В.С. Яблоков

ПЕРЕРЫВЫ В МОРСКОМ ОСАДКОНАКОПЛЕНИИ И ПАЛЕОРЕКИ

АКАДЕМИЯ НАУК СССР

ОРДЕНА ТРУДОВОГО КРАСНОГО ЗНАМЕНИ ГЕОЛОГИЧЕСКИЙ ИНСТИТУТ

ACADEMY OF SCIENCES OF USSR

ORDER OF THE RED BANNER OF LABOUR GEOLOGICAL INSTITUTE

V. S. Yablokov

BREAKS IN THE RECORD OF MARINE DEPOSITS AND PALEORIVERS

(DURING THE RIPHEAN — PALEOZOIC ON THE RUSSIAN PLATFORM)

Transaction, vol. 248

PUBLISHING OFFICE «NAUKA»

MOSCOW

1973

В. С. Яблоков

ПЕРЕРЫВЫ В МОРСКОМ ОСАДКОНАКОПЛЕНИИ И ПАЛЕОРЕКИ

(В РИФЕЕ — ПАЛЕОЗОЕ РУССКОЙ ПЛАТФОРМЫ)

Труды, вып. 248

ИЗДАТЕЛЬСТВО «НАУКА»
МОСКВА
1973

УДК 551.8 : 73 : 470.3

Перерывы в морском осадконакоплении и палеореки (в рифее — палеозое Русской платформы). Яблоков В. С. М., «Наука», 1973 г.

В работе впервые учтены и проанализированы все перерывы в морском осадконакоплении в рифее и палеозое (до перми) на территории центральных районов Русской платформы.

Охарактеризованы многочисленные признаки перерывов, намечены типы перерывов по их продолжительности. Для некоторых перерывов восстановлена палеогеографическая обстановка. Подробно описаны большие и малые палеореки, существовавшие в раннее и среднекаменноугольное время, рельеф и тектоника известкового (подугленосного) фундамента.

Изучение перерывов и палеорек имеет существенное значение для установления закономерностей образования ряда полезных ископаемых (уголь, нефть, железные руды, бокситы), решения вопросов палеогидрогеологии и геохимии подземных вод.

Книга рассчитана на литологов, палеогеографов и геологов-разведчиков.

Табл. 8. Илл. 47. Библ. 405 назв.

Редакционная коллегия:
академик **А. В. Пейве** (главный редактор)
академик **В. В. Меннер, Т. Г. Павлова, П. П. Тимофеев**

Ответственный редактор
С. В. Тихомиров

Editorial Board:
Academician **A. V. Peive** (Editor-in-Chief)
Academician **V. V. Menner, T. G. Pavlova, P. P. Timofeev**

Responsible editor
S. V. Tichomirov

Я $\frac{0293—0391}{042(02)—73}$ 671—73

© Издательство «Наука», 1973 г.

ВВЕДЕНИЕ

«Я считаю, что обобщение никогда не преждевременно — оно может быть основано на большом числе наблюдений или на малом, имеет более прочный фундамент или менее прочный фундамент, но оно всегда полезно для обзора и проверки уже сделанного и для того, чтобы правильно наметить ход дальнейших наблюдений. Откладывая обобщение, мы рискуем потерять напрасно многие годы».

С. О. Макаров. «„Витязь“ и Тихий океан», 1897 г., стр. 3.

За последние десятилетия многими исследователями достигнуты большие успехи в понимании процесса морского осадконакопления. Плодотворно развиваются традиции детального изучения осадочных пород и восстановления палеогеографических условий, заложенные еще А. П. Карпинским, А. П. Павловым, А. А. Иностранцевым, Н. А. Головкинским, И. Ф. Синцовым, М. Э. Ноинским, А. Д. Архангельским и др. Разработка и применение за последние 20 лет методов литолого-фациального, фациально-циклического и литолого-экологического анализа, успехи в познании вещества осадочных пород и химических процессов во время превращения осадка в современную горную породу позволяют с большой детальностью восстанавливать условия образования различных типов морских отложений, понимать закономерности их распространения на площади и смены в вертикальном разрезе.

Для палеозоя Русской платформы (в пределах территории СССР) достаточно назвать палеогеографические исследования Р. Ф. Геккера, Р. М. Пистрак, В. Г. Махлаева, С. В. Тихомирова, С. М. Ароновой, И. Г. Гассановой — по девону; М. С. Швецова, А. П. Иванова, С. Г. Вишнякова, В. А. Котлукова, М. М. Толстихиной, В. П. Бархатовой, Е. А. Ивановой, И. В. Хворовой, А. И. Осиповой, Т. Н. Бельской, С. В. Семихатовой, А. А. Рыжовой, Э. Д. Котельниковой и др.— по карбону.

Следует упомянуть многолетние работы ГИН АН СССР в Донбассе (Ю. А. Жемчужников, В. С. Яблоков, Л. Н. Ботвинкина, А. П. Феофилова, П. П. Тимофеев и др.). Методика исследования, принципы выделения и конкретные характеристики литогенетических типов, фаций, морских и континентальных обстановок осадконакопления, выработанные при этом, сейчас широко используются не только при изучении угленосных толщ. Чрезвычайно возросла детальность литологического изучения — от свит, горизонтов, толщ мы перешли фактически к изучению небольших пачек слоев и отдельных слоев и это позволяет выяснить многие детали процесса накопления осадков.

Разработанные представления о сложноциклическом строении толщ позволяют с большой уверенностью объяснить причины изменения отдельных, близких по характеру и повторяющихся в одном или ряде смежных разрезов, слоев (например, известняков, песчаников, углей), понять или предугадать исчезновение отдельных слоев и т. д.

Построенными нами для Донбасса многочисленные палеогеографические карты, отдельно для регрессивных и трансгрессивных частей элементарного цикла, отражают обстановку, существовавшую примерно около 20 тыс. лет назад. Этот очень небольшой для геологии интервал времени. Он соответствует приблизительно промежутку времени примерно равному голоцену. Детальные палеогеографические карты для небольших интервалов времени существенно и принципиально отличаются от обычных карт, составленных по горизонтам, свитам, подъярусам и пр.,

на которых неизбежно происходит «усреднение» разных фациальных обстановок на одних и тех же площадях.

Изложенное выше относится главным образом к морским осадкам и к площадям, ранее занимаемым морскими бассейнами. Значительно хуже обстоит дело с характеристикой палеогеографических условий во время перерывов в морском осадконакоплении в континентальные эпохи и с изучением древних континентальных отложений, за исключением угленосных толщ и кор выветривания. При изучении Подмосковного и Донецкого бассейнов и некоторых других угленосных толщ, условий их залегания и строения всегда возникала необходимость выяснения вопросов о перерывах в морском осадконакоплении. Отсутствие сведений о продолжительности перерывов и характеристики условий, существовавших во время перерывов, не позволяют с необходимой полнотой восстанавливать геологическую историю регионов.

В настоящее время на палеогеографических картах разного масштаба, вне площадей, занятых морскими отложениями, одним условным знаком показывается «суша» без обозначения на ней геоморфологических элементов и каких-либо континентальных образований. Вопрос о выделении перерывов, восстановлении условий в континентальные эпохи (от которых не сохраняется «вещественных доказательств»), остается сложным и методы таких исследований разработаны еще недостаточно.

Интерес к перерывам возник еще на заре развития геологии. Н. Стенон, датский естествоиспытатель («первый тектонист и стратиграф», по определению А. П. Павлова, 1913 г.), в сочинении, опубликованном в 1669 г., впервые установил некоторые закономерности образования геологических тел и последовательности напластований (принцип Стенона). В его выводах о нескольких периодах в образовании различных отложений в геологическом разрезе в Тоскане (Италия) содержится представление о несогласном залегании слоев и перерывах [1].

