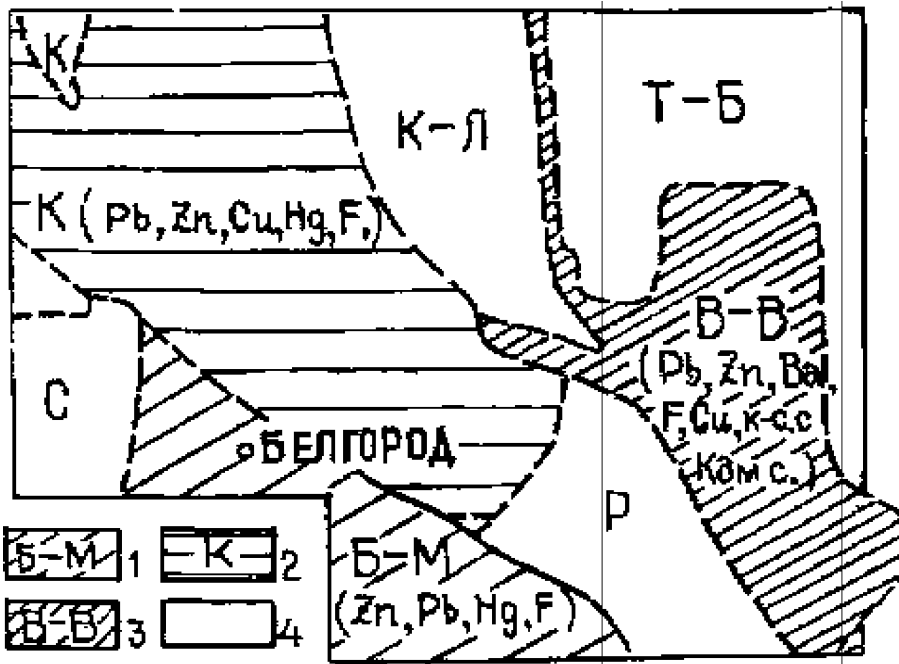


Рис. 9.4. Минерагеническое районирование осадочного чехла Воронежской антеклизы. Минерагенические районы: 1. Белгородско-Миллеровский (полиметаллы, флюорит); 2. Курский (каменные строительные материалы, полиметаллы, ртуть, флюорит в породах докембрия); 3. Восточно-Воронежский (полиметаллы, медь, барит, флюорит, каменные строительные материалы); 4. Бесперспективные площади срединных массивов и районов с неблагоприятной тектонофизической обстановкой: Карачевская (К), Сумская (С), Россошанская (Р), Касторненско-Ливенская (К-Л), Тамбовско-Борисоглебская (Т-Б). Эти площади представляют, однако, интерес при прогнозировании кимберлитов.

ридиональные разрывы, пересекающие Белгородско-Марковскую зону; 8 - гидротермальный характер рудного вещества, показанный ранее Е.М. Крестиним, Ю.А. Шустовым и Ю.А. Егоровым, с температурами декрепитации кальцитов: 80-120° (редко 140°), 160 и 180-200° и массовым растрескиванием при 220-260°C; 9 - руды располагаются лишь в доломитизированных известняках. «Там, где каменноугольные известняки... не доломитизированы, руды нет» [19]. Проявления полиметаллов на юго-западе тяготеют к периферии Россошанского срединного массива (см. рис.9.1), где располагались площади разгрузки тектонических напряжений. Источник последних - Днепровско-Донецкая впадина. Сходной структурной позицией обладает плохо изученная бурением часть Белгородско-Марковской зоны, прилегающей к Сумскому массиву.

На северо-востоке антеклизы в базальных горизонтах аптского, альбского и сеноманского ярусов встречено значительное количество минералогических свидетельств вулканических эксплозий, которые по сохранности минералов считаются мезозойскими (раннеюрскими - раннемеловыми). Сюда относятся длиннопризматические цирконы Слободки на реке Птань (аптские отложения севера Липецкой области), псевдоморфозы сульфидов по вулканическим стеклам, многочисленные обломки эффузивов размером до 3 мм (рис. 9.5). С предполагаемым мезозойским магматизмом, возможно, связаны многочисленные находки алмазов в меловых песках. Еще в 1969 г. в аптских алевритах Липецкой области (Волчинская титан-циркониевая россыпь) в одной из проб Ю.А. Полкановым и Н.Ф. Кашкаровым встречено 241 зерно алмазов размером от 0,15-0,25 мм до 0,34 мм, средним весом 10 мг, содержанием 0,0268 карата/м³. 17 кристаллов алмаза ими же были открыты в сеноманских мелкозернистых песках Центрального титан-циркониевого месторождения Тамбовской области. В 2002 г. из проб, отобранных сотрудниками ВГУ и обогащенных в ИМРе (г. Симферополь), извлечено около 100 мелких алмазов, некоторые из которых показаны на рис.9.6. Особенностью минеральных ассоциаций является практическое отсутствие в них минералов-спутников алмазов (МСА), что характерно для алмазоносных лампроитов. Возможно, раннемезозойская эпоха алмазоносности в регионе отличалась по этому признаку от среднепалеозойской, проявившейся на Белорусской антеклизе и Приазовском массиве.

60 м и больше и содержаниями Zn до 1,12 %, РЬ - до 0,35%; б - метасоматические линзообразные залежи в зонах развития выщелоченных и брекчированных пород, где количество сульфидов полиметаллов достигает 50% от их объема, в т.ч. Zn - до 3% и более, РЬ - до 0,5%; в - жильный, в виде халцедон-карбонатных и карбонатных жил с вкрапленностью сульфидов; 4 - минеральный состав руд: пирит, сфалерит, реже галенит, а также халькопирит, арсенопирит, марказит, киноварь, антимонит. Нерудные минералы представлены кварцем, халцедоном, доломитом, кальцитом, баритом, флюоритом, с примесью битумов. Концентрация рудных элементов достигает промышленных значений: Cu - до 0,1%, РЬ - до 1,5 %, Zn - от 3 до 12 %; 5-возраст оруденения, определенный по галениту, составляет 200±30 млн лет [6]; 6 - изотопный анализ серы показал, что ее минералы образовались в результате сульфат-редукции в бескислородных закрытых системах; 7 - положение наиболее крупных рудопроявлений контролируют субме-

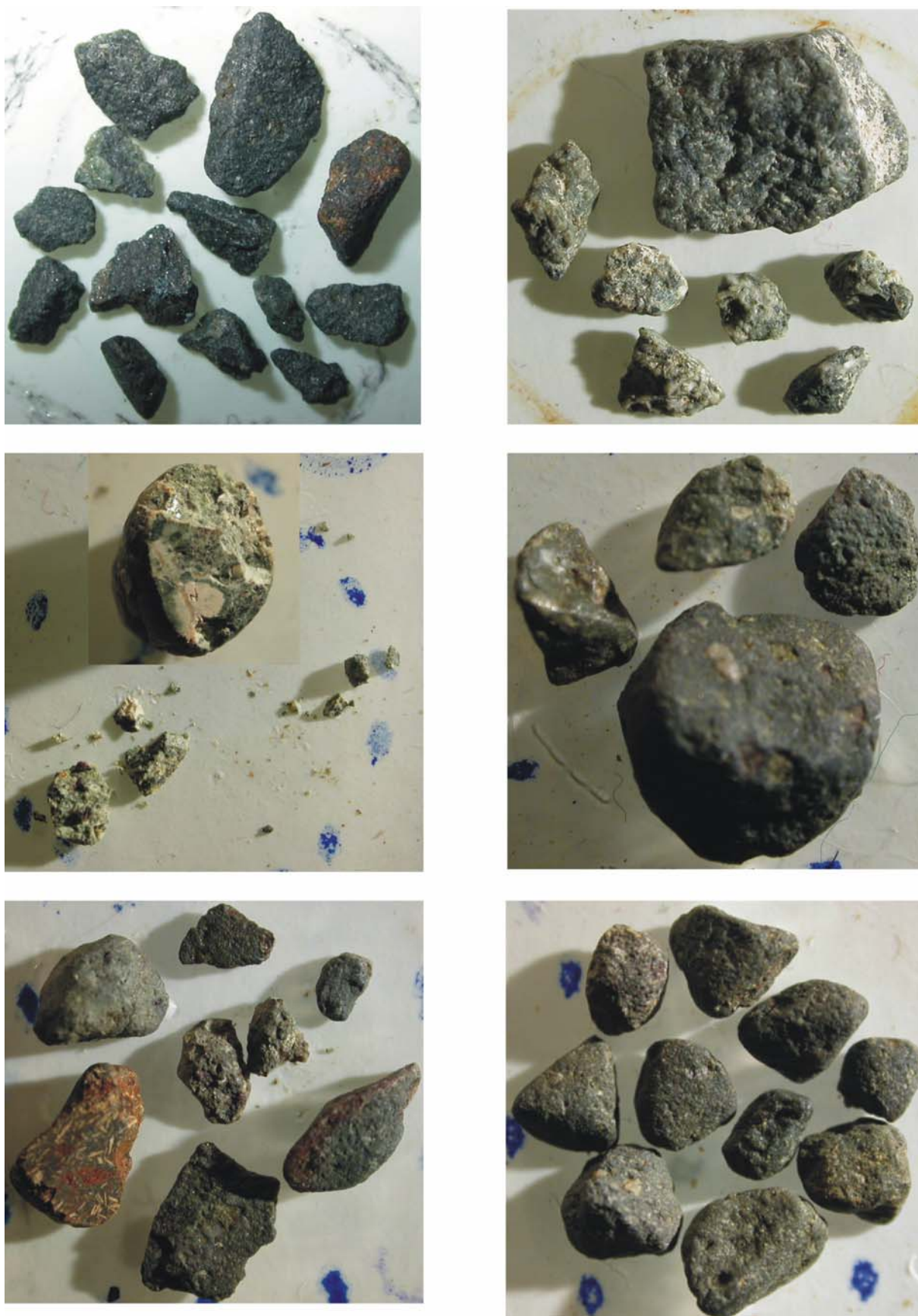


Рис. 9.5. Кимберлит-лампроитовые и прочее фойдитовые породы из промежуточных коллекторов осадочного чехла северо-востока Воронежской антеклизы. Увеличение 7х.

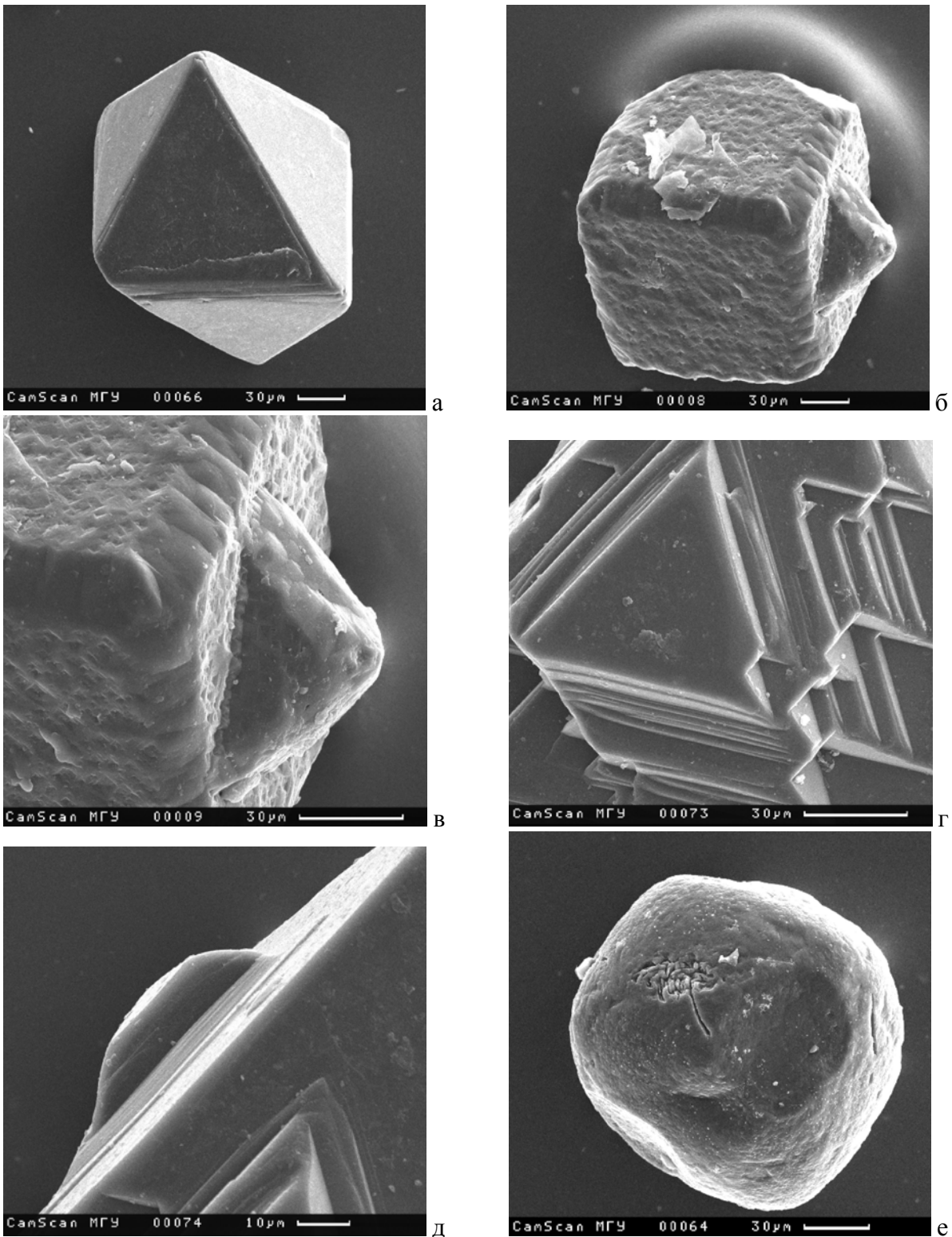


Рис. 9.6. Мелкие алмазы из аптских отложений северо-восточного склона Воронежской антеклизы: а – изометричный октаэдр; б – куб с эпитактическим нарастанием алмаза на грани $\{110\}$ – общий вид; в – деталь снимка «б»; г, д – треугольники роста на октаэдре; е – октаэдрический октаэдр.