Более чем через сто лет шотландский геолог Дж. Геттон (Hutton, 1788) описал перерыв и залегание красных девонских песчаников на запрокинутых слоях силура. Нельзя не отметить, что еще через 70 лет Ч. Дарвин о неполноте геологической летописи писал: «...по-видимому, и каждая отдельная формация, подобно целой серии формаций какой-нибудь страны, обычно представляет собою перемежающееся напластование. Когда мы наблюдаем, как это весьма нередко случается, формацию, сложенную из слоев различного минералогического состава, мы вправе предположить, что в процессе отложения ее были бо́льшие или меньшие перерывы» (Дарвин, 1896, стр. 215). В дальнейшем, вплоть до настоящего времени, по мере выработки и уточнения стратиграфии перерывы в морском осадконакоплении отмечались почти во всех исследованиях, посвященных описанию геологического строения разных районов Земли, в учебниках по геологии и научных пособиях.

С. Г. Вишняков и Р. Ф. Геккер уже давно обращали внимание геологов на необходимость изучения в осадочных толщах следов перерывов, которые были «более частыми и более крупными, чем мы это себе сейчас представляем» (Вишняков, Геккер, 1937, стр. 30).

В 1940-х годах короткую сводку материалов о перерывах и несогласиях сделали К. Данбар и Дж. Роджерс (1962).

Н. М. Страхов в 1948 г. отмечал необходимость изучения поверхностей размыва и их значение для палеогеографии древних континентальных площадей и подчеркивал сложность этой задачи.

Он же (Страхов, 1957, 1960) подробно охарактеризовал процессы выветривания, механическую и химическую денудацию на водосборных площадях и характер продуктов сноса в осадках водоемов.

[1] Характеристика принципов Стенона и их применение в настоящее время изложены в статье Л. Л. Халфина (1967).

Очень большой материал об условиях образования осадков на континенте систематизировал и изложил Д. В. Наливкин (1955). Он описал «формацию материк» и подробно охарактеризовал современные физико-географические процессы, разнообразные типы осадков, часто проводя сравнение их с ископаемыми осадками. Все это необходимо учитывать при любых палеогеографических исследованиях и реконструкциях.

Д. В. Наливкин (1956) посвящает отдельный раздел определению условий образования отсутствующих объектов — т. е. ранее бывших горных хребтов, возвышенностей, речных систем и пр.[1] На необходимость уделять большое внимание вопросам воссоздания рельефа и физико-географических условий древних суш указывал Л. Б. Рухин (1959, 1962). Он отмечал также большое значение перерывов: «Каждый разрез осадочных или вулканогенных толщ «пронизан» перерывами, которые не всегда выражены в обнажениях достаточно четко» (Рухин, 1962, стр. 23).

Б. П. Жижченко (1959, 1969) предложил несколько общих методов выявления и выяснения характера суши и указал на трудности, возникающие в ряде случаев при выделении перерывов. Значение и методы построения реконструкции палеорельефа суши платформенных областей подробно изложил В. А. Котлуков (1964). Вопросы, связанные с восстановлением физико-географических условий древних суш, освещены В. И. Поповым (Попов и др., 1963, 1964), В. А. Вахрамеевым (1964), Г. П. Радченко (1964), В. П. Казариновым (1964).

Н. С. Шатский (1946) отмечал, что для выяснения главнейших изменений в структуре платформ надо изучать поверхности денудации, созданные в этапы общих поднятий (предкембрийский, предсреднедевонский и др.).

Изучению перерывов большое значение придавал В. В. Белоусов (1948).

В. Д. Наливкин, А. Б. Ронов и В. Е. Хаин (1964) при изложении методики составления палеогеографических карт отмечают, что наибольшие трудности вызывает выделение участков суши, которое следует производить «...не только по отсутствию отложений данного возраста, но и по наличию достоверных признаков сноса обломочного материала (сопоставление состава обломков с породами, распространенными в предполагаемой области размыва, и распространение труднорастворимых остатков глубокого химического выветривания)» (стр. 10).

В. А. Калюжный (1964) на примере Тимана отмечает большое значение перерывов для прогнозирования поисков полезных ископаемых — россыпных, хемогенных (железная руда, бокситы) и даже месторождений нефти (чаще приуроченных к терригенным отложениям начальных циклов морских трансгрессий).

Несомненное существенное значение имеют перерывы для формирования подземных вод и их качества и различных вторичных изменений в толщах осадочных пород не только на поверхности, но и в глубине.

А. В. Сидоренко (1964, 1970) в первый ряд задач литологии поставил разработку вопросов континентального литогенеза, палеогеографии и палеогеоморфологии. Он отметил (Сидоренко, 1970), что изучение континентального литогенеза не получило достаточного развития, соответствующего тому значению, которое он приобретает для познания закономерностей формирования месторождений полезных ископаемых[2].

[1] «Учение о фациях» Д. В. Наливкина убедительно подтверждает важность понимания современных геологических процессов и плодотворность актуалистического метода исследования. Автор приводит большой список советской и иностранной литературы по разным вопросам, связанным с учением о фациях, что делает монографию также и весьма полезным справочным руководством.

[2] Очень интересные материалы о задачах, методах и конкретных результатах изучения палеогеоморфологии опубликованы в 1970 г. в сборнике «Проблемы палеогеоморфологии».

В свете сказанного автор попытался систематизировать материалы о перерывах на примере Русской платформы. Эту территорию изучали несколько поколений геологов. В Подмосковном бассейне (и в Московской синеклизе в целом) была разработана стратиграфия нижнего, среднего и верхнего карбона, ставшая основой для составления стратиграфической схемы карбона СССР. Установлены многие фациальные и палеогеографические закономерности образования карбонатных и терригенных пород и углей, что имеет также общее значение. Здесь же в основном разработана стратиграфия отложений среднего и верхнего девона и выяснены условия их образования. Большие успехи в изучении Русской платформы достигнуты за последние 20 лет в связи с началом бурения ряда опорных и глубоких разведочных скважин. Результаты бурения значительно пополнили наши сведения о строении палеозойских и всех нижележащих отложений протерозоя и дали новые материалы о тектонике центральных и восточных областей.

Основные материалы по геологии рассматриваемой территории опубликованы в ряде сводок: в сборнике «Геологическое строение центральных областей Русской платформы» (1957), в «Атласе литолого-палеографических карт Русской платформы и ее геосинклинального обрамления» (1960), в монографии «История геологического развития Русской платформы и ее обрамления» (1964), в томе II «Геология месторождений угля и горючих сланцев СССР» (1962), в «Атласе углей Подмосковного бассейна» (1962), в томе I «Гидрогеология СССР» (1966), в томе XI «Геология СССР» (1967), в «Геологическом путеводителе по каналу им. Москвы и Волго-Балтийскому водному пути им. В. И. Ленина» (1968), в томах I и II «Геологического строения СССР» (1968), в томе XII «Геологии СССР» (1969), в трех томах «Нефтегазоносные и перспективные комплексы центральных и восточных областей Русской платформы» (1969, 1970) и, наконец, в томе IV «Геология СССР» (1971). Эти труды большого коллектива геологов геологических управлений и Всесоюзного научно-исследовательского геологоразведочного нефтяного института являются блестящим итогом изучения Русской платформы за последние 25 лет (после выпуска в свет первого издания «Геологии СССР») [1].

В предлагаемой работе использованы материалы многолетних исследований автором Подмосковного бассейна, Донбасса и отчасти Кузбасса, а также проанализирован большой литературный материал. Автор не имел возможности и не ставил задачей излагать историю возникновения и развития различных идей и мнений по стратиграфии, литологии и палеогеографии. В отношении каменноугольных отложений это сделано в монографии «История изучения каменноугольных отложений и углей Подмосковного бассейна» (Яблоков, 1967). Равным образом здесь не приводится история изучения различных систем, которая имеется в ряде статей коллективной монографии «Геологическое строение СССР», в других недавно опубликованных работах и в IV томе «Геологии СССР».

В монографии предпринята попытка систематической сводки, направленной на восполнение пробела в наших знаниях о перерывах в морском осадконакоплении на Русской платформе — об их числе и характере, методах определения их продолжительности, о развитии речных систем во время континентальных перерывов, о продолжительности интервалов континентальных и морских эпох.

При обсуждении монографии в ГИН АН СССР Н. Б. Вассоевич, Б. М. Келлер, А. Г. Коссовская, В. В. Меннер, А. И. Осипова, П. П. Тимофеев, В. В. Тихомиров, С. В. Тихомиров, И. В. Хворова, В. Н. Холодов, Е. В. Шанцер, А. Л. Яншин и другие сделали замечания и пожелания, которые мною по возможности учтены при подготовке монографии к печати.

[1] В т. I «Геологии СССР» — «Геологическое описание Ленинградской, Псковской и Новгородской областей» — содержится много интересных данных, которые автор не мог полностью учесть, так как данная работа к моменту выхода из печати тома была уже закончена.

ГЛАВА I

СТРАТИГРАФИЯ И ПЕРЕРЫВЫ В МОРСКОМ ОСАДКОНАКОПЛЕНИИ

«Хотя уровень наших геологических знаний по России не позволяет сделать еще вполне безупречные выводы, но из этого еще не следует, чтобы геолог должен был воздерживаться от подобных обобщений: если они согласны со всеми известными данными или, по крайней мере, с некоторыми из них, не противореча остальным, то обобщения эти принесут пользу, давая указания для направления дальнейших исследований. Если же подобные выводы неверны, то первый идущий в разрез с ними факт положит предел их существованию».

А. П. Карпинский. «Очерки физико-географических условий Европейской России в минувшие геологические периоды. "1887 г. (1947, стр. 32).

Многолетние исследования естественных обнажений и кернов скважин позволили с достаточной полнотой установить строение допалеозойского и палеозойского осадочного чехла Русской платформы и условия образования морских отложений разных горизонтов. На различных стратиграфических уровнях неоднократно были отмечены перерывы в осадконакоплении, отличающиеся по своей выраженности в разрезе, распространению на площади и продолжительности.

При постановке вопроса об изучении перерывов первой задачей являлся максимально полный их учет или учет их признаков, отмеченных разными исследователями во всем стратиграфическом разрезе осадочного чехла Русской платформы до верхнего карбона включительно[1]. Для этой цели по различным данным и стратиграфическим схемам Межведомственного стратиграфического комитета (МСК) были составлены сводные литолого-стратиграфические колонки для карбона, девона и додевонских отложений (рис. 1, 2, 3).

Осадочный чехол Русской платформы начинается с нижне-среднерифейских отложений (крестецкая серия, по Б. А. Яковлеву), залегающих на дислоцированном кристаллическом фундаменте, состоящем из глубоко метаморфизованных средне- и нижнепротерозойских и архейских пород.

Несмотря на то, что со времени приведенного выше высказывания А. П. Карпинского об «уровне наших знаний» прошло без малого сто лет, все же это высказывание в принципе остается правильным до сих пор. Существует еще ряд нерешенных стратиграфических вопросов: например, границы перми и карбона, карбона и девона, кембрия, венда, рифея и др. Неясно первичное распространение на платформе нижнедевонских отложений, отдельных свит венда. Все рифейские отложения, включая пачелмскую свиту, залегают в узких трогах — грабенах и границы их первоначального залегания на окружающей площади не установлены. Это, конечно, осложняет их изучение, выявление перерывов и сравнение с вышележащим разрезом чехла. Уверенный сравнительный анализ различных интервалов осадочного чехла можно производить

[1] Отложения пермского периода, имеющие сложные стратиграфические взаимоотношения и иную литологическую и палеогеографическую характеристику, в данной работе не рассматриваются.

начиная с середины венда, с валдайской серии, т. е. с рубежа около 600—620 млн. лет. Однако я думаю, что имеющиеся сведения о строении рифейских (верхнепротерозойских) отложений, не подвергавшихся глубокой метаморфизации, все же дают представление о типах осадков и ходе их накопления на Русской платформе в громадном интервале от 650 млн. лет до 1650 млн лет и эти сведения не следует исключать из общего обзора.

На первой колонке (см. рис. 1) приведены данные о строении метаморфизованных и дислоцированных пород нижнего протерозоя и архея (с учетом разрезов Балтийского щита и территории Курской магнитной аномалии), составляющих складчатый фундамент платформы и образовавшихся в иных условиях, чем вышележащий осадочный чехол. Они приведены лишь для самого общего представления о характере осадконакопления на данной территории в самые древние времена геологической истории [1].

На колонках показаны поверхности зафиксированных перерывов, литологический состав подстилающих и покрывающих пород, а там, где имелись данные, и глубина размыва нижележащих пород.

Естественно, что точность данных для протерозоя вообще, а особенно его нижней половины, меньше, чем для его верхней части (венда) и всего палеозоя.

Несмотря на неравноценность материалов, сводные колонки позволили выявить общую картину распределения перерывов и одновременно установить наиболее неясные интервалы разреза. В работе по мере краткого описания стратиграфического разреза (снизу вверх) дано описание поверхностей перерывов с использованием всех материалов и указанием выдержанности перерывов на площади. При характеристике перерывов учитывались палеогеографические карты для интервалов близких по времени к перерывам, а также имеющиеся палеогеологические карты времени перерыва.

Каждому перерыву присвоено свое название, например, предчелмский, предряжский, преднижнещигровский, предмалевский, предбобриковский, предмосковский и т. д., и порядковый номер, который показан в тексте и на колонках.

Всего зафиксировано более 70 перерывов, разных по общему характеру и продолжительности. Ряд мелких перерывов или их признаков (например, многочисленные прослои со следами автохтонной корневой системы стигмарий в нижнем карбоне) не вошли в это число.

Для некоторых перерывов — предберестовецкого (поздневолынское время), предкембрийского, предсреднедевонского, предбобриковского и предверейского — дано описание геологического строения поверхностей соответствующего времени (палеогеологические карты).

Прежде чем перейти к описанию перерывов, следует кратко остановиться на содержании понятия термина «*перерыв*» и его употреблении.

В геологической литературе этот термин используется часто, но его определения нет ни в «Геологическом словаре» (1955 г.), ни в «Словаре по геологии нефти» (1958 г.), ни в «Справочнике по тектонической терминологии» (1970 г.).

В «Толковом словаре русского языка» (т. III, 1939 г.) слово «перерыв» объяснено как «временное прекращение, приостановка какого-нибудь действия, промежуток времени, на который действие или течение чего-нибудь прекращается».

[1] На стратиграфо-литологических колонках, естественно, не могли быть отражены все различные типы разрезов тех или иных горизонтов, толщ в разных районах территории. На колонках изображена более или менее основная обобщенная характеристика разреза главным образом центральных областей. Цифры абсолютного возраста для докембрийских отложений в тексте данной работы (и на рис. 1) взяты по Л. И. Салопу из книги «Геологическое строение СССР», т. I, 1968.

Исходя из этого, в литологии термин «перерыв» должен обозначать «прекращение действия существовавших какое-то время условий осадконакопления». Обычно перерывы фиксируются в морском осадконакоплении. Они могут быть с осушением площади (континентальные, субаэральные) и без осушения (субаквальные), а также и между континентальными осадками, например, между радаевскими угленосными и бобриковскими угленосными отложениями на южном крыле Подмосковного бассейна.

Ю. А. Косыгин (1969) считает, что свидетельством о перерыве во время формирования слоистой толщи является совпадение (слияние, касание) по крайней мере двух различных изохронных поверхностей.

О различных признаках перерывов будет сказано в главе II.

Широко распространенное понятие «несогласное залегание» обозначает «залегание, при котором более молодые отложения отделяются от более древних нарушенных или ненарушенных подстилающих слоев поверхностью размыва» (Геологический словарь, т. II, 1955). Это определение по существу близко к определению, данному в 1838 г. Ч. Лайеллем.

А. А. Иностранцев так писал о несогласиях: «...всякое несогласное напластование указывает как на известный промежуток времени, прошедший между образованием двух несогласно пластующихся групп, так и на то, что эти последние не есть непосредственно следующие друг за другом во времени геологические отложения» (Иностранцев, 1905, стр. 32).