9.3. Альпийская (позднеальпийская) металлогеническая эпоха

Проявления альпийской эпохи распространены на территории, расположенной восточнее Россошанского массива и особенно в Богучарско-Ливенской зоне. Рассматриваемая зона находится в

пределах влияния Доно-Медведицкого авлакогена, активного на альпийском и неотектоническом этапах, что сказалось на облике и возрасте рудопоявлений. Наиболее выраженное из них локализовано в туронском писчем мелу Шкурлатовского рудного поля. Гнезда рыжих охр со скоплениями барита и сфалерита там наблюдались близ протрузии граносиенитов. Они имели диаметр 0,1-0,3 м и группировались в полосу шириной 3-5 м. Барит отличался копьевидным обликом кристаллов от разновидностей этого минерала в девонском карбонатном метасоматите. Данное проявление в писчем мелу пока единственное, уверенно относимое к альпийскому этапу рудогенеза. Более точный его возраст (неотектонический?) пока установить невозможно. Единственным мощным экраном, залегающим выше писчего мела, являются гаврильские (верхневалдайские) глины. Вне площади их распространения оруденения в писчих мелах нет.

Основную часть Шкурлатовского проявления (рис.9.7) образуют пластообразные тела рудоносных карбонатных метасоматитов, анкеритизированного кораллового биогерма, мощностью 0,6-0,8 м, в раздувах до 1,5 м. Многочисленные пустоты выщелачивания в нем рассеяны неравномерно и тяготеют к участкам максимального развития колоний кораллов. Преобладают их уплощенные горизонтальные системы сложных очертаний размером 3-10 см. Самые крупные пустоты соединяются узкими извилистыми каналами. Степень каверзости 0,05-0,1, на отдельных участках 0,2-0,3. Минералогический состав проявления изучался совместно с А.Н.Кузнецовым. Рудная минерализация наблюдалась в 60 % полостей и вдоль трубок кораллитов (рис.9.8). Она представлена корочками, агрегатами кристаллов, редко прожилками сфалерита, халькопирита, барита, пирита, олигонита, выстилающих поверхность каверн. Стадийность отложения минералов: пирит (пентагондодекаэдры) - сфалерит - барит. В безрудную стадию образовался кальцит в виде корочек толщиной 1-8 мм.

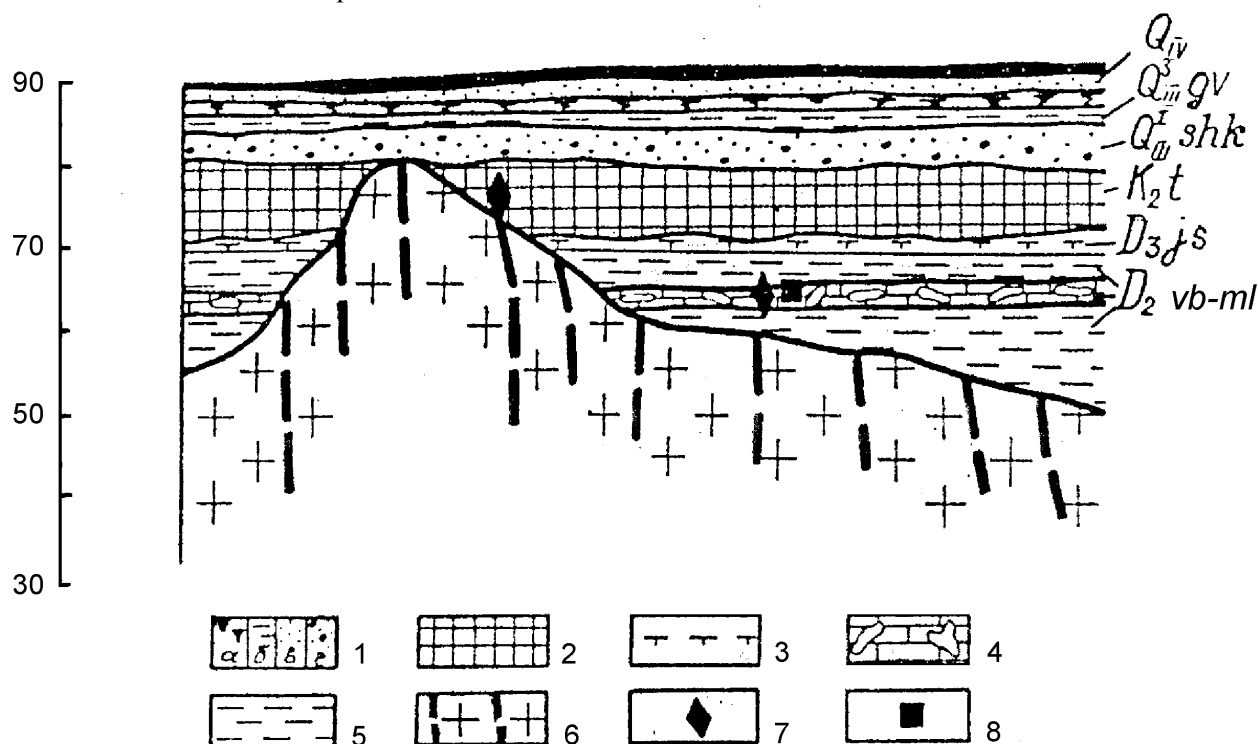


Рис. 9.7. Шкурлатовское барит-полиметаллическое рудопоявление. 1 - палеопочва (а), суглинки (б), алевроиты (в), гравийные пески (г); 2 - писчий мел; 3 - туффиты; 4 - анкеритит; 5 - аргиллиты; 6 - граносиениты; 7 - барит; 8 - полиметаллы.

Сфалерит (марматит и клейофан) встречен в виде кристаллов размером до 6-8 мм, агрегатов, сплошных масс, выполняющих каверны. Его кристаллы – это в различной степени уплощенные тетраэдры {III}, сгруппированные в изометричные гроздевидные агрегаты. Рефлексы выражены при большом (x 200) увеличении, они красные (у типичного сфалерита желтые). Несколько необычные свойства минерала объясняются большим количеством примесей. По данным лаборатории ИМРа (Симферополь), отмечаются Si (4%), Fe (2%), Al (0,8%), Ca (1,2%), Cd (0,5%), Pb (0,5%), Ti (0,06%), In (0,032%), Cu (0,05%), Mn (0,032%), Ni (0,003%), Co (0,001%), Sn (0,005%), Ga (0,004%).



Друзы барита на олигонитовой присыпке



Тонкопластинчатый барит в брекчии гидротермального взрыва.



Голубой барит в пустоте выщелачивания анкерита.



«Шапочка» арагонита на сфалерите.



Кристаллы олигонита на живетских кораллах.



Натечные формы сфалерита в оторочке скаленоэдров арагонита.

Рис. 9.8. Гидротермальные минералы альпийской эпохи рудогенеза. Воронежская область, Павловский карьер. Масштаб изображения в 0,5 натуральной величины.

Барит образует серо-голубые пластинчатые кристаллы размером от 1 до 4,5 см, одиночные и сложные сростки. Наиболее часто встречаются формы в виде комбинации пинакоида {001}. Кристаллы содержат тонкую эмульсионную взвесь марматита. Температура гомогенизации первичных мелких (0,01-0,04 мм) газово-жидких включений -76° С, декрепитации - 112°С. В минерале встречены (%): Ва - 63, Sr - 0,15, Al - 0,8, Са - 3,2, Fe - 10, Si - 3,2, Mg - 1,0, Zn - 0,04, Na - 0,063.

Халькопирит установлен в виде кристаллических выделений размером до 2-3 мм. Кристаллы - тетраэдры с преобладающим развитием граней {112}, в отдельных индивидах выражены грани {011}. Некоторые кристаллы сдвойникованы.

Пирит отмечается в виде пентагондодекаэдров 5-6 мм в поперечнике, встречаются его натечные формы. Для него характерны повышенные количества As (0,63 %) и Ni (0,01%). Спектральным анализом определены (%): Cu - 0,015, Pb - 0,0005, Co - 0,004, Zn - 0,08, Mg - 0,5, Mn - 0,012, Ва - 0,063, Al - 5, Са - 2, Si - 2.

Наиболее распространенным нерудным минералом является кальцит - одиночные крупные кристаллы, сростки, натечные формы, присыпки, корки, прожилки. Встречены прозрачные, белые, желтоватые, черные разности (последние в связи с высоким содержанием Mn). Длина кристаллов колеблется от 1-2 мм до 2 см. В таблице 9.3 приведены результаты спектрального анализа кальцитов разных модификаций.

Таблица 9.3

Спектральный анализ кальцитов Шкурлатовского проявления

Разновидности кальцита	Содержание элементов %									
	Cu	Pb	Ni	Zn	V	Ti	Mg	Mn	Ba	Sr
	10 ⁻³	10 ⁻⁴	10 ⁻⁴	10 ⁻³	10 ⁻⁴	10 ⁻²	10 ⁻¹	10 ⁻³	10 ⁻²	10 ⁻²
Натечный	0,15	-	-	1,5	2,5	0,8	4	50	25	6,3
Хорошо выраженные скаленоэдры	0,4	1,5	-	-	3,2	0,63	3,2	80	3,2	5
Скаленоэдры с закругленными гранями	0,2	1,2	6,3		3,2	0,8	2,5	63	2	5
Массивный	0,8	10	25	1,5	25	20	10	400	3,2	-

Из таблицы 9.3 видно, что состав кальцитов разнообразен. Особенно выделяются черные разности, образующие округлые лепешковидные выделения в верхней части пласта метасоматита, где между девонскими и меловыми отложениями имеется маломощный прослой плотной сурки с гальками фосфоритов. В этом кальците больше примесей, чем в прозрачных разностях. Кроме отмеченных в таблице, встречены (%) Ag (5x10⁻⁶), Ga (2x10⁻⁵), Mo (6,3x10⁻⁵), Co (15x10⁻⁴). Содержания марганца, свинца, ванадия, титана на порядок выше, чем в прозрачных кальцитах, но полностью отсутствует стронций, установленный в последних.

Олигонит широко распространен. Его ромбоэдры, имеющие нередко из-за искажения кристаллографических форм конвертообразный габитус, рассеяны в основной массе породы, на внутренних поверхностях каверн, в полостях кораллитов. Размеры зерен минерала - не более 2 мм, сплошных масс - до 15 см и более. Обильная вкрапленность олигонита наблюдалась в кровле пласта анкеритита. Минерал кроме визуального определения подтвержден рентгеноструктурным анализом (аналитик Т.Ф. Грачева, ВГУ). Олигонит придает золотистый оттенок породе, облагораживая многие штуфы. Из-за этого пласт анкерита интересен как источник камнецветного сырья. Ранее в регионе не отмечался.

Основным порообразующим минералом пласта кораллового метасоматита является анкерит. Он устанавливается рентгеноструктурным анализом по рефлексам 2,676; 2,546; 2,407; 2,195; 2,068; 2,018; 1,849; 1,809, 1,790 Å, значения которых находятся между значениями анкерита и доломита, тяготея все-таки к первому. Наличие анкерита доказывается также по сдвоенным рефлексам 1,790 и 1,809 Å, характерным только для него. Сам анкерит явился объектом детальных исследований. Выявлены его несколько разностей по результатам химического анализа (табл.9.4). Различия химического состава разных частей рудного горизонта велики и касаются распределения закисного железа, окислов кальция и магния. Лишь в наименее затронутых наложенными процессами мраморовидной и глинистой разностях концентрации СаО+MgO превышают 35-40%, но и здесь закиси железа аномально много (8,28 - 11,10 %). Натрий, калий, фосфор, алюминий не обнаруживают связи с содержаниями основных окислов.

Таблица 9.4

Химический состав пласта анкеритита (%)

Компоненты	Разности				
	Сидерито-подобная	Глинистая	Сидеритсодержащая	Мраморо-видная	Нерастворимый остаток
SiO ₂	3,00	10,14	0,24	1,70	3,60
TiO ₂	0,45	0,24	0,33	0,32	0,40
Al ₂ O ₃	2,58	3,76	1,07	1,17	1,55
Fe ₂ O ₃	0,58	1,36	0,07	0,98	3,60
FeO	48,38	8,28	27,65	11,10	12,15
MnO	1,18	0,13	0,32	0,20	-
CaO	2,28	21,52	18,40	26,62	24,13
MgO	3,46	15,08	8,65	15,07	12,10
Na ₂ O	0,25	0,30	0,30	0,30	0,10
K ₂ O	0,25	2,0	0,20	0,40	0,50
P ₂ O ₅	0,40	0,22	0,20	0,22	0,60
ППП	35,91	35,36	41,37	41,80	39,62
SO ₃	1,06	1,65	0,15	0,25	1,60
Сумма	99,78	99,98	99,55	99,96	99,95

Геологические и минералого-петрографические признаки-индикаторы генезиса Шкурлатовского рудопроявления объединены в три группы: тектонические, текстуры руд, структуры руд. Первые подчеркнуты явной связью распределения рудного вещества с расстоянием до выступа граносиенитов. Концентрации полиметаллов возрастают, минеральный состав становится богаче по мере приближения к протрузии. В этом же направлении увеличивается насыщенность кальцитов цинком, марганцем, серебром, меняется их кристаллографический облик. Текстуры руд определены приуроченностью минералов к кавернам, образовавшимся в дорудную стадию. Последние отличают многочисленные закрытые трещины, радиально расходящиеся от каверн (ширина раскрытия 1-6 мм, длина от первых см до 10-12 см). Поверхность трещин занята рудными минералами, которые цементируют и остроугольные обломки породы на днищах пустот. Облик обломков позволяет отнести их к брекчиям гидротермальных взрывов, образующихся из-за резкого увеличения давления от вскипания растворов в пустотах. Эндогенное происхождение рудного вещества отразилось в друзовых структурах и своеобразных "структурах напыления" марматита на стенках каверн. Изотопный состав серы минералов приведен в таблице 9.5 (аналитик Д. А. Лесной, ИФГМ). Для сопоставления тут же указан состав серы гипсов балки Куркин Яр (западный фланг Гнилушинского кольцевого разлома).

Таблица 9.5

Изотопный состав серы рудных минералов и гипса

№№	Минерал	$\delta^{34}\text{S}$	Ошибка измерения
1.	Сфалерит	+35,3	
2.	Барит	+16,8	±0,4
3.	Пирит	+9,3	
4.	Гипс	+8	±0,3

Сера в сфалерите носит остаточный характер и является продуктом заключительных фаз гидротермального процесса. Аналогичные определения известны для руд Казахстана, гидротермальный характер которых несомненен. Состав серы пирита типичен для кор выветривания, барита - для океанического осадконакопления. Источник серы в гипсе из неогеновых песков балки Куркин Яр - "морской".

Все эти данные позволяют судить о сложных процессах перераспределения вещества при формировании карбонатного метасоматита и нескольких источников его поступления. Вероятно, часть веществ (Fe, Ba) происходит из вмещающих осадочных толщ, полиметаллы, медь, малые элементы пришли из относительно глубоких горизонтов земной коры. Это косвенно подтверждают данные таблицы 9.6, из которой

видно: содержания элементов-примесей (Zn, Pb, Cu, Sr, Ba) практически одинаковы в надрудный, рудной (неминерализованные участки) и подрудной толщах. Подобные факты тоже свидетельствуют о том, что источник рудного вещества, скорее всего, расположен не во вмещающих породах, поскольку обогащение этим веществом основной массы анкеритита не произошло. Эпигенетические изменения выразились в переносе огромных масс марганца, содержание которого в метасоматите на порядок выше, чем во вмещающих аргиллитах. Содержится он преимущественно в олигоните и черных кальцитах.

Таблица 9.6

Спектральный анализ пород подрудной, рудной (неминерализованные участки) и над-рудной толщ Шкурлатовского барит-полиметаллического проявления

№ №	Химические эле- менты (%)	Подрудные аргиллиты	Рудный пласт (снизу вверх)				Надрудные ар- гиллиты	
1.	Zn(10 ⁻³)	7-8	-	-	7	-	3-4	7-8
2.	Pb(10 ⁻⁴)	5	-	-	-	-	5	3
3.	Ba(10 ⁻³)	3-4	-	4	3	1-2	-	4-5
4.	Sr(10 ⁻³)	3-4	-	5	-	5	-	4-5
5.	Cu (10 ⁻³)	4-5	1-2	4	3-4	4-5	5	5-7
6.	Mn(10 ⁻²)	5	100	40	30-40	30-40	3	4-5
7.	Si (%)	>1	0,1-0,2	1	0,03	0,05	>1	>1
8.	Al (%)	>1	0,5	2	0,03	0,1	>1	>1
9.	Mg (%)	>1	>1	>1	>1	>1	>1	>1
10.	Ca (%)	>1	>1	>1	>1	>1	>1	>1
11.	Fe (%)	>1	>1	0,7	>1	>1	1-3	>1
12.	B(10 ⁻³)	3-4	-	-	-	-	2-3	4
13.	V(10 ⁻²)	>1	-	-	-	-	>1	1-2
14.	Mo(10 ⁻⁴)	>1	-	-	-	-	1-2	>1
15.	Ni(10 ⁻³)	4	-	-	-	-	3-4	4-5
16.	Nb(10 ⁻³)	5	-	-	-	-	5-7	5-7
17.	Ga(10 ⁻³)	1	-	0,3	-	-	2-3	1-2
18.	Sn(10 ⁻⁴)	5	-	-	-	-	3-4	3
19.	Se(10 ⁻³)	2-3	-	-	-	-	2-5	1-2
20.	Be(10 ⁻⁴)	5	1-2	1-2	1-2	-	5	4-5

Несомненно, возраст Шкурлатовского рудопроявления послетуронский, поскольку песчаный мел вмещает гнезда рыжих охр с баритом и сфалеритом. Верхняя возрастная граница открыта. Ею может быть время формирования мощного пласта непроницаемых для водных растворов глин гаврильских слоев верхнего валдая. Не исключено, что они являлись экраном при формировании рудных тел.

К описываемому типу, несомненно, должны быть отнесены скопления сфалерита в туфах ястребовского горизонта, известные по работе [97]. В рудопроявлениях 9, 10-16, 20-22 (см. рис. 9.1) встречены обломки зерен сфалерита. В ястребовских вулканогенных брекчиях Б.А. Одокием установлено до 3 % цинка. В.М. Богдановым в рудопроявлении 21 отмечен церий (0,03-0,2 %) и лантан (0,01-0,51%).

Большой интерес представляют [193] кайнозойские эксгалационно-осадочные проявления ультратонкого золота и интерметаллидов. Они встречены в осадочных породах от девонского до четвертичного возраста и, несомненно, относятся к альпийской металлогенической эпохе. Первые данные о повышенных содержаниях золота в осадочных толщах антеклизы относятся к шестидесятым годам прошлого столетия (работы А.Н. Ясырева и др.). В 1971-1972 годах на юго-востоке Воронежской антеклизы у села Русская Журавка Придонской экспедицией была исследована золотоносная россыпь в низах палеогеновых образований. Обнаруженное в ней золото оказалось очень тонким (первые десятки мкм), а содержание от первых до 2,72 г/т. Запасы при бортовом содержании 10 мг/м³, были оценены в более чем 3 т. Обогащители отделения экспериментальных исследований ЦНИГРИ в Туле определили, что лишь 7-12% Au размерности 30-60 мкм находятся в породах в свободной форме, остальное связано глинистым веществом и глауконитом. Таким

образом, впервые возникла проблема месторождений ультратонкого золота (УТЗ) в осадочном чехле, ее генетические, а не только технологические аспекты. Россыпь Русской Журавки показала, что скопления такого золота могут быть весьма крупными, привлекательными в коммерческом отношении, но весьма отличными от традиционных. Отметим хотя бы весьма малую размерность золотин, их неокатанность, приуроченность к самым ранним морфологическим типам, а также то, что породы палеогена, содержащие Au, абсолютно изолированы карбонатным субстратом верхнего мела от промежуточных девонских коллекторов и кристаллического фундамента, содержащего в небольших количествах коренное золото. Генезис рассматриваемого месторождения авторами отчета по разведке Русско-Журавского месторождения был признан осадочным, прибрежно-морским, россыпным, и никто в этом до начала 90-х годов прошлого столетия не сомневался.

Обескураживающие результаты технологических опытов начала 1970-х годов по экстракции воронежского ультратонкого золота надолго остановили исследования в пределах Центральной России. Они были возобновлены Воронежским университетом в 1994-1997 г., когда по заданию ЦРГЦ и инициативе Б.А. Яцкевича удалось опробовать 171 обнажение осадочных, преимущественно алевропесчаных, толщ, имеющих возраст от девонского до современного. Золото было встречено (рис.9.9) в 137 пунктах в количестве от единичных знаков до $3,8 \text{ г/м}^3$.

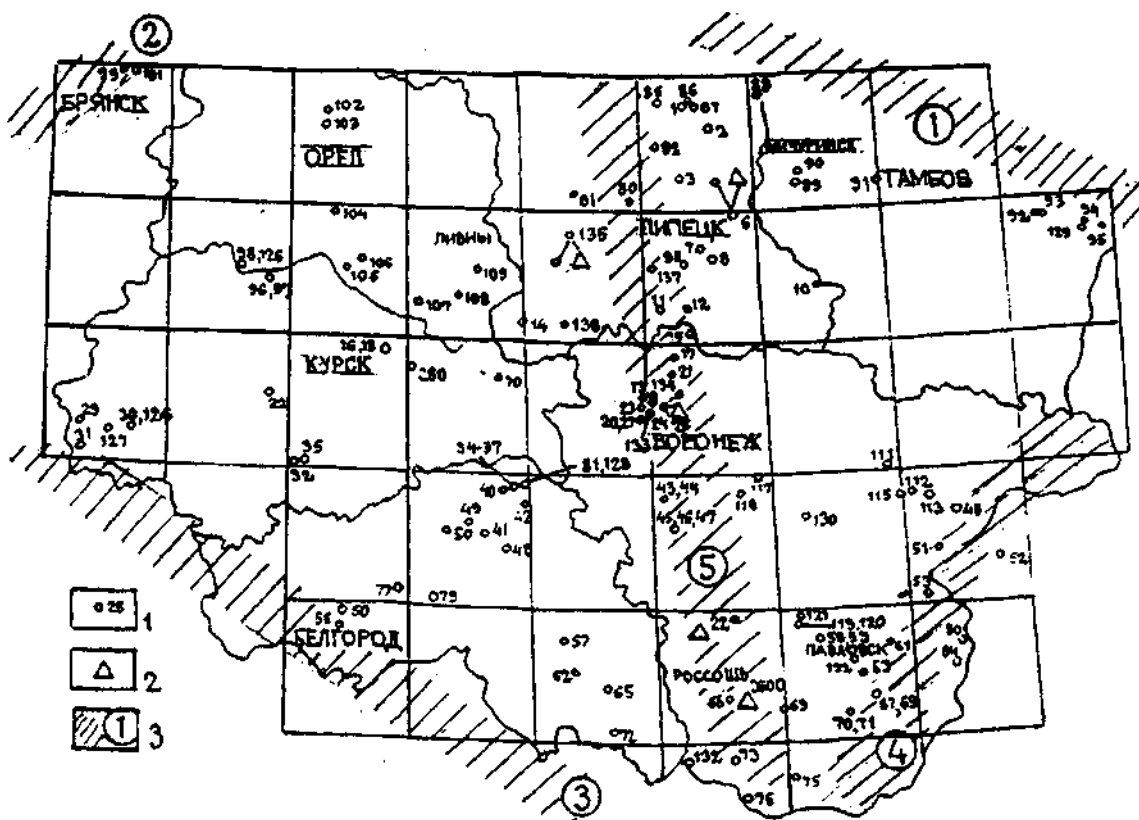


Рис. 9.9. Местонахождения ультратонкого золота и интерметаллидов в осадочном чехле Воронежской провинции ультратонкого золота: 1- золото; 2 - прочие интерметаллиды. Цифры рядом с кружками - №№ проявлений по Генеральному каталогу региона; 3-зоны влияния некоторых глубинных разломов, упомянутых в тексте: Калужско-Бельского (1); Брянско-Калужского (2); Белгородско-Марковско-го (3); Мигулинско-Новохоперского (4); Павловско-Липецкого (5).

Выделить его частицы размерностью в первые десятки мкм удалось благодаря использованию перспективных лицензионных технологий, разработанных в госпредприятии «Грант» (г. Наро-Фоминск Московской области). В ВГУ был сформирован научный фонд из нескольких тысяч ультратонких золотин (рис. 9.10-9.14). Исследование их морфологии, химизма, распределения примесей, сопутствующих интерметаллидов позволило установить эксгальционно-осадочный генезис воронежского золота. Об этом свидетельствуют неокатанная форма золотин, наличие в их составе ряда летучих (ртуть, теллур, таллий, мышьяк), элементов-индикаторов глубинности (платиноиды, хром), тяготение проявлений к зонам фанерозойской активизации. Содержание элементов-примесей колеблется в широких пределах - от 4,73 до 71,99 %, в т.ч. ртути - до

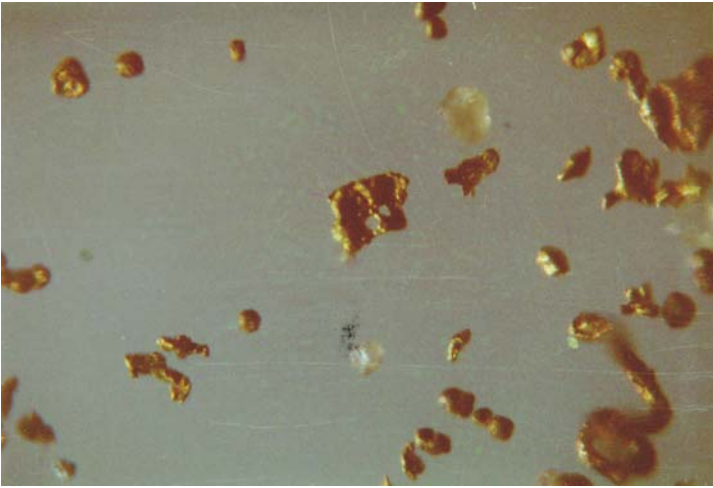


Рис.9.10. Липецкая область, проявление Липецкое городище (центр г. Липецка). Пески Q_{1il}. Проба 608. Размер золотинок 25-75 мкм.

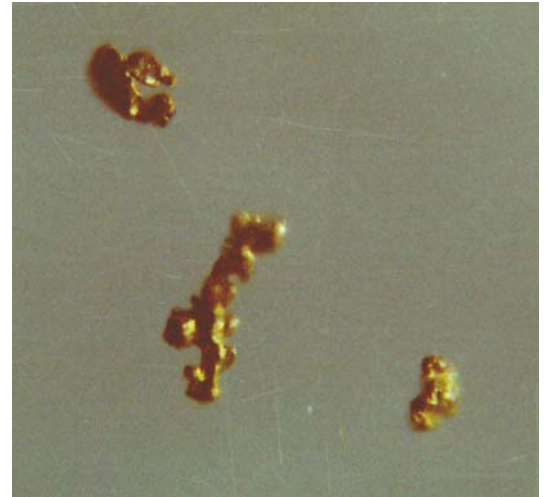


Рис. 9.11. Липецкая область, среднее течение балки Репец. Контакт красных глин N₂ и белых песков K_{1a}. Проба 610. Эти золотины по данным рентгеновского микрозондирования отличаются повышенным содержанием платины (13,7%). Размер золотинок 26-75 мкм.