Достаточно подробную характеристику типов несогласия дал А. А. Богданов (1949) по ряду признаков: 1) по величине угла несогласия; 2) по площади распространения (региональное и местное); 3) по условиям возникновения (стратиграфическое — фиксирует перерывы в отложении, вызванные вертикальными движениями, размывы; ложное — угловое несогласие в сериях косослоистых пород); 4) по отчетливости выражения контакта (явное и скрытое).

По А. К. Башарину несогласие — «взаимоотношение двух толщ, разделенных денудационным срезом (поверхностью несогласия), который отражает незафиксированный в осадконакоплении отрезок времени развития Земли в целом, крупной области или небольшого района» (Башарин, 1961, стр. 72).

Таким образом, «перерыв» и «несогласное залегание» — понятия, по существу близкие одно к другому. По определению Ю. А. Косыгина (1960) «несогласное залегание» или «несогласие» выражает структурное соотношение слоев, а термин «перерыв» относится ко времени формирования несогласия. Следовательно, термин «перерыв» характеризует процесс, действие, а «несогласие» — форму взаимоотношения слоев, осадка — пластов горных пород.

В «Справочнике по тектонической терминологии» (под редакцией Ю. А. Косыгина и Л. И. Парфенова, 1970 г.) приведено большое количество (около 40) названий типов или разновидностей несогласного залегания, установленных по разным признакам.

Существует «несогласие параллельное». Из ряда близких определений можно привести определение, данное Г. Н. Сапфировым (1965),— взаимоотношение двух серий, при котором границы пластов в двух контактирующих сериях осадков практически параллельны, но между этими сериями был перерыв в отложении осадков.

Синонимами этого названия авторы «Справочника» приводят: несогласие скрытое, стратиграфическое, эрозионное.

В 1971 г. А. К. Башарин отмечает существование уже более 60 терминов, характеризующих несогласие. Он считает, что основными признаками для типизации несогласий являются вещественные и геометрические. По первому признаку выделяются типы: 1) постепенный переход

(например, песчаник — алеврит); 2) резкий, но согласный переход (слоевой шов при косой слоистости); 3) резкий переход с размывом. Первые два типа относятся к классу согласных залеганий, а третий — к классу несогласных залеганий и часто называется «перерывом». По геометрическим признакам также выделяются три типа соотношения слоев: 1) параллельность между двумя поверхностями напластования; 2) одинаковая пространственная ориентировка двух поверхностей, выраженных стратоизогипсами; 3) разная пространственная ориентировка.

А. К. Башарин дает новое определение несогласия: «Под несогласным залеганием следует понимать такое отношение между поверхностями несогласия, при котором фиксируется либо их непараллельность, либо пропуск слоев в последовательности наслоения по сравнению с принятым эталонным пространством (стратиграфической, геохронологической и др. колонкой), либо и то и другое вместе» (Башарин, 1971, стр. 78).

А. А. Богданов отмечал, что могут быть разные признаки для выделения типов несогласия. Несогласия можно разделять по протяженности времени перерыва, а также выделять по общему значению — главные и второстепенные несогласия. Он справедливо отмечает, что «выделение несогласий», фиксирующих длительный перерыв, от несогласий, вызванных кратковременными поднятиями, может иметь принципиальное значение как с теоретической позиции, так и при решении практических вопросов» (Богданов, 1949, стр. 56).

К. Данбар и Дж. Роджерс еще в конце 1940-х годов дали следующее определение: «Несогласие (unconformity) может быть определено как перерыв в геологическом разрезе, возникший в результате изменений режима, прервавших осадконакопление на продолжительное время. Оно обычно предполагает поднятие и эрозию, причем утрачивается часть образованного прежде геологического разреза. В этом смысле это перерыв (hiatus), отвечающий определенному отрезку времени» (Данбар, Роджерс, 1962, стр. 131). Авторы отмечают, что термин «несогласие» часто употребляется в двух смыслах: характеризует структурное соотношение слоев, лежащих выше и ниже перерыва, и обозначают поверхность, разделяющую толщи. Авторы выделяют четыре типа несогласий: 1) несогласное перекрытие (nonconformity) — слоистые породы перекрывают неслоистые изверженные и метаморфические; 2) угловое несогласие (angular unconformity); 3) параллельное несогласие (disconformity) — контакт между двумя толщами параллельных слоев представляет собой неровную эрозионную поверхность; 4) скрытое несогласие (paraconformity).

Все приведенные типы несогласий свидетельствуют о перерывах в морском осадконакоплении.

Р. Шрок, приводя схемы различных типов несогласного залегания по данным зарубежных исследователей, подчеркивает значение изучения несогласий: «Вряд ли какое-нибудь геологическое явление представляет бóльший интерес и является более важным для геолога, работающего в поле, чем несогласие, которое представляет собой перерыв в геологической истории» (Шрок, 1956, стр. 51).

Ниже приведены краткая характеристика всего стратиграфического разреза и описание зафиксированных перерывов.

АРХЕЙ

Осадкообразование на территории, относимой в настоящее время к Русской платформе, известно с архейского времени. По данным В. А. Соколова и Л. П. Галдобиной (1968), метаморфизованные породы беломорской гнейсово-сланцевой серии в Карелии, достигающие мощности 7000—8000 *м*, представляют собой геосинклинальные осадочно-вулканогенные песчано-глинистые осадки.

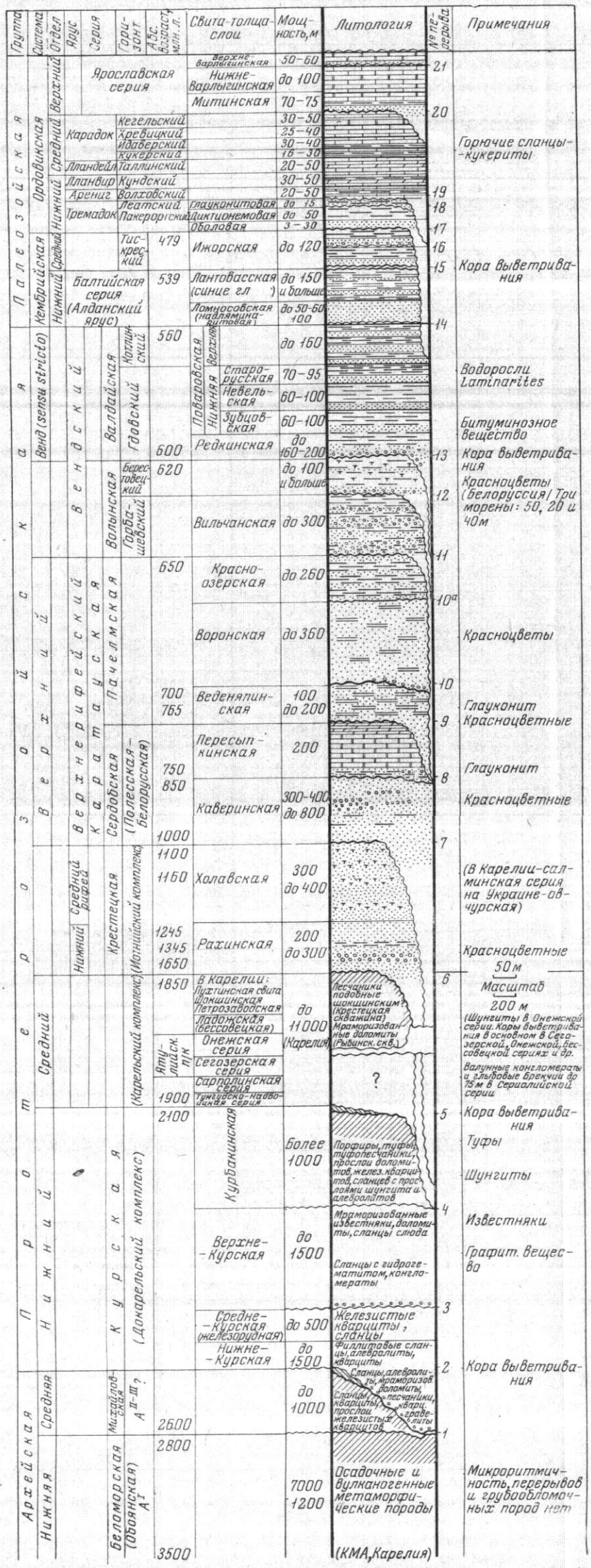


Рис. 1. Сводная схематическая стратиграфо-литологическая колонка додевонских отложений центральных областей Русской платформы. Составил В. С. Яблоков. Вертикальный масштаб нижней части колонки (от границы рифея) в четыре раза меньше масштаба верхней части