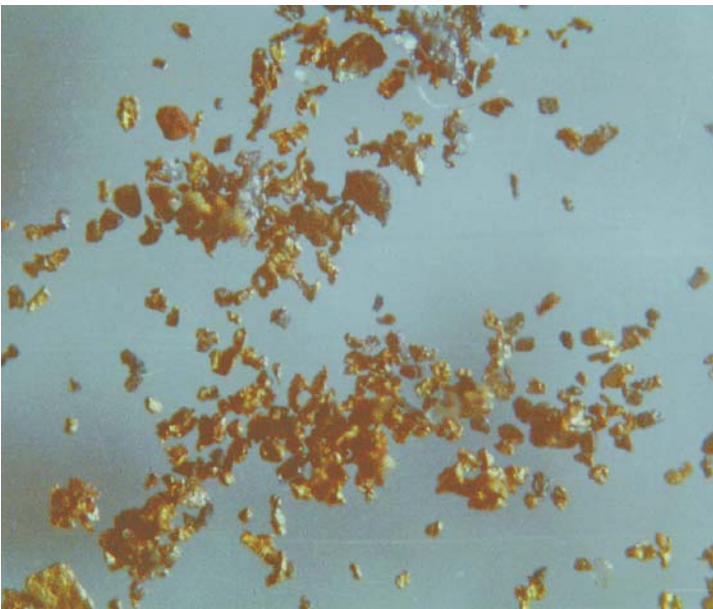


Рис.9.12. Белгородская область, с.Сергеевка. Охры желтые P_{2kv}. Проба 522. Размер золотинок 25-150мкм.

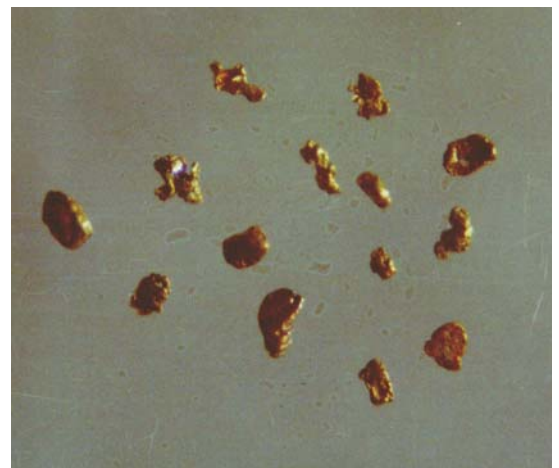


Рис.9.13. Липецкая область, с.Кузьминские отвершки. Красноватые пески N_{1gr}. Проба 601. Размер золотинок 25-75 мкм.

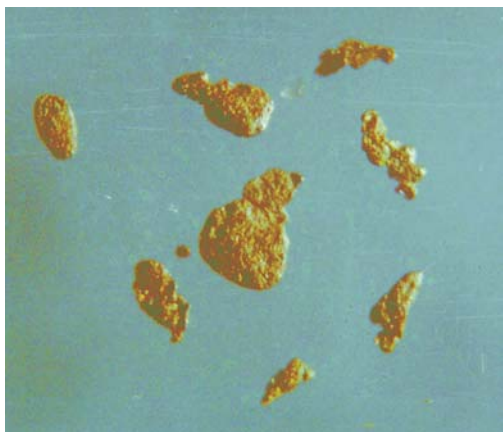


Рис.9.14. Белгородская область, с.Сергеевка. Глины стально-серые бентонитовые P_{2kv}. Проба 524. На контакте с охрами. Размер золотинок 100-250 мкм.

13,6 %, таллия - до 18,8 %. Большинство золотинок могут быть причислены к так называемым амальгамам. Характерно почти постоянное присутствие платиноидов (до 15%), отсутствие или малые количества серебра. Проявления золота отмечаются в породах всех опробованных стратиграфических интервалов.

Представляется важным получение серьезных аргументов [193] в пользу того, что известная с начала 70-х г.г. россыпь Русской Журавки является эксталяционно-осадочным месторождением, а не кластогенным, как полагали ранее. Тем самым в Воронежской золотоносной провинции возник пример-аналог, наличие которого может стать базовым при оценке геологических ресурсов подобных объектов по всей Воронежской антеклизе. Научной группой ВГУ в 1994-2000 г.г. выделены здесь 37 перспективных участков, в том числе, в Воронежской области - 13, Липецкой -11, Белгородской - 6, Кур-

ской, Орловской и Тамбовской - по 2. Подавляющее число участков в первых двух областях связано с Богучарско-Липецкой металлогенической зоной. Ныне только на юго-востоке антеклизы обнаружено четыре площади, для которых ресурсы Au могут быть сопоставимы с россыпью «Русская Журавка». 9 перспективных участков здесь же связаны с неоген-четвертичными отложениями. Наиболее интересными представляются золотоносные отложения второй надпойменной террасы р. Дон у с. Нижний Мамон. Продуктивные уровни там тяготеют к базальным горизонтам крупных осадочных ритмов среднего-верхнего плейстоцена и разделены слоем коричневых пластичных глин мощностью 0,7 м. Золотоносность террасы прослежена на расстоянии более 1 км, а содержание Au составляет от 200 до 800 мг/м³. О вероятной связи золотоносности пород описываемой террасы с глубинными флюидами может свидетельствовать аномально высокое содержание сурьмы в пробах (0,08%).

Большая часть Липецкой области расположена в пределах Павловско-Липецкой металлогенической зоны I порядка, что определяет высокие перспективы этого северо-восточного сегмента Воронежской золотоносной провинции. Золото в количествах более 80 мг/м³ обнаружено в аптских, альбских, неогеновых и четвертичных песках с содержаниями до 1,4 г/м³. Восемь из 14 золотопроявлений находятся в четвертичных песках аллювиального происхождения. Наибольший интерес представляет участок «Нижне-Большое», где выделяются альб-сеноманский, полтавский и четвертичный уровни золотоносности. Лучше выдержаны по площади и мощностям морские золотоносные альб-сеноманские пески. Содержания металла здесь нередко составляют 100-120 мг/м³, в одной пробе - 500 мг/м³.

В Белгородской области, где обследовано 24 обнажения, проявления Au связаны с киевскими, аптскими и неокомскими псаммитами. Наибольшие содержания Au (3,8 г/м³) встречены в оврагах киевской свиты проявления «Сергеевка», образующих небольшие линзы в кровле эоценовых глин. Интерес представляет золотоносность пород Стойленского и, особенно, Лебединского карьеров. В последнем повышенные концентрации металла встречены в неокомских алевритах, переслаивающихся с песками, из которых в НПО «Грант» выделены золотины размером 25-75 мкм, а содержания определены в 160 мг/м³.

В Курской области известны свыше 150 золотопроявлений в кристаллическом фундаменте, с содержаниями до 21 г/т. В 2-х пунктах (из 18 обследованных) под г. Рыльском и у с. Полевое в 36 км восточнее Курска породы осадочного чехла содержат свыше 80 мг/м³ золота. Наиболее интересно проявление у с. Полевое - из его сеноманских песков (объем пробы 1 л) извлечено 121 зерно золота размером 25-75 мкм при содержании 260 мг/м³.

На территории Орловской области исследованы 9 обнажений меловых и четвертичных пород, в двух из них оказались значимые концентрации металла. У с. Евланово на правом берегу р. Тим в песчано-алевритовых меловых отложениях (K_{1a}), перекрывающих девонские известняки, отмечены содержания золота 0,8 г/м³. Они тяготеют к лимонитовым стяжениям. В породах присутствует сурьма - 0,04 %.

В Тамбовской области обнаружены концентрации золота, оцененные в 0,2-0,3 г/т (Н.М. Иконников) для рудных песков сеноманской Ti-Zr россыпи Центрального месторождения. Золотины имеют пластинчатый и кавернозный облик, размерность 50-500 мкм. При обследовании 11 обнажений меловых и четвертичных пород Тамбовской области золото обнаружено в восьми пунктах, притом в двух - с несколько повышенными содержаниями, до 20 мг/м³.

По результатам изучения перспектив золотоносности осадочного чехла Воронежской антеклизы сделан вывод: на ее территории могут быть встречены десятки золотоносных площадей, ресурсы которых не уступают Русско-Журавкинской россыпи, что позволяет оценить прогнозные ресурсы драгоценного металла региона в сотни тонн. Все субъекты РФ, расположенные на территории Воронежской антеклизы, обладают определенными перспективами, но наиболее интересны Воронежская и Липецкая области, через которые проходит Богучарско-Липецкая металлогеническая зона. При оценке ее потенциала следует иметь в виду и сопутствующую платиноносность ультратонких золотин воронежского типа.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Рассмотренные выше результаты исследований Воронежской антеклизы характеризуют переход на новый уровень в дискуссии вокруг важной научной Проблемы эволюции тектонической структуры Воронежской антеклизы со времени обособления соответствующего ей блока фундамента. Предпосылками для этого явились новые данные по геологическому строению региона, полученные в последние десятилетия. К таковым относятся открытие стратифицированных интрузивных вулканогенных образований среднего протерозоя, палеозоя, кайнозоя (глазуновская серия, габбро-долериты смородинского и новогольского комплексов, вулканогенно-осадочные породы ястребовской свиты, новые подразделения стратиграфической шкалы кайнозоя), эндогенных кольцевых структур, признаков гидротермальной деятельности в фанерозое. В новых условиях настоятельно необходимым стало воссоздание целостной картины геологического развития антеклизы со времени возникновения отвечающего ей единого блока фундамента.

В ходе исследований были получены важные результаты.

1. Показано, что обособление периферическими глубинными разломами (естественными границами) блока фундамента, соответствующего герцинской Воронежской антеклизе и отличавшегося повышенными мощностями «гранитного» слоя, было длительным процессом, продолжавшимся от смородинского-новогольского временного рубежа среднего протерозоя (2060 ± 10 млн. лет; 1805 ± 14 млн. лет, по Н.П. Щербак, Н.М. Чернышов, А.Н. Пономаренко, из работ В.М. Холина, А.Ю. Альбекова [2, с.4]) до среднего рифея включительно. Наиболее древними являются границы северо-восточная (Калужско-Бельский глубинный разлом) и восточная (Мигулинско-Новохоперский разлом), к которым приурочены интрузии габбро-долеритов смородинского и новогольского комплексов. В среднем рифее одновременно с заложением системы авлакогенов сформировались юго-западная и северо-западная границы, глубинные разломы Белгородско-Марковский, Грайворон-Купянский, Сумско-Белолуцкий, Новозыбковско-Почепский и др.

2. Выявлено, что на рубежах тектоно-седиментационных этапов фанерозоя (продолжительность в девоне таких этапов – 3-5 млн. лет) возникали области постседиментационных размывов. Области размывов от этапа к этапу закономерно смещались в пространстве, отражая волнообразные (блоково-волновые) колебания земной коры региона (существуют наряду с вертикальными тектоническими движениями). В герцинский этап волна поднятий смещалась по азимуту СВ 40° , в киммерийский – СВ $70-80^{\circ}$, в альпийский (мел и палеоген) – преимущественно на север.

3. Воронежская антеклиза в фанерозое не являлась пассивной, остаточной структурой. От соседних авлакогенов и Московской синеклизы ее отличали тенденции к частым воздыманиям, интенсивно проявившийся многофазный вулканизм (только петинские базальты заняли 2 тысячи км² площади), в том числе, глубинный щелочно-базальтоидный ястребовский (не известен больше на платформе, кроме ее северных районов), присутствие локальных проявлений очаговой тектоники различных типов (неотектонические штоки, локальные кольцевые депрессии, кольцевые валы, кольцевые желобы и зоны повышенной трещиноватости).

4. В пределах антеклизы выделяется «область разворотов», где накладываются друг на друга («интерферируют») постседиментационные поднятия многих тектоно-седиментационных этапов. Режим поднятий и тектонической активизации фанерозоя здесь проявился в максимальной степени. Важная особенность «области разворотов» - преимущественная приуроченность к ней упомянутых проявлений вулканизма. Областью, испытавшей в фанерозое тенденцию к погружению, является участок северо-восточного склона, соответствующий Окско-Донской равнине.

5. Кольцевые структуры Воронежской антеклизы различны по происхождению. Возникновение и развитие эндогенных кольцевых мезоструктур диаметром 3-35 км (неотектонические штоки, локальные кольцевые депрессии, кольцевые валы, кольцевые желобы и зоны повышенной трещиноватости) тесно связано с геологическим развитием региона. Реликтовые структуры (протоструктуры архейского фундамента, кольцевые дифференцированные интрузивы нижнего протерозоя) в строении осадочного чехла не выражены.

6. Эндогенные кольцевые структуры фанерозоя образуют пояса, тяготеющие к периферическим частям антеклизы, ее естественным границам. Калужская, Дугнинская, Юхновская структуры расположены вдоль Калужско-Бельского глубинного разлома, Белгородская – в пределах Белгородско-Марковского и т.д. Особенно много их на юго-востоке антеклизы, в «области разворотов», где пояса неотектонических штоков, кольцевых валов, кольцевых желобов и зон трещиноватости последовательно сменяют друг друга по мере удаления от границы Россошанского архейского срединного массива - жесткой глыбы.

7. Активизация эндогенных кольцевых структур различных типов проявилась по-разному. Интенсивное погружение днища локальных депрессий происходило в обстановках растяжения, отвечающих эпохам

осадконакопления. Протрудирование гранитоидами (глыбовое течение масс) и гипербазитами (пластические деформации) неотектонических штоков толщ осадочных пород имело место во временные интервалы, совпадающие с перерывами в осадконакоплении; последним соответствовали обстановки сжатия. Аномально большие мощности накопившихся отложений в локальных депрессиях (иногда на порядок превосходят обычные значения для соседних площадей), высокие амплитуды поднятий неотектонических штоков объяснены импульсным характером активности соответствующих энергетических очагов. Такие очаги существуют и ныне, локализуясь на глубинах 3-15 км, судя по исследованиям современных землетрясений.

8. Формирование эндогенных рудных и нерудных полезных ископаемых происходило в перерывы осадконакопления, на рубежах крупных этапов «постоянства (единообразия) структуры» антеклизы, отвечающим перестройкам ее структурных планов. Наиболее перспективными площадями для поисков месторождений полиметаллов, барита, флюорита, каменных строительных материалов (приурочены к локальным куполам гранитоидов в осадочном чехле) являются внешние, обращенные к авлакогенам, стороны архейских срединных массивов Россошанского, Сумского, Курско-Карачевского, а в их пределах – зоны активизации и эндогенные кольцевые мезоструктуры. Поиск невоскрытых гранитных куполов целесообразно вести, исследуя, в том числе, и деформации уровней поймы и террас речных долин бассейна Дона.

ЛИТЕРАТУРА

1. Алексеева Л.И., Арсланов Х.А., Гей Н.А. и др. Радиоуглеродное датирование основных этапов геологического развития Среднего Дона в позднем плейстоцене и голоцене // Тезисы докладов Всесоюзной конференции «Геохронология четвертичного периода». – Таллин: ЭК «ВИТ», 1985. – С. 44.
2. Альбеков А.Ю. Геология, петрология, и минералогическая оценка перспектив рудоносности габбро-долеритовых массивов трапповой формации ВКМ. Автореф. дисс. к. г.-м. н., Воронеж, 2002. 24с.
3. Ананьин И.В. Связь сейсмичности Русской платформы с современными тектоническими движениями// Современные движения земной коры. М., ВИНТИ, 1968.- №3.- С.82-92.
4. Антонов Ю.В., Жаворонкин В.И., Муравина О.М., Слюсарев С.В. Плотностная модель литосферы Воронежского кристаллического массива вдоль профиля Рыльск-Борисоглебск// Вестник Воронежского государственного университета. Сер. геол.-№7.-1998.-С.187-196.
5. Артамонов М.А. Востоков Е.Н. О кольцевых структурах Балтийско-Скандинавского региона// Изв. вузов, неология и разведка.- 1981.-№3. –С.37-40.
6. Артеменко Г.В. Геохронология Среднеприднепровской, Приазовской и Курской гранит-зеленокаменных областей УЩ и ВКМ. Дисс. Докт. Геол.-минерал. наук.// Киев, 1998. -323 с.
7. Артюшков В.Е., Чехович П.А. Быстрое изменение глубинного моря в эпиконтинентальных осадочных бассейнах как следствие поднятий и погружения земной коры// Мат. совещания «Тектоника и геофизика литосферы». Т.1. М., 2002. – С. 24-27.
8. Архангельский А.Д. Курская магнитная аномалия. М.-Петроград. Госиздат, 1924.-76с.
9. Архангельский А.Д. Несколько слов о тектонике Русской платформы // Бюл.МОИП, отд. геол. 1924.- Т.11.-С. 1-13.
10. Архангельский А.Д. О соотношении между аномалиями силы тяжести, аномалиями магнитными и геологическим строением в Восточной Европе.// Труды особой комиссии по исследованию КМА при Президиуме ВСНХ СССР. Тр. геологического отделения.- М., Госкомиздат, 1924. Вып.5.-С.194-203.
11. Аскоченский Б.В., Семенов В.П. Кора выветривания карбонатных пород верхнего мела Воронежской антеклизы. –Воронеж: Изд-во ВГУ, 1973.-С.41-49.
12. Атлас литолого-палеогеографических карт Русской платформы и ее геосинклинали обрмления. – М.-Л.: ГУГК, 1961.
13. Атлас палеогеоморфологических карт СССР. Гл. редактор А.В.Сидоренко. М.-Л.,1983.
14. Афанасьев Н.С., Египко О.И., Кривцов И.И., Павловский В.И. К вопросу о геологическом строении юго-восточной части Воронежского кристаллического массива (по данным геофизических и геологических исследований)// Материалы по геологии и полезным ископаемым центральных районов Европейской части СССР. – М.: Недра, 1970. – В. 6.- С. 17-25.
15. Афанасьев Н.С. Петрофизика докембрийских образований и геологическое строение Воронежского кристаллического массива.- Автореф. дис. . . докт. геол.-мин. наук. Л., 1983 -45 с.
16. Афанасьев Н.С. Петрофизика докембрийских образований и геологическое строение Воронежского кристаллического массива. Дис. . . докт. геол.-мин. наук. Л., 1983.- 370 с.
17. Афанасьев Н.С. Петроплотностная характеристика горных пород и соподчиненных геоструктур докембрия Воронежского кристаллического массива// Вестник Воронежского государственного университета. Сер. геол. -№ 7. 1998.-С. 201-208.
18. Афанасьев В.П., Зинчук Н.Н., Тычков С.А. Проблема докембрийской алмазоносности Сибирской платформы// Вестник Воронежского государственного университета. Сер. геол, 2002 , №1. – С. 19-35.
19. Багно Г.Ф., Машир В.Н. О новых проявлениях Pb-Zn оруденения в каменноугольных отложениях на южном склоне Воронежской антеклизы// Геол. ж., 1969.-№1.-С.105-106.
20. Балуховский Н.Ф. Тектоника западных и северных окраин Донбасса// Геологическое строение и газонефтеносность Днепровско-Донецкой впадины и северо-западных окраин Донецкого бассейна. – Киев: Изд-во АН СССР, 1954. – С. 516-606.
21. Барбот де Марни Н.П. О нахождении гранита на реке Дон// Записки Санкт-Петербургского Минералогического общества. СПб, 1982.-II серия.-Ч. VIII.-С.225-232.
22. Бартенев В.К., Савко А.Д. Литология, фации и полезные ископаемые палеогена ЦЧЭР. Тр. НИИ геологии ВГУ. Вып. 7. Воронеж, 2001. – 146 с.
23. Бартенев В.К. Литология и фации сумской свиты Воронежской антеклизы// Вестн. Воронеж. ун-та. – Сер. геол. – 1999.- № 7. – С. 44-51.
24. Бердников М.Д., Шибанов В.М. О Лосевско-Мамонском глубинном разломе// Сб. Тр. мол. ученых. геол. ф-та. Воронеж, изд-во Вор. ун-та.-1967.- С.72-80.

25. Благондеждин Б.И. О фанерозойской активизации докембрия ВКМ// Вопросы геологии и металлогении докембрия ВКМ. – Воронеж: Изд-во Воронеж. ун-та, 1976. – С. 89-91.
26. Богданов А.А. О тектоническом расчленении докембрийских образований фундамента Восточно-Европейской платформы// Вест. МГУ, сер. Геол., 1967.- №1. – С. 1-26.
27. Богородский С.М., Буклин В.В., Козлов В.А., Соловьева Л.И. Некоторые вопросы методики использования космических снимков (по результатам работ на комплексных геологических полигонах)// Изв. вузов, геология и разведка, 1978.- №10.-С. 80-83
28. Богословский В.А., Ильина Е.Б., Кроткова О.Т. и др. Геологические исследования при геологической интерпретации космических снимков на Курском полигоне// Изв. вузов, геология и разведка, 1978.- №10.- С.135-140.
29. Борисов О.М. Кольцевые структуры Средней Азии, их происхождение и минерализация // Тезисы докладов 27-го МГК. – М.: Наука, 1984. – Т. 8. – С. 202-203.
30. Бронгулеев В.В. Карта рельефа фундамента Восточно-Европейской платформы. – М.: Картограф. Предприятие ПГО «Центргеология», 1982.
31. Брюханов В.Н. Межеловский Н.В., Буш В.А. и др. Космогеологическая карта СССР м-ба 1:2500000 (принципы составления и информативность)// Доклады советских геологов на 27-ой сессии МГК.- М.: Наука, 1984.-Т.18. -С.7-18.
32. Бурькин В.Н. Литолого-фациальные особенности верхнемеловых отложений юго-восточного склона Воронежской антеклизы и перспективы поисков связанных с ними полезных ископаемых// Геология и неметаллические полезные ископаемые ЦЧЭР. – Воронеж, 1993.-С. 65-80.
33. Бутурлинов Н.В., Зарицкий А.И., Байчук М.Д. и др. Щелочно-ультраосновные – щелочно-базальтовые комплексы. Девонский щелочно-ультраосновной – щелочно-базальтовый комплекс зоны сочленения Донбасса с Приазовской частью Украинского щита// М.: Недра. 1973. – С. 171-269.
34. Буш В.А. Система трансконтинентальных линеаментов Евразии// Геотектоника, 1983.-№ 2. – С.37-42.
35. Бушинский Г.И. Литология меловых отложений Днепровско-Донецкой впадины// Тр. ин-та геол. наук АН СССР, 1964. - Вып. 156. - 307 с.
36. Быков И.Н. Верхнедевонские базальты на юго-восточной части Воронежской антеклизы. Воронеж, изд-во Воронеж. ун-та. 1975.-134с.
37. Быков И.Н., Канцеров В.А. Новые данные о строении вулканических образований ятребовского горизонта на юге Воронежской области// Литология и стратиграфия осадочного чехла Воронежской антеклизы. Воронеж, изд-во Воронеж. ун-та, 1974. Вып.2-С.40-44.
38. Валеев Р.Н. Авлакогены Русской платформы// Труды Геол. ин-та, 1970 а. – Вып.30. – С.50-89.
39. Валеев Р.Н. Горизонтальные сдвиговые движения земной коры востока Русской платформы// Труды Геол. ин-та, 1970 б. – Вып.30. – С.90-98.
40. Валеев Р.Н. Разломы кристаллического фундамента и их роль в формировании структур осадочного чехла// Выявление и трассирование разломов по геофизическим аномалиям Волго-Камского края. – М.: Недра, 1970 в. – С. 75-93.
41. Валеев Р.Н. Тектонические критерии поисков месторождений нерудного минерального сырья Русской платформы. – М.: ВИЭМС, 1973. – 58 с.
42. Валеев Р.Н. Авлакогены Восточно-Европейской платформы. -М.: Недра, 1978.- 153с.
43. Валеев Р.Н. Тектоника и минерагения рифея и фанерозоя Восточно-Европейской платформы. М., Недра, 1981.- 210 с.
44. Валуева М.Н., Дорофеева В.И., Иосифова Ю.И. и др. Польполадинское межледниковое озеро - уникальный объект нижнего плейстоцена Дона// Бюл. Комиссии АН СССР по изучению четвертичного периода.- М.: Наука, 1985. -№54. –С. 40-65.
45. Вальтер А.А., Ефименко В.В. Гранулометрический и минералогический состав выбросов Болтышского метеоритного кратера на Украинском щите// Геол. журнал, 1981,- №2 т.41.-С.29-36.
46. Викторов Д.Н. Формирование структурного плана юго-восточной части Воронежской антеклизы и прилегающих районов Донбасса в связи с перспективами нефтегазоносности// Автореф. дисс. канд. геол.-минерал. наук. - М., 1965.- 22 с.
47. Волчегурский Л.В., Воробьев В.Т. Галактионов А.В., Козлов В.В. и др. Космотектоническая карта Арало-Каспийского региона, с объяснительной запиской. М-б I:2 500 000. –М.: ГУГК, 1978.
48. Гарецкий Р.Г., Зиновенко Г.В. История тектонического развития Подляско-Брестской впадины// Вопр. геологии Белоруссии. Минск: Наука и техника, 1974.
49. Гарецкий Р.Г. (научн. ред.). Тектоника Белоруссии. Минск: Наука и техника, 1976. – 200 с.

50. Гарецкий Р.Г. Основная проблема изучения тектоники платформ// Геотектоника, 1991, №5.- С. 3-14.
51. Гарецкий Р.Г. Авлакогены платформ Северной Евразии// Геотектоника, 1995, №4. – С. 16-28.
52. Гарецкий Р.Г., Каратаев Г.И. Глубинное строение литосферы Беларуси// Мат. Междунар. Конференции «Проблемы геодинамики и минерагении Восточно-Европейской платформы». Воронеж, 2002. – С. 23-25.
53. Геншафт Ю.С. Внутренние факторы тектонической мобильности литосферы платформ// Геотектоника, 1996, №4. – С. 13-14.
54. Геологические карты Восточно-Европейской платформы и ее складчатого обрамления масштаба 1:2500000 (в границах бывшего СССР). Дозьфельские образования. Ред В.П.Кириков. – М., 1996.
55. Геологические формации осадочного чехла Русской платормы// Н.С. Иголкина, В.П. Кириков, Г.Г. Кочин и др.-Л., 1981.-168 с.
56. Геология СССР. Т. V. УССР, МССР. Ч.1. Геологическое строение платформенной части. М.: Недра, 1958. – 860 с.
57. Геология СССР. Т.IV. Центр Европейской части СССР. Геологическое описание.-М., Недра. 1971.-740 с.
58. Геология СССР. Т.XI. Поволжье и Прикамье. Ч. 1. Геологическое описание. М., Недра. – 1967. – 1000 с.
59. Геология, гидрогеология и железные руды бассейна Курской магнитной аномалии.-Т.1. Геология. Кн.2. Осадочный комплекс. Под ред. Д.Н. Утехина.-М. "Недра", 1979.- 360 с.
60. Гинтов О. Б. О кольцевых и дуговых аномалиях магнитного гравитационного поля Украины// ДАН СССР. – Сер. 5, 1972. - № 5. – С. 421-424.
61. Гинтов О. Б. Кольцевые структуры докембрия Украины// Геотектоника, 1973. - № 5. – С. 34-40.
62. Гзовский М.В. Основы тектонофизики. – М.: Наука, 1975. – 536 с.
63. Глушков Б.В., Холмовой Г.В. Неогеновые и четвертичные отложения Среднерусской возвышенности// Труды НИИ ВГУ. Вып.1.Воронеж: изд-во ВГУ, 2001, - 220 с.
64. Гойжевский А.А. Зоны мезокайнозойской активизации Украинского щита// ДАН СССР, 1974.-Т. 216.-№5.-С.1113-1116.
65. Гоньшакова В.И. Базит-гипербазитовый магматизм в истории развития юга Восточно-Европейской платформы// Базит-гипербазитовый магматизм и минерагения юга Восточно-Европейской платформы. – М.: Недра, 1973. – С. 270-280.
66. Горецкий Г.И. К познанию природы Пучежско-Балахнинских дислокаций (о проявлениях инъективной тектоники на Русской платформе)// Бюл. МОИП, отд. геол.,1982.-т. 67- №5.-С.80-100.
67. Грищенко М.Н. Основные черты изучения неогеновых и четвертичных отложений территории КМА// Геология и полезные ископаемые Центрально-Черноземных областей. – Воронеж: Изд-во ВГУ,1964.- С. 130-139.
68. Грищенко М.Н., Холмовой Г.В. К истории геологического развития территории Центрально-Черноземных областей в неогене// Труды III совещания по проблемам изучения Воронежской антеклизы.- Воронеж: Изд-во ВГУ,1966.- С. 184-190.
69. Грищенко М.Н. Неогеновая система. ВКН.:Геол., гидрогеол. и жел. руды КМА, 1972.- С. 229-277.
70. Грищенко М.Н., Холмовой Г.В. О стратиграфическом расчленении миоценовых отложений Окско-Донской низменности// Охрана природы Центрально-Черноземной полосы. Воронеж: Изд-во ВГУ, 1974.- Вып. 7.- С. 55-62.
71. Грищенко М.Н. Плейстоцен и голоцен бассейна Верхнего Дана. – М.: Наука, 1976. – 228 с.
72. Дерябин Н.И. Пульсационное развитие земной коры в неогее// Мат. XXXIV тектон. совещ.- Тектоника неогее: общие и региональные аспекты. - Т. 1.-М., 2001.-С. 200-204.
73. Додатко А.Д. Коры выветривания Украинского щита. -Дисс. . . д-ра геол.-мин. наук.-Киев, 1976. -312 с.
74. Долгих Г.Г., Савко А.Д. Верхнепротерозойские образования северо-запада Воронежской антеклизы// Вопр. геол. и металлогении докембрия Воронежского кристаллического массива.-Воронеж, изд-во Воронеж. ун-та, 1974.-С. 27-32.
75. Долгих Г.Г., Савко А.Д. Литолого-палеогеографическая характеристика верхнепротерозойских образований северного обрамления Воронежской антеклизы//Там же. -С. 33-45.
76. Донабедов А.Т., Сидоров В.А. Соотношение между современными вертикальными движениями земной коры, геофизическими полями и геоструктурными элементами на юго-западе Русской платформы// Современные движения земной коры. – М.: ВИНТИ, 1968. - №3. – С. 63-85.