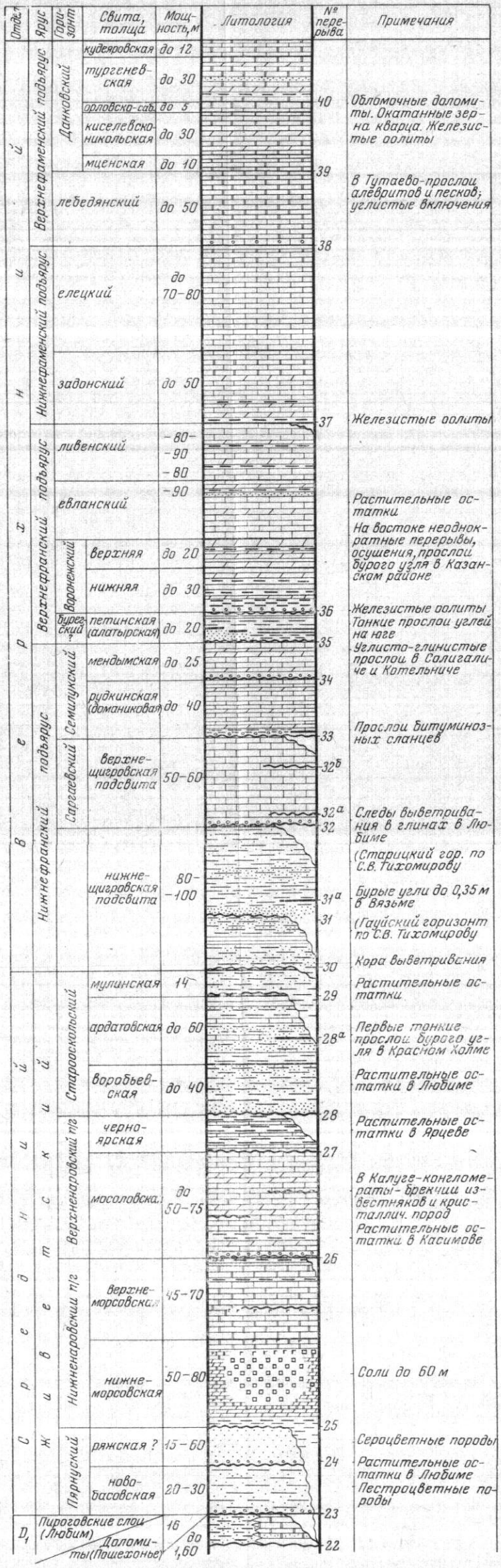


Рис. 2. Сводная схематическая стратиграфо-литологическая колонка девонских отложений центральных областей Русской платформы. Составил В. С. Яблоков

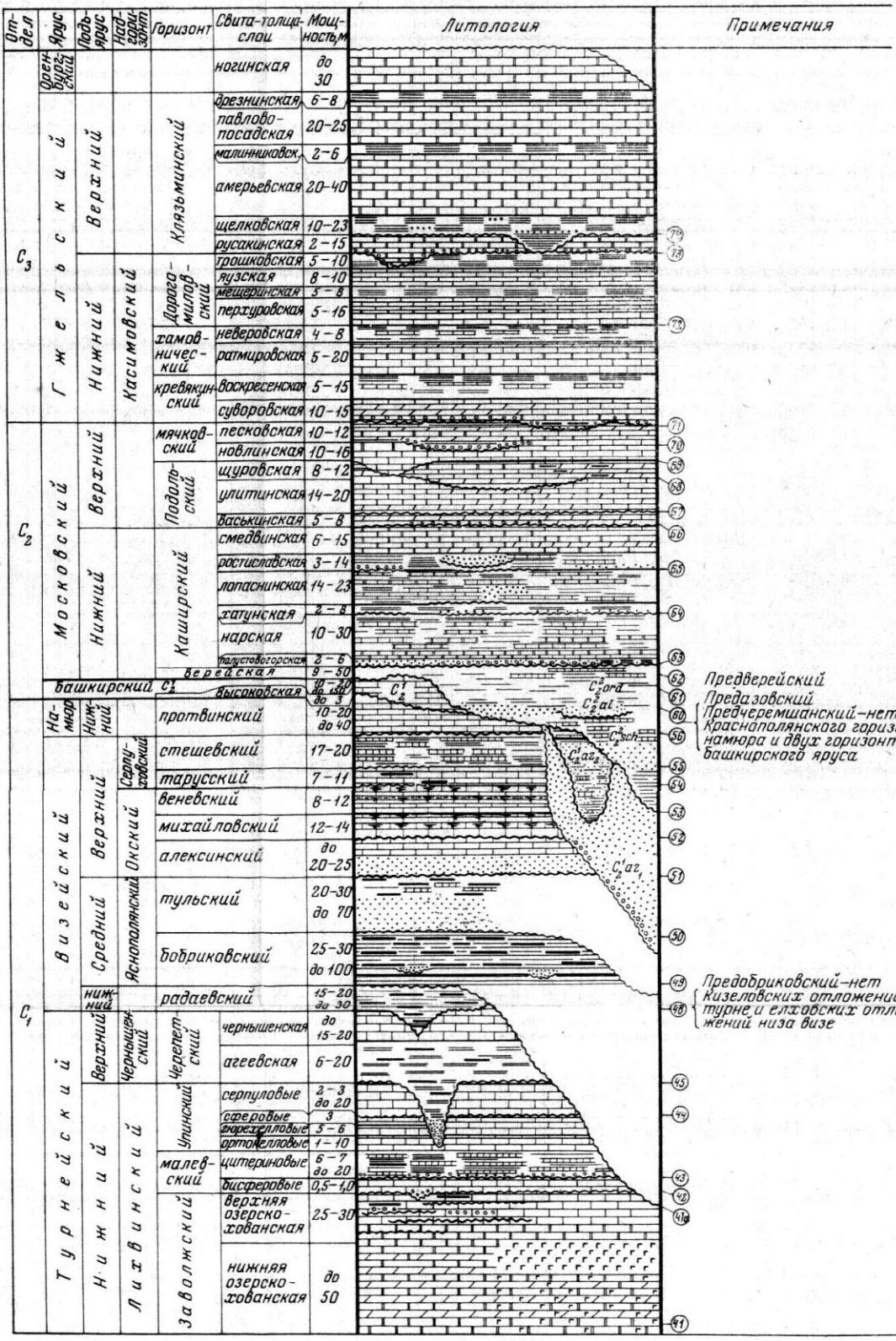


Рис. 3. Сводная схематическая стратиграфо-литологическая колонка каменноугольных отложений центральных областей Русской платформы. Составил В. С. Яблоков

Перерывы: *46* — предкизеловский, *47* — преднижневизейский (пределховский) и *57* — предкраснополянский в нижнем карбоне и *58* — предбашкирский (предсеверо-кельтменский и *59* — предприкамский в основании среднего карбона, известные на востоке платформы, здесь не показаны

Беломорская серия считается нижним комплексом (A^I) известного в настоящее время разреза архея. Абсолютный возраст первоначальных осадков определяется около 3000—3500 млн лет (Богданов и Негруца, 1968). В КМА аналогом беломорской серии является обоянская серия. Мощность ее (точно не установлена), по-видимому, несколько километров.

Восстанавливать условия осадконакопления в сильно метаморфизованных и дислоцированных архейских толщах дело трудное и изученность их еще невелика. Однако и при данной изученности выявляются некоторые специфические особенности. Так, Л. И. Салоп указывает на «отсутствие в архейских комплексах каких бы то ни было признаков перерывов и тем более несогласий. В архее неизвестны грубообломочные отложения, хотя псефитовая структура является весьма устойчивой и сохраняется в породах самых глубоких ступеней метаморфизма» (Салоп, 1968а, стр. 106), и отмечает выдержанную макроритмичность в отложениях.