77. Дубянский А.А. Предварительные данные о каменноугольных отложениях юго-востока ЦЧО и пограничной полосы// Изв. районного геолого-разведочного управления ЦЧО, 1931.-Т.1, вып. 1. -С. 3-9.
78. Дубянский А.А. Гидрогеологические районы Воронежской области.- Воронеж, 1935.-Кн. 1-3.-202 с.
79. Дубянский А.А. Геология и подземные воды Курской и Орловской областей.-Воронеж, 1948-1949.-Т.1.-272 с.
80. Дубянский А.А. Геологическое строение Воронежской, Курской, Орловской, Брянской и Тамбовской областей// Геология СССР. -М., Госгеотехиздат, 1949.-Т.VI.-280 с.
81. Дубянский А.А. Наилучшие залежи богатых руд КМА приурочены к древнейшему материкову юго-западной части Воронежского кристаллического массива// Геол. журн. АН СССР, 1957.-Т.17, вып.3.-С.70-81.
82. Дубянский А.А. Геология и подземные воды Воронежской области.- Воронеж, 1959.-Т.II.-446 с.
83. Дубянский А.И. Глубинное строение Воронежского кристаллического массива по данным взрывной сейсмологии. - Дисс. канд. геол.-мин. наук. -Свердловск, 1984.-235 с.
84. Епифанов Б.П. Геологическое строение Воронежской антеклизы и изучение ее полезных ископаемых// Железистые кварциты и богатые железные руды КМА.-М., Госгеолтехиздат, 1955.-С. 64-75.
85. Жуковский А.А., Молотков С.П. О находке сфалерита в известняках среднего и верхнего девона в пределах северо-восточного склона Воронежской антеклизы// Геол. сб. Тр. ВГУ.-Воронеж, изд-во Воронеж. ун-та.-1963.-Т.62.-С. 104-107.
86. Жуковский А.А. Вещественный состав и условия формирования терригенных отложений девона Воронежской антеклизы и прилегающих районов. – Дисс. канд. геол.-мин. наук. – Воронеж, 1974. – 217 с.
87. Зайченко В.Ю., Кузнецов О.Л., Повсуй-Шапко Г.П. О природе кольцевых фотоаномалий, фиксируемых дистанционными методами// Сов. геология, 1981.-№1. - С.98-106.
88. Захаров Е.Е., Крестин Е.М. Типы эндогенного оруднения и некоторые закономерности их размещения в кристаллическом фундаменте и чехле Европейской части СССР// Изв. ВУЗов, геология и разведка, 1972.-№ 12.-С.47-60.
89. Зеленщиков Г.В., Давыденко Д.В. Анализ блоковой тектоники юго-восточного склона Воронежского кристаллического массива// Геотектоника, 1978. - № 3. – С. 38-48.
90. Зоненшайн Л.П., Кузьмин М.И., Натапов Л.М. Тектоника литосферных плит территории СССР.-М., 1990.-Кн.2.-334 с.
91. Иголкина Н.С., Кириков, Кочин Г.Г. и др. Геологические формации осадочного чехла Русской платформы// Тр. ВСЕГЕИ, нов. сер. Т. 296. Л., «Недра», 1981. – 168 с.
92. Иосифова Ю.И. Палеогеография Окско-Донской равнины в миоцене// Миоцен Окско-Донской равнины. М.: Недра, 1977. – С. 227-240.
93. Иосифова Ю.И. Геологическое строение миоцена Окско-Донской равнины в миоцене// Там же. - С. 227-240.
94. Иосифова Ю.И. О возрасте пеплодержательной толщи в разрезе у с. Горелка Воронежской области// Стратиграфия фанерозоя центра Восточно-Европейской платформы. М., 1992. -С. 36-59.
95. История развития и минерализации чехла Русской платформы. Под ред. Ю.Г. Старицкого// Тр. ВСЕГЕИ.- Ленинград, Недра, 1981. - Т. 308.- 224 с.
96. Каляев Г.И. Земная кора Украинского щита и тектоника плит// Геол. журнал, 1976. - Т. 36. - №1. - С. 29-41.
97. Канцеров В.А. Ильменитоносные вулканогенно-осадочные породы позднего девона юго-востока Воронежской антеклизы. - Автореф. дисс. канд. геол.-мин. наук. Харьков.-1984.- 23 с.
98. Карпинский А.А. Замечания об осадочных образованиях Европейской России// Горный журн., 1880. - Т.IV.- С. 242-259.
99. Карта четвертичных отложений СССР м-ба 1: 7 000 000. Глав. ред. Г.С. Ганешин. Л., ВАГТ. – 1967.
100. Кац Я. Г., Козлов В.В., Сонин И.И., Трофимов Д.М. Методика геологического дешифрирования многозональных космических снимков// Изв. вузов, геология и разведка, 1978.-№10.- С. 15-22.
101. Кац Я.Г., Авдеев В.Л. Белов В.П. О классификации кольцевых структур Земли// Космогенные структуры Земли. Материалы семинара. – М. Наука, 1980.- С. 22-26.
102. Кирикилица С.И., Шевырев Л.Т., Тарасюк О.Н. и др. Геология Маневичской кольцевой структуры. – Киев: Наукова думка, 1985. – 102 с.
103. Конашев В.Г. Мезозойский этап тектогенеза в Донском бассейне// Геол. журнал, 1983, №3. – С. 96-101.
104. Козлов В.В. Анализ системы разломов на основе аэрокосмических методов.- Автореф. дисс. докт. геол.-мин. Наук. -М., 1982.-44 с.

105. Копаев В.Б., Красовицкая Р.С. Материалы к тектонике Воронежского кристаллического массива// Геология и полезные ископаемые Центрально-Черноземных областей. - Воронеж, изд-во Воронеж. ун-та, 1964. - С.305-311.
106. Корреляционная схема стратиграфии и магматизма раннего докембрия Воронежского кристаллического массива (ВКМ)// Редакторы Б.М. Петров, Н.М. Чернышов, 1998 г.
107. Косыгин Ю.А. Тектоника. -М., Наука, 1969.-530 с.
108. Кравченко В.М., Тетерюк В.К. Возраст древних кор выветривания железорудных месторождений Украинского щита и Воронежской антеклизы по данным спорово-пыльцевого анализа.- Литол. и полезные ископаемые, 1970.-№4.-С. 51-64.
109. Красненков Р.В., Некоторые сведения о плиоценовых отложениях бассейна Пра-Дона// Миоцен Окско-Донской равнины. М.: Недра, 1977. –С. 209-211.
110. Красненков Р.В., Холмовой Г.В., Глушков Б.В. и др. Опорные разрезы нижнего плейстоцена бассейна Верхнего Дона. - Воронеж, изд-во Воронеж. ун-та, 1984. - 212 с.
111. Крестин Е.М. Докембрий КМА и основные закономерности его развития// Изв. ВУЗов. Геология и разведка. - 1980.-№3. - С. 3-18.
112. Крестовников В.Н. Общие результаты геологических исследований на Дону в 1923г// Тр. особой ВСНХ СССР. Тр. геол. секции. Вып. 5. - М., Госиздат, 1924.-С. 180-193.
113. Кривцов И.И., Афанасьев Н.С. Изучение глубинного строения ВКМ, отчет ИГГП «Воронежгеология», 1996.-400 с.
114. Кудинова Е.А. Геотектоническое развитие структуры центральных районов областей Русской платформы. – М.: Изд-во АН СССР, 1961. - 96 с.
115. Кузнецов О.Л., Муравьев В.В. Связь рудоносных и нефтегазоносных площадей с концентрическими структурами (КС)// Тезисы 27-го МГК. – М.: Наука, 1984. –Т. VIII.- С. 227.
116. Легенда Воронежской серии листов Государственной геологической карты Российской Федерации масштаба 1:200000 (издание второе). Объяснительная записка. Составители Т.Е. Горбаткина, Ю.И. Иосифова, Р.В. Красненков и др. Главный редактор серии: Б.М. Демченко, Г.В. Холмовой. – М. 1999. -69с.
117. Леонов Г.П. Основные вопросы региональной стратиграфии палеогеновых отложений Русской плиты. –М.: Изд-во МГУ, 1961.-536с.
118. Леонов М.Г. Внутренняя подвижность фундамента и тектогенез активизированных платформ// Геотектоника, 1993, №5. – С. 3-20.
119. Леонов М.Г. Тектоника консолидированной коры: итоги и перспективы исследований// Мат. междунар. Конференции «Проблемы геодинамики и минерагении Восточно-Европейской платформы». Воронеж, 2002. –С. 4-7.
120. Леонов Ю.Г. Платформенная тектоника в свете представлений о тектонической расслоенности земной коры// Геотектоника, 1991, №6. – С. 3-20.
121. Литология девонских отложений Днепровско-Донецкой впадины.- Киев:Наукова думка, 1977.-140 с.
122. Лозовский В.Г. Триасовый этап развития Восточно-Европейской платформы// Изв. Вузов. геология и разведка, 1985, 310. – С. 41-47.
123. Лукьянов В.Ф. Тектоника палеозойского осадочного чехла юго-восточной части Воронежской антеклизы. Дисс. канд. геол.-мин. наук. -Воронеж, 1972.-284 с.
124. Лукьянов В.Ф. Палеозойский этап// Тектоника юго-восточной части Воронежского кристаллического массива и его осадочного чехла. – Воронеж. Изд-во Воронеж ун-та, 1976. – С. 66-71.
125. Мазарович А.Н. О плащеобразном залегании в области Поволжья// Геол. вестн., 1918-1921.-Вып.4. Петербург, госиздательство, 1921.-С. 51-58.
126. Максимов В.М. Магнитовариационные исследования в центре Европейской части РСФСР.- Автореф. дисс. канд. геол. -минер. наук. – Воронеж, 1974. – 22 с.
127. Масайтис В.Л. Астроблемы на территории СССР// Сов. Геология, 1975. - № 11. – С. 52-64.
128. Маракушев А.А., Шахотько Л.И. Стадии формирования и природа Попигайско алмазоносной кольцевой структуры// ДАП, 2001, т. 377.-С. 366-369.
129. Межеловский Н.В., Козлов В.В., Можаяев В.Н. и др. Дистанционное зондирование в геологическом картировании территории СССР// Доклады советских геологов на 27-ой сессии МГК.- М.: Наука, 1984.-Т. 18- С. 3-8.
130. Межвилк А.А. Попигайское вулканно-тектоническое сооружение// Изв. АН СССР, сер. Геол., 1981. - № 66. – С.19-24.
131. Международная тектоническая карта Европы. М.: 1: 2500000. Глав. ред. А.А. Богданов, В.Е. Хаин. – М. ГУГК. 1980.

132. Меннер В.В. Биостратиграфические основы сопоставления морских, лагунных и континентальных свит// Тр. ГИН АН СССР, в. 63.-1965.
133. Мещеряков Ю.А. Современные движения земной коры// Природа, 1958. - № 5. – С. 15-24.
134. Милановский Е.Е. Рифтогенез и его роль в тектоническом строении Земли и ее мезокайнозойской геодинамике// Геотектоника. - 1991. - № 1.-С. 3-20.
135. Милановский Е.Е. Пульсации Земли// Геотектоника. 1995.-№ 5.- С. 3 - 25.
136. Михайлов А.Е. Структурно-вещественные комплексы раннего докембрия// Изв. вузов. Геология и разведка.-1987.-№9.-С. 3-12.
137. Можаяев В.Н. Аэро- и космогеологические исследования в геологоразведочном процессе// Сов. Геология, 1980.- №4. -С.29-40.
138. Молотков С.П. Никеленосная габбро-норит-гипербазитовая формация юго-восточного склона Воронежского кристаллического массива (геология, петрохимические, минералого-петрографические особенности и рудоносность). – Автореф. дис. канд. геол.- мин. наук. – Воронеж, 1974. - 23с.
139. Моралев В.М., Балувев А.С., Глуховской М.З., Пржиялговский Е.С., Техеров Е.Н. Тектоника неогена и внутриплитный магматизм Восточно-Европейской платформы// Мат. XXXIV-го тект. совещ. Тектоника неогена: общие и региональные аспекты.-Т.2.-М., 2001.- С. 45-48.
140. Муратов М.В. Сравнительная тектоника фундамента древних платформ и история их формирования// Изв. вузов. Геология и разведка. - 1966.-№ 3.- С. 3-48.
141. Муратов М.В., Микунов М.Ф., Чернова Е.С. Основные этапы тектонического развития Русской платформы// Изв. вузов. Геология и разведка. - 1962. -№ 11. - С. 3-25.
142. Мушенко А.И. Тектоника осадочного покрова Воронежской антеклизы// Тр. ин-та геол. наук АН СССР. - М., Наука, 1960.-Вып. 38.-99 с.
143. Николаев Н.И. Неотектоника и ее выражение в структуре и рельефе территории СССР. -М., Госгеолтехиздат, 1962. – 340 с.
144. Ножкин А.Д., Крестин Е.М. Радиактивные элементы в породах раннего докембрия. -М., Наука, 1984.- 126 с.
145. 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, изд-во Воронеж. ун-та, 1966.- С. 218-229.
146. О कोरोков В.А., Савко А.Д. Литология фаменских отложений. -Воронеж, 1998.-124 с.
147. Оливьери А.И. О месторождении трепела в Курской губернии// Горный журнал, 1902. – Ч. 1. -С. 69-70.
148. Олферьев А.Т. Новые данные о нижнемеловых отложениях Подмосковья// Геол. и пол. ископ. центр. р-ов. Вост.-Европ. пл., М., Наука, 1986. –С. 44-56.
149. Павловский В.И. Строение Воронежского кристаллического массива. Дисс. докт. геол.-мин. наук. - Воронеж, 1973. - 416 с.
150. Павловский Е.В. О специфике стиля тектонического развития// Труды Вост.-Сиб. Геол. ин-та СО АН СССР, сер. геолог., 1962. - -Вып. 5. – С. 115-123.
151. Пейве А.В. Общая характеристика, классификация и пространственное расположение глубинных разломов. Главнейшие типы глубинных разломов// Изв. АН СССР, сер. геол., 1956 а. - № 1.- С. 90-106.
152. Пейве А.В. Связь осадконакопления, складчатости, магматизма и минеральных месторождений с глубинными разломами. Главнейшие типы глубинных разломов// Изв. АН СССР, сер. геол., 1956 б. - № 3.- С. 57-71.
153. Пейве А.В. Принципы унаследованности в тектонике// Изв. АН СССР, сер. геол., 1956 в. - № 6.- С. 11-20.
154. Пейве А.В. Горизонтальные движения земной коры и принципы унаследованности// Геотектоника, 1956. - № 1. – С.30-37.
155. Пейве А.В. Разломы и тектонические движения// Геотектоника, 1967. - № 5. – С.8-23.
156. Пейве А.В., Беляевский Н.А., Суворов А.И. Разломы и горизонтальные движения// Геотектоника, 1967.-№ 5.-С. 8-23.
157. Петров В.П. Основы учения о древних корах выветривания. М., 1967. – 344 с.
158. Петров В.Г. О кольцевых вулкано-тектонических структур на Русской плите// Мат. по геол. и пол. ископ. центральных районов Европейской части СССР.-М., Недра, 1970.-С. 320-329.
159. Петров В.Г. О выделении Калужско-Бельской структурной зоны// Бюлл. МОИП, отд. геол., 1971.- Т.46.-№3.- С. 52-56.

- 160.Петров А.И. Импульсно-очаговые структуры и проблемы их рудоносности. – М.: Недра,1988. – 231 с.
- 161.Погребнова Н.Н., Чистилин И.Ф. О кольцевых структурах восточной части Донецкого бассейна// Геол. журнал, 1984.- №4.-С.65-97.
- 162.Полезные ископаемые Воронежской антеклизы: факторы локализации и формирования. Под ред. А.Д. Савко. -Воронеж, изд-во Воронеж. ун-та, 1989. - 224 с.
- 163.Полищук В.Д. Тектоническая карта докембрия Воронежской антеклизы. Масштаб 1: 2 500 000// Геология, гидрогеология и железные руды бассейна КМА.-М., Недры. 1970.-Т.1.-Кн.1.
- 164.Преображенская В.Н. Юра и низы нижнего мела территории ЦЧО. – Воронеж: Изд-во Воронеж. ун-та, 1964. – 282 с.
- 165.Преображенская В.Н., Дядин В.П. Юрская система// Геология, гидрогеология и железные руды бассейна КМА.- М.: Недра, 1972.- Т.1.- Кн. 2.- С. 129-156.
- 166.Пронин В.Г. Закономерности расположения кольцевых образований в Прикаспийской впадине// Изв. вузов, геология и разведка, 1980.-№11.– С.137-140.
- 167.Пушаровский Ю.М. О трех парадигмах в геологии// Геотектоника, 1998, №2. – С. 106-112.
- 168.Раскатов Г.И. Важнейшие черты неотектоники и геоморфологии территории КМА// Тр. межобластного геологического совещания "Геология и полезные ископаемые ЦЧО". - Воронеж, изд-во Воронеж ун-та, 1964. - С. 163-170.
- 169.Раскатов Г.И. Геоморфология и неотектоника территории Воронежской антеклизы.- Воронеж, изд-во Воронеж. ун-та, 1969.- 164 с.
- 170.Раскатов Г.И. Геоморфология и неотектоника территории Воронежской антеклизы. Дисс. докт. геол.-мин. наук. - М., 1970. - 650 с.
- 171.Раскатов Г.И., Лукьянов В.Ф., Старухин А.А., Шишов В.В. Важнейшие черты тектонической структуры северо-западной части Воронежской антеклизы// Вопросы геологии и полезные ископаемые Воронежской антеклизы. – Воронеж: Изд-во Воронеж. ун-та, 1970. – С. 64-87.
- 172.Раскатов Г.И. Прогнозирование тектонических структур фундамента и чехла древних платформ, форм погребенного рельефа средствами геолого-геоморфологического анализа (на примере Воронежской антеклизы).- Воронеж, изд-во Воронеж. ун-та, 1972. - 108 с.
- 173.Раскатов Г.И. Критерии достоверности выделения разрывов в фундаменте центральных частей Русской платформы// Вопросы геол. и металлогении докембрия ВКМ. - Воронеж, изд-во ВГУ, 1976. - С. 46-50.
- 174.Раскатов Г.И., Лукьянов В.Ф., Старухин А.А. Тектоника восточной части Воронежского кристаллического массива и его осадочного чехла. - Воронеж, изд-во Воронеж. ун-та.- 1976.- 120 с.
- 175.Расчленение магматических образований зоны сочленения Донбасса с Приазовской частью Украинского щита// Базит-гипербазитовый магматизм и минералогия юга Восточно-Европейской платформы. М.: Наука, 1973. – С. 263-269.
- 176.Решение межведомственного совещания по разработке Унифицированных стратиграфических схем верхнего кембрия и палеозоя Русской платформы. Л., 1962.-79 с.
- 177.Родионова Г.Д. и др. Девон Воронежской антеклизы и Московской синеклизы.- М., 1995.-265 с.
- 178.Романов А.А., Демидов В.А. Аэрокосмические методы в комплексе нефтегазопромысловых работ при изучении структур юго-востока Русской плиты// Изв. вузов, геология и разведка, 1979.-№11.- С.85-88.
- 179.Романовский Г.В. Отчет о геогностических разведках, произведенных для отыскания каменных углей в Орловской губернии// Геологический журнал, 1865. - №2. - С. 380-413.
- 180.Ружицкий В.О., Быков И.Н., Точилин Н.С., Курылева Н.А., Молотков С.П. Эксплозивная ультраосновная брекчия Русской платформы// ДАН СССР, 1965. – Т.162. - № 6. – С. 1367-1369.
- 181.Рябенко В.А. Основные черты тектонического строения Украинского щита. - Киев: Наукова думка, 1970. - 126 с.
- 182.Савко А.Д., Сиротин В.И. К вопросу о распространении позднепротерозойской коры выветривания в пределах Воронежской антеклизы// Вопр. геол. и металлогении докембрия Воронежского кристаллического массива. -Воронеж, 1976. - С. 106-108.
- 183.Савко А.Д. Эпохи корообразования в истории Воронежской антеклизы. - Воронеж, изд-во Воронеж. ун-та, 1979. - 120 с.
- 184.Савко А.Д. Фанерозойские коры выветривания и связанные с ними отложения Воронежской антеклизы, их неметаллические полезные ископаемые. - Дисс. докт. геол.-мин. наук. - М., 1984. - 551 с.
- 185.Савко А.Д. Глинистые породы верхнего протерозоя и фанерозоя Воронежской антеклизы.- Воронеж, 1988. - 192 с.

- 186.Савко А.Д., Додатко А.Д. Коры выветривания в геологической истории Восточно-Европейской платформы. - Воронеж, изд-во ВГУ, 1991. - 232 с.
- 187.Савко А.Д., Беляев В.И., Мануковский С.В. Фосфориты Центрально-Черноземного района. - Воронеж, 1994. - 184 с.
- 188.Савко А.Д., Беляев В.И., Иконников Н.Н., Иванов Д.А. Титан-циркониевые россыпи Центрально-Черноземного района. - Воронеж, 1995. - 148 с.
- 189.Савко А.Д., Мануковский С.В. Локализация месторождений желваковых фосфоритов на северо-западе Воронежской антеклизы// Изв. вузов. Геол. и разведка. – 1998. – С.143-147.
- 190.Савко А.Д., Шевырев Л.Т., Зинчук Н.Н. Эпохи мощного корообразования и алмазоносного магматизма в истории Земли. – Воронеж. Изд-во Воронеж ун-та. 1999. – 102 с.
- 191.Савко А.Д., Михин В.П., Дмитриев Д.А. Кремнистые глины и глинистые силициты северо-запада Воронежской области// Вестн. Воронеж. ун-та. Геолог. Вып. 8. 1999. - С.26-33.
- 192.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. - 202 с.
- 193.Савко А.Д., Шевырев Л.Т. Ультратонкое золото. - Воронеж, 2001. - 151 с.
- 194.Савко А.Д., Афанасьев Н.С. Зинчук Н.Н. Алмазоносность Воронежской антеклизы. Воронеж: изд-во ВГУ, 2003.-121 с.
- 195.Салоп Л.И. Два типа структур докембрия: гнейсовые складчатые овалы и гнейсовые купола// Бюл. МОИП, отд. геол.1971.-т.46. -Вып. 4- С.52-56.
- 196.Свешникова Е.В. Магматические комплексы центрального типа. - М.: Недра, 1973.-120 с.
- 197.Селивановская Т.В. Курская астроблема// Геология астроблем. – Ленинград: Недра,1980. – С. 56-59.
- 198.Семенов Н.П. Рифейский вулканизм и металлоносность Западной части Украинского щита. - Киев, Наукова думка, 1976. - 179 с.
- 199.Семенов Н.П., Субботин С.И., Соллогуб В.Б. Строение глубинных зон земной коры Украинского кристаллического щита// Сов. геология, 1964. - №11.- С. 48-60.
- 200.Семенов В.П. Условия залегания палеогеновых отложений и некоторые общие черты тектоники осадочного чехла Воронежской антеклизы// Тр. Воронеж. ун-та, 1963. -Т. 62. - С. 61-81.
- 201.Семенов В.П. Палеоген Воронежской антеклизы. - Воронеж, изд-во Воронеж. ун-та, 1965. - 278 с.
- 202.Симонова Г.Ф. Обнаружение и опознание малых объектов на аэрокосмических снимках// Изв. вузов, геология и разведка, 1979. -№11. - С.85-88.
- 203.Сиротин В.И. Перерывы в осадконакоплении Воронежской антеклизы// Вестник Воронеж. ун-та. Серия геол. - Вып.2.-Воронеж, 1996. - С.5-12.
- 204.Скарятин В.Д., Атанасян С.В. Линейные и кольцевые структуры некоторых районов Евразии// Изв. вузов, геология и разведка, 1976.-№11. -С. 135-148.
- 205.Скаржинский В.И. Білоконь В.Г. Кузнецова С.В. и др. Про прояв альпійського вулканізму на південном схилі Воронезького масиву// Доповиди АН УРСР, 1973, сер. Б.- С.46-48.
- 206.Скиба С.И. Особенности литогенеза позднечетвертичных и современных отложений Керченского прогиба// Известия вузов, геология и разведка, 1978. - № 12. – С. 63-65.
- 207.Соллогуб В.Б., Павленкова Н.М., Чекунов А.В., Жилинский Л.А. Глубинное строение земной коры вдоль меридионального пересечения Черное море - Воронежский массив// Геофиз. сб. АН СССР, 1966.- Вып.15. - С.46-58.
- 208.Соллогуб В.Б., Чекунов А.В. Литосфера юго-восточной Европы по данным геофизики// Изв. АН СССР, сер. геол., 1983. - №12. - С.3-12..
- 209.Соловьев В.В. Структуры центрального типа территории СССР. -Ленинград: ВСЕГЕИ,1978.-109 с.
- 210.Соловьев В.В. Геологическая природа структур центрального типа и их минерагеническое значение//Тезисы докладов 27-го МГК.-М.: Наука,1984.- т.8.- С.257-258.
- 211.Сташков В.М. Особенности распределения фаций юрских отложений Воронежской антеклизы// Литология и стратиграфия осадочного чехла Воронежской антеклизы. - Воронеж, изд-во Воронеж. ун-та, 1975. - С. 17-26.
- 212.Суворов А.И. К вопросу о парадигмах в геотектонике// Геотектоника, 1998, №2. – С.106-112.
- 213.Сушук Е.Г. Старобельско-Миллеровский металлогенический район// Металлогения фанерозоя платформенной части Украины.- Киев, Наукова думка, 1984. - С. 136-139.
- 214.Тарков А.П. Глубинное строение Воронежского массива по геофизическим данным. - М., Недра, 1974. - 172 с.
- 215.Тарков А.П. Глубинное строение и физика недр КМА.- Автореф. дисс. докт. геол.-мин. наук.- М., 1975. – 36 с.