В Московской синеклизе архейские породы вскрыты рядом скважин. По данным Л. И. Салопа (1968а), в пределах КМА нет трех верхних комплексов архея. Однако анализ материалов, проведенный за последние годы, позволил И. Н. Леоненко, В. Д. Полищуку и Ю. С. Зайцеву (1967) считать, что михайловская серия, относимая обычно к нижнему протерозою, скорее принадлежит к верхнему архею.

Позднее В. Д. Полищук (1970), пришел к заключению, что михайловская серия, состоящая преимущественно из эффузивных пород, вполне сопоставима с нижнепротерозойской спилито-кератофировой формацией Украинского массива. В КМА она составляет нижнюю часть суперкрустального комплекса верхнего структурного яруса фундамента. По стратиграфической схеме Геологического управления центральных районов (ГУЦР) михайловская свита относится к архею.

Предмихайловский перерыв[1] (1). Михайловский метабазитовый комплекс с кварцитами, сланцами и прослоями железистых кварцитов залегает с перерывом и структурным несогласием на обоянской серии (Леоненко и др. 1967). Продолжительность перерыва установить трудно[2]. Если относить михайловскую свиту к верхнему архею, то перерыв будет весьма большим (десятки — сотни миллионов лет, что соответствует комплексам A^{II} и A^{III}), а если сопоставлять михайловскую свиту с метабазитовым комплексом A^{II} — перерыв будет меньше. Мощность михайловского комплекса достигает 1300 *м*.

ПРОТЕРОЗОЙ

На территории Русской платформы известны протерозойские образования трех стратиграфических подгрупп: нижней, средней и верхней. Отложения первых двух подгрупп сильно метаморфизованы и дислоцированы. Вместе с архейскими образованиями они составляют кристаллический фундамент платформы.

Несмотря на большие успехи в изучении протерозоя, достигнутые за последние десятилетия, в настоящее время еще нет единого мнения о стратиграфических подразделениях и их возрасте (по абсолютному исчислению). Существуют различные стратиграфические схемы: Межведомственного стратиграфического Комитета (МСК) (1965 г.), Л. И. Салопа (1968б, 1970), Б. М. Келлера (1968).

Наиболее существенные расхождения имеются в положении нижнего рифея по схемам 1968 г. Л. И. Салопа и Б. М. Келлера.

[1] В скобках — порядковый номер перерыва, показанный также на стратиграфических схемах (см. рис. 1, 2, 3).

[2] Подробно о возможных способах определения продолжительности перерывов будет сказано ниже.

Первый автор нижний рифей (с первым палеонтологическим комплексом) сопоставляет со средним протерозоем в интервале от 1900 до 1650 млн лет и относит к нему мощную толщу, состоящую из ряда серий Карелии (от тунгудско-надвоицкой до шокшинской включительно), арланскую свиту Башкирии и бурзянскую серию Западного Урала.

Б. М. Келлер и М. А. Семихатов (1968) нижний рифей сопоставляют с низами верхнего протерозоя (от 1600 до 1400 млн лет), указывая тот же первый палеонтологический комплекс, а также арланскую свиту и бурзенскую серию.

Для нижнего и среднего протерозоя следует отметить расхождения между схемой Л. И. Салопа (1968) и схемой стратиграфии докембрия Русской платформы, принятой Ю. Р. Беккер, Ю. Б. Богдановым, К. Э. Якобсоном и др. (1970).

Так, Л. И. Салоп криворожскую серию Украинского массива и курскую серию КМА относит к нижнему протерозою, а Ю. Р. Беккер и др. к среднему протерозою.

Л. И. Салоп (1970) предлагает новые названия для подразделения протерозоя и иные рубежи по абсолютному возрасту: палеопротозой (ранее — нижний протерозой) — от 3500 до 2800—2600 млн лет; мезопротозой (ранее — средний протерозой) — от 2600 до 2000—1900 млн лет; неопротозой (нижний и средний рифей, по Б. М. Келлеру) — от 1900 до 1100 млн лет; эпипротозой (верхний рифей и часть венда) — от 1100 до 620 млн лет и эокембрий (валдайская серия) — от 620 до 570 млн лет.

В настоящей работе принята стратиграфическая схема верхнего протерозоя Б. М. Келлера и М. А. Семихатова.

НИЖНЕПРОТЕРОЗОЙСКИЕ ОБРАЗОВАНИЯ

На территории КМА к нижнепротерозойским образованиям относятся михайловская (?) и курская серии; последняя подразделяется на нижнекурскую, среднекурскую (железорудную), верхнекурскую, курбакинскую свиты. В верхней части курской серии выделяется тимская свита, стратиграфическое положение которой еще не вполне ясно — возможно это аналог курбакинской свиты.

Преднижнепротерозойский (предкурский) перерыв (2). До начала образования нижнепротерозойских пород на территории КМА архейские породы были метаморфизованы, гранитизированы и смяты в складки (Воскресенская, 1968б). Горный рельеф подвергся разрушению, пенепленизации, образовалась кора выветривания, которая также частично разрушена. Возраст эпиархейского диастрофизма определяется в 2600—2800 млн лет. Если считать, что верхних комплексов архея (A^{III} — A^{IV}) не было на Русской плите, то длительность перерыва и эпиархейского этапа тектогенеза определяется в несколько сотен (200—300?) миллионов лет.

Курская серия лежит с размывом на нижнем архее и михайловская серия местами отсутствует. Мощность курской серии около 4000 *м*. В основании нижнекурской свиты отмечаются гравелиты и конгломераты, выше — метаморфизованные доломиты. На нижнекурской серии без следов перерыва залегает железорудная свита (среднекурская).

Предверхнекурский перерыв (3). Верхнекурская известково-сланцевая свита лежит местами с размывом и угловым несогласием. В основании встречаются обломки магнетита и конгломераты. Продолжительность перерыва уточнить трудно; во всяком случае он значительно меньше, чем предыдущий (миллионы — десятки миллионов лет). В сланцах имеется графитизированное вещество. Местами в средней части свиты наблюдаются прослои метаморфизованных известняков и доломитов.

Предкурбакинский перерыв (*4*). Туфогенные породы курбакинской свиты лежат с размывом и небольшим угловым несогласием. В песчаниках встречаются обломки железистых кварцитов. Продолжительность перерыва установить трудно. В верхней части свиты среди осадочно-вулканогенных пород отмечены углистые сланцы с прослойками шунгита (Воскресенская, 1968б). Мощность свиты предположительно около 1000 *м*.

На юго-западе платформы курской серии соответствует криворожская серия, в которой также есть железорудная свита. В Карелии курской серии соответствуют гимольская и парандовская серии, которые покрываются тунгудской серией — более молодыми образованиями нижнего (?) — среднего протерозоя. В этих сериях также имеются железорудные, графитистые и карбонатные породы (Соколов, Галдобина, 1968).

Весь нижнепротерозойский (докарельский) комплекс мощностью около 5000 *м* образовался в интервале от 1900—2100 до 2600—2800 млн лет, т. е. в течение 500—700 млн лет[1]. Он отвечает законченному геотектоническому циклу (Негруца, Богданов, 1968). Этот комплекс на всем земном шаре имеет определенные особенности. К нему приурочено около 90% всех известных запасов железных руд.

М. И. Калганов (Калганов, Коссовский, 1968) выдвинул интересную гипотезу, объясняющую концентрацию железа в этих отложениях. Он считает, что в раннепротерозойское время Солнечная система неоднократно проходила через пылевидные туманности Млечного пути, состоящие из мельчайших частиц железа. Под влиянием земного магнетизма частицы железа осаждались на поверхности нашей планеты, что привело к ассимиляции железа в осадках древних бассейнов.

На Русской платформе железистые кварциты встречены главным образом в субмеридиональном поясе, проходящем от Карелии через западные республики СССР и через КМА к Азовскому морю.