- 216.Тектоника Белоруссии// Под ред. Р.Г. Гарецкого. - Минск, 1976. - 200с.
- 217.Тихий В.Н. Воронежский карбон// Доклады АН СССР. - Т.38. - №1., 1941.
- 218.Тихомиров С.В. О возрасте вулканогенных отложений южной части Московской синеклизы// Бюлл. МОИП отд. геол.,1956.-т.1.- Вып. 1 – С.88-91.
- 219.Тихомиров С.В., Туровская Е.С., Танасевич И.П. К истории развития южной части Калужского поднятия плетневского купола// Бюлл. МОИП, отд. геол., 1958. - Т.53. - №4. - С. 66-68.
- 220.Тихомиров С.В. Этапность (периодичность) осадочного процесса в свете работ М.С. Швецова// Известия вузов. Геология и разведка, 1965, №11. – С. 14-32.
- 221.Тихомиров С.В. Этапы осадконакопления девона Русской платформы. - М., Недра, 1967. - 268 с.
- 222.Тихомиров С.В. Факторы осадочного процесса и его основной закон// Изв. вузов. Геология и разведка, 1972.-№3.- С. 3-35.
- 223.Тихомиров С.В. Некоторые основные предпосылки и факторы формирования прибрежно-морских россыпей и их классификации// Изв. вузов. Геология и разведка, 1974. -№1.- С. 6-15.
- 224.Тихомиров С.В. Система осадочных ритмов стратисферы и распределение в ней некоторых видов полезных ископаемых// Изв. вузов. Геология и разведка, 1985. -№7.- С. 35-42.
- 225.Толстихина М.М. Девонские отложения центральной части Русской платформы и развитие ее фундамента в палеозое. - М., Госкомиздат, 1952. - 141 с.
- 226.Трегуб А.И., Старухин А.А., Холмовой Г.В. Локальные неотектонические структуры юго-западного крыла Среднерусской антеклизы// Вестник Воронеж. ун-та. Геология, 1997. - №4. - С. 37-43.
- 227.Трегуб А.И., Ненахов В.М., Сиротин В.И. Модель геодинамического развития Русской платформы// Вестник Воронежского ун-та. Серия геол. - Вып. 5, 1998. - С. 19-25.
- 228.Трегуб А.И. Разрывные нарушения в фундаменте и осадочном чехле территории Воронежского кристаллического массива (ВКМ)// Вестник Воронежского ун-та. Геология, 2000.- №5(10).- С. 7-15.
- 229.Трегуб А.И. Неотектоническая структура и поля напряжений территории Воронежского кристаллического массива// Вестник Воронежского ун-та. -Геология, 2001.-№11. - С. 32-45.
- 230.Трифонов В.Г., Бызова С.П., Ведишин Л.А. Вопросы методики дешифрирования космических изображений Земли// Исследование природной среды космическими средствами. Геология и геоморфология. - М.: ВИНТИ, 1973.-№7. -С.52-60.
- 231.Трифонов В.Г. О разработке методики геологического дешифрирования космических изображений Земли// Изв. вузов, геология и разведка, 1973.-№7.- С.52-60.
- 232.Трифонов В.Г. Аэрокосмические и наземные методы изучения позднечетвертичных разрывов (на примере Главного Копетдагского разлома)// Исследование природной среды космическими средствами. М.: ВИНТИ, 1976а.-т.5.- С.103-115.
- 233.Трифонов В.Г. Позднечетвертичные разрывные нарушения Западной и Центральной Азии по данным дешифрирования аэрокосмических снимков и наземным наблюдениям// Изв. вузов, геология и разведка, 1976б.-№6.- С.54-64.
- 234.Трифонов В.Г., Макаров В.И., Деревянко О.С. и др. Геологическое изучение Земли из космоса.-М.: Наука, 1978.-228 с.
- 235.Трофимов Д.М. О некоторых формах проявления неотектоники в центральной части Воронежской антеклизы, дешифрируемой на космических снимках//Дистанционные методы изучения геосистем. – М.:Наука, 1979.– С.95-111.
- 236.Трофимов Д.М. Особенности тектонической интерпретации космоснимков и пути ее совершенствования// Аэрокосмические исследования природных ресурсов Сибири и Дальнего Востока. -Новосибирск: Наука,1979а.- С.26-35.
- 237.Трофимов Д.М. Сопоставление результатов дешифрирования космических снимков с геолого-геофизическими данными (Причерноморье и северо-запад Предкавказья)// Сов. Геология, 1979б.-№1.- С.116-120.
- 238.Трофимов Д.М. Об интерпретации линейно-купольной тектоники Восточно-Европейской платформы (структуры I порядка по данным дешифрирования космических снимков)// Изв. вузов, геология и разведка,1980.-№2.- С.3-10.
- 239.Трофимов Д.М. Глубинная структура Восточно-Европейской платформы по данным дешифрирования космических снимков// Изв. вузов, геология и разведка,1981.-№3. –С. 26-32.
- 240.Трофимов Д.М. Линейные дислокации и изометрические структуры Восточно-Европейской платформы (по космическим данным и результатам их геолого-геофизической интерпретации) – Автореф. дисс. докт. геол.-минер. Наук.- М.,1984.-42 с.

241. Трухалев А.И. Признаки ударного метаморфизма в ксенолитах из вулканогенных образований Норильского района// Сов. Геология, 1982. - №8. – С. 94-97.
242. Тяпкин К.Ф. О тектонике Украинского щита по геолого-геофизическим данным// Геотектоника, 1966. -№2. -С. 23-30.
243. Утехин Д.Н., Хожайнов Н.П., Преображенская В.Н., Лаврова Г.В., Семенов В.П. Тектоника. История геологического развития// Геология, гидрогеология и железные руды бассейна КМА.-М., Недра, 1972. -Т.1.-Кн.2. -С. 278-282.
244. Фокин П.А., Никишин А.М. Позднепалеозойский рифтогенез на Восточно-Европейской и Сибирской платформах// Мат XXXIV тектон. совещ. -Тектоника неогей: общие и региональные аспекты. -Т.2 -М., 2001. -С. 268-270.
245. Фролов В.Т. Циклы и циклиты – атрибуты геологических процессов и формаций// Вестн. Моск. ун-та. Сер.4. Геология, 1998, №2. – С. 3-11.
246. Хаин В.Е. Осцилляционный ритм земной коры// Бюл. МОИП, новая серия, 1939. -Т.XVII. - Отдел геологический. -№1. -С. 56-81.
247. Хаин В.Е. Направленность, цикличность и неравномерность развития земной коры// Строение и развитие земной коры. -М., Наука, 1964. -С. 5-12.
248. Хаин В.Е. Общая геотектоника. –М.: Недра, 1973. – 511с.
249. Хаин В.Е., Ломидзе М.Г. Геотектоника с основами геодинамики. -М., изд-во МГУ, 1995. - 480 с.
250. Хаин В.Е., Короновский Н.В., Ясаманов Н.А. Историческая геология. - М, изд-во Моск. ун-та, 1997. - 448 с.
251. Хаин В.Е. Крупномасштабная цикличность в тектонической истории Земли и ее возможные причины. Геотектоника, 2000, №6. – С. 3-14.
252. Хожайнов Н.П. Литология терригенных толщ палеозоя и мезозоя Воронежской антеклизы и проблемы их рудоносности. Дисс. докт. геол.-мин. наук. -Воронеж, 1972. - 662 с.
253. Холмовой Г.В. Литолого-палеогеографическая характеристика и особенности строения аллювия плиоценовых свит в бассейне Верхнего Дона. Автореф. дисс. канд. геол.-минер. наук.- Воронеж, 1969.-26 с.
254. Холмовой Г.В. Новейшие континентальные формации Среднерусской возвышенности и Окско-Донской низменности (типизация, геологическое строение, полезные ископаемые). Дисс. докт. геол.-мин. наук. - М., 1989. - 563 с.
255. Холмовой Г.В. Неоген-четвертичный аллювий и полезные ископаемые бассейна Верхнего Дона. Воронеж, 1993. – 100с.
256. Хоменко В.А. Литология девонских отложений Днепровско-Донецкой впадины. Киев: Наукова Думка, 1977. – 140 с.
257. Цейслер В.М. Введение в тектонический анализ осадочных геологических формаций. М., Наука, 1977. – 159 с.
258. Цейслер В.Л., Караулов В.Б., Успенская В.А. и др. Основы региональной геологии СССР. - М., Недра, 1984. - 64 с.
259. Чекунов А.В. Днепровско-Донецкая впадина как результат тангенциального растяжения земной коры// Геологич. журнал, 1966. - Т. 16, вып.4. - С. 15-31.
260. Чекунов А.В. О механизме образования структур типа авлакогенов (на примере Днепровско-Донецкой впадины)// Геотектоника, 1967. -№3. - С. 3-18.
261. Чекунов А.В. О раздвигании и вращении блоков земной коры при формировании Днепровско-Донецкого авлакогена// Геологический журнал, 1976. - Т.36. - №1. - С. 123-127.
262. Чекунов А.В. Структура земной коры и тектоника юга Европейской части СССР. - Киев, Наукова думка, 1972. - 176 с.
263. Чернышов Н.М., Буковшин В.В., Молотков С.П., Зубков И.А. Проявления флюоритовой и свинцово-цинковой минерализации в докембрии Воронежского массива// Труды Воронеж. ун-та. – Воронеж, 1968. –Т. 66. – С. 161-165.
264. Чернышов Н.М., Чесноков В.С. Траппы Курской магнитной аномалии. - Воронеж, изд-во Воронеж. ун-та, 1983. - 274 с.
265. Чернышов Н.М., Ненахов В.М., Лебедев И.П., Стрик Ю.Н. Модель геодинамического развития Воронежского массива в раннем докембрии// Геотектоника, 1997, № 3. – С.31-30.
266. Чумаков Н.М. Периодичность главных ледниковых событий и их корреляция с эндогенной активностью Земли// ДАН, 2001. Т. 378, №5. – С. 1335-1356.
267. Шатский Н.С. Основные черты строения и развития Восточно-Европейской платформы. Сравнительная тектоника древних платформ. Статья 1// Изв. АН СССР. Сер. геол., 1946. - №1. - С. 5-62.

268. Шатский Н.С. О структурных связях платформ со складчатыми геосинклинальными областями. Сравнительная тектоника древних платформ. Статья 3// Изв. АН СССР. Сер. геол., 1947. - №5. - С. 37-56.
269. Шатский Н.С. Очерки тектоники Волго-Уральской нефтяной области и смежной части западного склона Южного Урала// Мат к познанию геол. строения СССР. - М., Недра, 1976. - 159 с.
270. Швецов М.С. Геологическая история средней части Русской платформы в течение нижнекаменноугольной и первой половины среднекаменноугольной эпох. -М.-Л., 1954. -79 с.
271. Швецов М.С. К вопросу о законах образования осадочных пород// Изв. АН СССР, сер. геол., 1951. - №2. -С. 83-94.
272. Шевырев Л.Т., Алексеева Л.И. Проблемы дальнейшего изучения Шкурлатовского месторождения микулинской фауны// Проблемы антропогена Центральных районов Русской платформы.- Воронеж: Изд-во ВГУ, 1979 а.- С. 170-171.
273. Шевырев Л.Т. Кольцевые структуры (гранитные купола) юго-востока Воронежского кристаллического массива// Изв. вузов, геология и разведка, 1980, № 10. – С.47-52.
274. Шевырев Л.Т. О генетической классификации дешифрирующихся на космических снимках кольцевых структур Восточно-Европейской платформы// Аэрометоды и космометоды при геологических исследованиях в закрытых районах. – М.: Недра, 1982. – С. 46-57.
275. Шевырев Л.Т., Алексеева Л.И., Спиридонова Е.А. Новые данные по палеогеографии микулинского века степной зоны Русской равнины// Тезисы докладов XI конгресса ИНКВА.-М.: ВИНТИ, 1982, -С. 295.
276. Шевырев Л.Т., Горлов М.Д. Тектонические поля напряжений Воронежского кристаллического массива// Вопросы применения аэрометодов при геологическом картировании и поисках в центральной части Русской платформы.- Воронеж: Изд-во Воронеж. ун-та, 1982. – С. 58-66.
277. Шевырев Л.Т., Тарасюк О.Н., Павленко В.В. и др. Способ поиска современных морских россыпей. – А.с. 1136630 (СССР). Пол. Реш. 3702857/25 от 13 августа 1984 г.
278. Шевырев Л.Т. Новый коллекционный материал// Минералогический журнал, 1984.- Т. 6. -С. 104-105.
279. Шевырев Л.Т., О современном рельефе кристаллического фундамента Воронежской антеклизы// Изв. вузов, геология и разведка, 1985а.- №11. -С.12-18.
280. Шевырев Л.Т. Морфологические типы и закономерности размещения стратиформного оруденения в осадочном чехле// Условия образования и закономерности размещения стратиформных месторождений цветных, редких и благородных металлов. – Фрунзе: Изд-во Фрунзенского политехнического института, 1985 б. – Ч. II. - С. 42-44.
281. Шевырев Л.Т., Кирикилица С.И., Тарасюк О.Н. и др. Способ поиска потенциально нефтегазоносных структур. А.с. 1311450 (СССР). Пол. реш. 3976557 от 19 октября 1985г.
282. Шевырев Л.Т., Алексеева Л.И., Спиридонова Е.А. Новые данные о позднем плейстоцене Среднего Дона// Бюлл. Комиссии АН СССР по изучению четвертичного периода. – М.: Наука, 1985.- №54. – С. 22-39.
283. Шевырев Л.Т. Кольцевые стуктуры Воронежской антеклизы// Дистанционные методы при изучении геологии центральных районов Европейской части СССР.- М. Гелфонд, 1986 г. – С. 18-28.
284. Шевырев Л.Т., Развитие Воронежской антеклизы в герцинский и альпийский этапы// Геол. и п.и. центр. районов Вост.-Европ. платформы. -М.:Наука, 1986, -С.95-102.
285. Шевырев Л.Т. Зоны тектонической активизации и связанные с ними полезные ископаемые// Геология и неметаллические полезные ископаемые ЦЧЭР. – Воронеж: Изд-во Воронеж. ун-та, 1987. – С.126-133.
286. Шевырев Л.Т. Геологическое развитие Воронежской антеклизы// Дисс. докт. геол.-мин. н. – М., 1989. – С. 563.
287. Шевырев Л.Т. О сложной унаследованности тектонического развития платформенных областей на примере Воронежской антеклизы// Изв. вузов. Геол. и разв., 1996. - №3. – С. 34-38.
288. Шевырев Л.Т. Сопоставление тектонического развития Воронежской антеклизы с другими структурами Восточно-Европейской платформы// Вестник Воронеж ун-та. Серия геол.- Вып.2.- Воронеж, 1996. - С.13-22.
289. Шунейкин Г.П. Новейшие отложения юго-западного Приморья// Изв. вузов, геология и разведка, 1980. №2. -С. 29-34.
290. Щеголев И.Н. Железорудные месторождения докембрия и методы их изучения. -М.: Недра, 1985.
291. Takeo Minoru. Source mechanisms of Usu volcano, Japan, earthquakea and their tectonics implications// Phys. Eartt and Planet. Intern., - V. 32. - № 3/ - P. 241-264.