СРЕДНЕПРОТЕРОЗОЙСКИЕ ОБРАЗОВАНИЯ

Вопрос о существовании в центральных районах платформы среднепротерозойских образований не вполне ясен.

В Карелии среднепротерозойские образования (в интервале от 1650—1850 до 1900—2100 млн лет) представлены несколькими сериями — свитами карельского комплекса (предятулийский подкомплекс: тунгудско-надвоицкая и сариолийская серии; ятулийский подкомплекс: сегозерская и онежская серии; эпиятулийский подкомплекс: бесовецкая — ладожская серия, петрозаводская, шокшинская и пухтинская свиты). Они сложены разнообразными песчано-глинистыми толщами осадочно-вулканогенного генезиса. Характерно присутствие крупных конгломератов разной мощности (до 75 *м* в сариолийских и других сериях) и углистых пород — шунгитов (в онежской серии) и иногда кор выветривания.

По данным Л. Я. Харитонова (1963), В. А. Соколова и К. И. Хейсканена (1966), А. С. Корякина (1966), среди ятулийских подкомплексов имеются не менее двух горизонтов метаморфизованных кор выветривания. В большинстве разрезов отмечается разнообразие фациальных условий и ритмичность (Негруца, Богданов, 1968; Салоп, 1968б). Общая мощность среднего протерозоя в Карелии достигает 11 000 *м*.

[1] Данные об абсолютном возрасте различных отложений здесь и в дальнейшем приводятся по материалам Л. И. Салопа (1968б) и А. И. Жамойда (1968) и др. К интервалам 2600—2900, 1900—2100, 1650—1850, 1000—1100, 600—620 млн лет во всем мире приурочены крупные диастрофические циклы (с плутонизмом и метаморфизмом), которыми завершаются различные группы докембрийских отложений.

В центральных областях синеклизы глубокие скважины вскрывают только очень небольшую толщу метаморфизованных и дислоцированных пород фундамента и, таким образом, данных о его строении мало.

В Валдайском грабене под крестецкой серией вскрыты песчаники шокшинского типа (Яковлев, 1971). В Рыбинской скважине под отложениями сердобской серии, по данным В. В. Кирсанова (1968), обнаружена толща мраморизованных доломитов мощностью до 200 *м* (рыбинская свита). Если это сопоставление правильно, то в описываемых районах есть и среднепротерозойские отложения.

Предсреднепротерозойский перерыв (*5*). Между нижним и средним протерозоем Л. И. Салоп (1968в) повсеместно отмечает перерыв. Продолжительность перерыва в Карелии, очевидно, большая — 100 млн. лет. В центральных районах, если считать, что здесь известны только верхние части среднего протерозоя — шокшинские песчаники, перерыв мог быть значительным.

На территории КМА на нижнепротерозойских породах курской серии (Воскресенская, 1968б) имеется мощная кора выветривания, с которой связаны огромные запасы окисленных железных руд и бокситов. А. П. Никитина (1968) полагает, что кора могла начать свое образование в допозднепротерозойское время и продолжала образовываться вплоть до нижнего девона, а местами до нижнего карбона (до визе). Более подробно о корах выветривания будет сказало ниже.

Как уже отмечалось, в Карелии перерывы установлены между отдельными сериями среднего протерозоя — нижнего рифея. Выявлено не менее шести перерывов. Как эти перерывы выражались в центральных районах платформы, пока сказать нельзя.

ВЕРХНЕПРОТЕРОЗОЙСКИЕ ОБРАЗОВАНИЯ

В верхнем протерозое, по Б. М. Келлеру, в интервале от 1600 до 570 млн. лет выделяются четыре подразделения: нижний, средний и верхний рифей и венд. Консолидация фундамента платформы завершилась в конце среднего протерозоя, а в начале рифея фундамент подвергся дроблению в связи с заложением новой рифейской геосинклинали и общие очертания платформы приблизились к современным (Беккер, Богданов и др., 1970).

По мнению А. П. Виноградова, А. И. Тугаринова и др. (1960), заключительный цикл магматизма, закончивший формирование Русской платформы, относится ко времени 1300 ± 100 млн лет, что соответствует нижнему рифею.

На принципиальное значение рубежа 1650 ± 50 млн лет, за которым начал формироваться осадочный чехол платформы, указывают Б. М. Келлер, О. К. Кратц, А. Н. Неслов (1968).

Нижний рифей

По Б. М. Келлеру, границы нижнего рифея находятся между 1600 и 1400 млн лет. В центральных областях платформы отложения нижнего рифея пока неизвестны. В Башкирии к нему относятся арланская свита, а на западном Урале — бурзянская серия.

Средний рифей

Верхняя граница среднего рифея принимается в 1000 млн лет, а нижняя — 1400 млн лет. В Карелии к нему относится салминская серия, лежащая в грабене и на дислоцированных сланцах ладожской серии верхней части среднего протерозоя. В основании серии — кора выветривания мощностью до 8 *м*. Нижняя свита салминской серии состоит из гравелитов, песчаников, сланцев, а верхняя — из туффитов и туфопесчаников; встре-

чаются прослои базальтовых порфиритов (возраст которых определен в 1300 млн лет). На Украине к среднему, а, возможно, к верхам нижнего рифея принадлежит овручская серия (1200 — 1500 млн лет), а в Приуралье — калтасинская свита и юрматинская серия.

На основании новых определений абсолютного возраста нижней части крестецкой серии (1245 — 1345 млн лет) Б. А. Яковлев (1971) относит ее к среднему рифею. По схеме МСК она включена в волынскую серию венда и новые определения понижают ее возраст более чем на 500 млн лет.

Предсреднерифейский перерыв (предкрестецкий) (6). В крестецкой серии Б. А. Яковлев выделяет две свиты: рахинскую и холовскую.

Рахинская свита залегает с большим размывом на кристаллических породах и породах среднего и нижнего протерозоя. Она сложена красноцветными, пестроцветными мелкозернистыми песчаниками с прослоями как более грубозернистых, так и глинисто-алевролитовых пород, имеются интрузии диабазов. Мощность свиты до 200—300 *м*.

Холовская свита состоит из туфов, туфогенных кварцево-полевошпатовых песчаников. Мощность свиты 300 — 400 *м*. Абсолютный возраст 1180 млн лет.

Нельзя не отметить сходство строения салминской серии в Карелии и крестецкой в центральных областях Русской платформы. Таким образом, предсреднерифейский (предкрестецкий) перерыв, учитывая, по имеющимся данным, отсутствие нижнего рифея, получается очень большим — 200 — 250 млн лет.

Средне- и верхнерифейские и покрывающие их вендские, палеозойские, мезозойские и кайнозойские отложения составляют собственно осадочный чехол Русской платформы. Мощность осадочного чехла, известная в настоящее время, увеличивается с юга на север и восток. По данным С. М. Шика (1966), мощность только палеозойских и вышележащих отложений на южном крыле Подмосковного бассейна составляет около 500 *м*, в центральной части синеклизы (Ярославская область) — до 4000 *м*, а в осевой части Пачелмского прогиба (Рязанская область) — до 5000 *м*.

Верхний рифей

Верхнерифейские отложения выделяются в интервале 1000 — 650 млн лет и известны в грабенообразных депрессиях поверхности кристаллического фундамента (Пачелмский прогиб, Оршанская и Валдайская впадины, Любим, Солигач, Яренск и др.). Первоначально они, очевидно, имели более широкое распространение.

К верхнему рифею (к каратауусской серии Урала) по схеме МСК относятся полесская (белорусская) серия [1] (в Оршано-Крестецком прогибе), сердобская и пачелмская серия в Пачелмском прогибе.

В Волго-Уральской области, по данным В. В. Кирсанова и Л. З. Егоровой (1969), возрастными аналогами сердобской серии являются арланская и калтасинская свита, а пачелмской серии — серафимовская и леонидовская свиты. Все эти свиты объединяются в нижнебавлинскую серию. По Б. М. Келлеру и согласно решению Казанского совещания пачелмская серия относится к венду.

Сердобская серия разделяется на две свиты — каверинскую и пересыпкинскую.

[1] Ю. Р. Беккер, Ю. Б. Богданов и др. (1970) отмечают неясности в стратиграфии рифея и приводят данные о том, что возраст полесской серии превышает 1100—1350 млн лет; по мнению К. Э. Якобсона, она относится к среднерифейским, а по Е. М. Аксенову и др.— к нижнерифейским отложениям.

По схеме МСК (1965), К. Э. Якобсона (1968) и Л. И. Салопа (1968а) также по-разному сопоставляются сердобская и пачелмская серия (и вообще верхний рифей и венд) с разрезами Башкирии — Урала.

В данной работе объем верхнего рифея и венда принят по схеме МСК 1965 г.

Предсердобский (предкаверинский) перерыв (7). В основании каверинской свиты часто встречаются аллювиально-делювиальные образования с обломками метаморфических и эффузивных пород мощностью до 20 *м* (Утехин, 1962), отмечаются линзовидные прослои гравелитов и конгломератов. В нижней части залегают красноцветные песчаники и алевролиты и аргиллиты (цикл, по Е. П. Брунс, 1966). Мощность серии в Пачелмском прогибе достигает 400 *м;* на северо-западе (каверинская свита) — 800 *м*. Имеются остатки растительных тканей. Абсолютный возраст низа сердобской серии определяется в 943—1000 млн лет.

Если считать, что верхи холовской свиты имеют возраст около 1100 млн лет, то продолжительность предсердобского (докаверинского) перерыва значительная — сотни миллионов лет.

Предпересыпкинский перерыв (8). Верхняя часть сердобской серии — пересыпкинская свита в основании сложена глаукопитовыми песчаниками (до 50 *м*). На северо-западе Пачелмского прогиба встречаются конгломераты, выше идет толща известняков и доломитов — первая в разрезе осадочного чехла мощная толща карбонатных пород (до 200 *м*), далее — глинисто-мергельная толща (около 60 *м*) — это новый цикл осадконакопления.

Глауконитовые песчаники пересыпкинской свиты залегают с размывом на красноцветной толще каверинской свиты. Продолжительность перерыва установить трудно (тысячи лет?).

Пачелмская серия состоит из трех свит: веденяпинской, воронской и красноозерской. Общая мощность пачелмской серии до 800 *м*. Абсолютный возраст 650 — 750 млн лет.

Предпачелмский (предведеняпинский) перерыв (9). Красноцветные песчаники (45 *м*), слагающие веденяпинскую свиту, залегают с большим размывом на нижележащих отложениях. Иногда размыв уничтожает всю пересыпкинскую толщу, имеющую мощность до 200 *м*. Следовательно, продолжительность перерыва была весьма значительной, до 8 млн лет. Над красноцветным песчаником залегают аргиллиты, алевролиты, песчаники с глауконитом (160 *м*). В Волго-Уральской области, аналог веденяпинской свиты — серафимовская свита — залегает с размывом на калтасинских карбонатных породах.

Предворонский перерыв (*10*). Краснодветные песчаники воронской свиты (до 360 *м*) залегают с небольшим размывом и конгломератом в основании. Перерыв был сравнительно непродолжительным и, возможно, не повсеместным.

Предкрасноозерский перерыв (*10а*). Красноозерская свита представлена переслаивающимися зеленовато-серыми аргиллитами, алевролитами и песчаниками, общей мощностью 140 — 260 *м*. З. П. Иванова (1969) в центральных районах отмечает перерыв; в основании свиты встречаются желваки лимонита, наблюдается карманообразное залегание нижних, иногда грубозернистых, песчаников.

Б. С. Соколов (1964а) на палеотектонической и палеогеографической картах позднего докембрия (каратауское время — сердобская и пачелмская серии) показывает три области суши: северо-западную — Балтийский щит (восточная граница ее Петрозаводск — Ленинград — Вильнюс); южную — Украинско-Воронежский щит (Гомель — Вязьма — Боровск — Тула — Тамбов и далее на юго-восток) и восточную — Волго-Камский щит (Котлас — Шарья — Горький — Токмово — Пенза). Южная суша отделяется от северо-западной Оршанским грабенообразным прогибом — проливом (Полоцк — Витебск — Смоленск; Минск — Мозырь), где отлагались мелководные морские песчаные осадки. Между южной и восточной сушами существовал Пачелмский прогиб — пролив (Рязань — Саратов), где залегают описанные отложения сердобской и пачелмской серий.

Карты, составленные Б. С. Соколовым, отражают схематически общую картину для очень большого отрезка времени (около 500 млн лет) и не

могут характеризовать условий, существовавших непосредственно до или после предкаверинского, предведеняпинского и предворонского перерывов. Однако они являются первыми картами, по которым можно приблизительно судить о палеотектонике и палеогеографии на начальных этапах истории Русской платформы (600 — 1000 млн лет назад). На них выделены тектонические элементы Русской платформы, которые по-разному будут проявляться во всей последующей истории.

В настоящее время, учитывая большой и детальный материал, опубликованный ВНИГНИ (Доордовикские отложения центральных и восточных областей Русской платформы, 1969) и другие данные о строении и распространении различных свит верхнего протерозоя, можно составить значительно более подробные палеогеографические карты. Для восточных районов платформы, для отдельных свит верхнего рифея и венда А. А. Клевцова и З. П. Иванова уже составили схематические литолого-фациальные карты.

Вендский комплекс

По схеме МСК к вендскому комплексу относятся волынская и валдайская серии [1]. Верхняя граница венда датируется в 570—550 млн лет.

Волынская серия состоит из двух свит — горбашевской и берестовецкой. Она распространена шире, чем верхнерифейские отложения, но известна также в основном в авлакогенах; залегает после перерыва, то на верхнерифейских породах, то на кристаллическом фундаменте.

Предволынский (предгорбашевский — предвильчанский) перерыв (11). После образования отложений пачелмской свиты произошел перерыв в морском осадконакоплении на платформе и установился холодный континентальный режим — наступил ледниковый период. В Белоруссии и прилегающих районах рельеф предгорбашевского (предвильчанского) времени (до оледенения) был довольно пологий, но с амплитудами в речных долинах до 300 *м* (Бессонова, Чумаков, 1969). Время, необходимое для образования предвильчанского размыва, очевидно, было весьма значительным. В основании волынской серии находятся мощные тиллитоподобные породы, впервые обнаруженные в Белоруссии (Брунс, 1957, 1968; и др.).

И. А. Кожемякина и Н. М. Чумаков (1969) и В. Я. Бессонова и Н. М. Чумаков (1969) проанализировали и обобщили все материалы о строении, условиях происхождения и залегания этих своеобразных и необычных отложений в разрезе протерозоя Русской платформы. В Белоруссии и прилегающих районах эти мореноподобные толщи относятся к вильчанской (нижней) свите волынской серии и залегают с большим (до 250 *м*) размывом на нижележащих (пачелмских и др.) отложениях, а местами на кристаллическом фундаменте.

Вильчанская свита, по данным упомянутых исследователей, представлена, несомненно, континентальными ледниковыми образованиями. По свидетельству Н. М. Чумакова, в моренах встречаются валуны различных кристаллических и осадочных пород (размером до 0,7 *м*) из нижележащих отложений. Примечательно, что многие валуны кристаллических пород сильно выветрены, порой до полной каолинизации полевых шпатов. Очевидно, ледник при своем движении местами разрушал и захватывал ранее образовавшуюся кору выветривания кристаллического фундамента. Максимальная мощность вильчанской свиты (до 300 *м*) установлена в ряде скважин на Осиповичской площади.

[1] Л. И. Салоп к венду sensu stricto (т. е. в узком смысле) относит только валдайскую серию, а волынскую — к верхнему рифею. К. Э. Якобсон и Б. А. Яковлев также считают, что волынская серия по данным абсолютного возраста (1180 млн лет) относится к верхам среднего рифея. Б. М. Келлер и др., наоборот, к венду относят не только волынскую серию, но и нижележащую — пачелмскую.

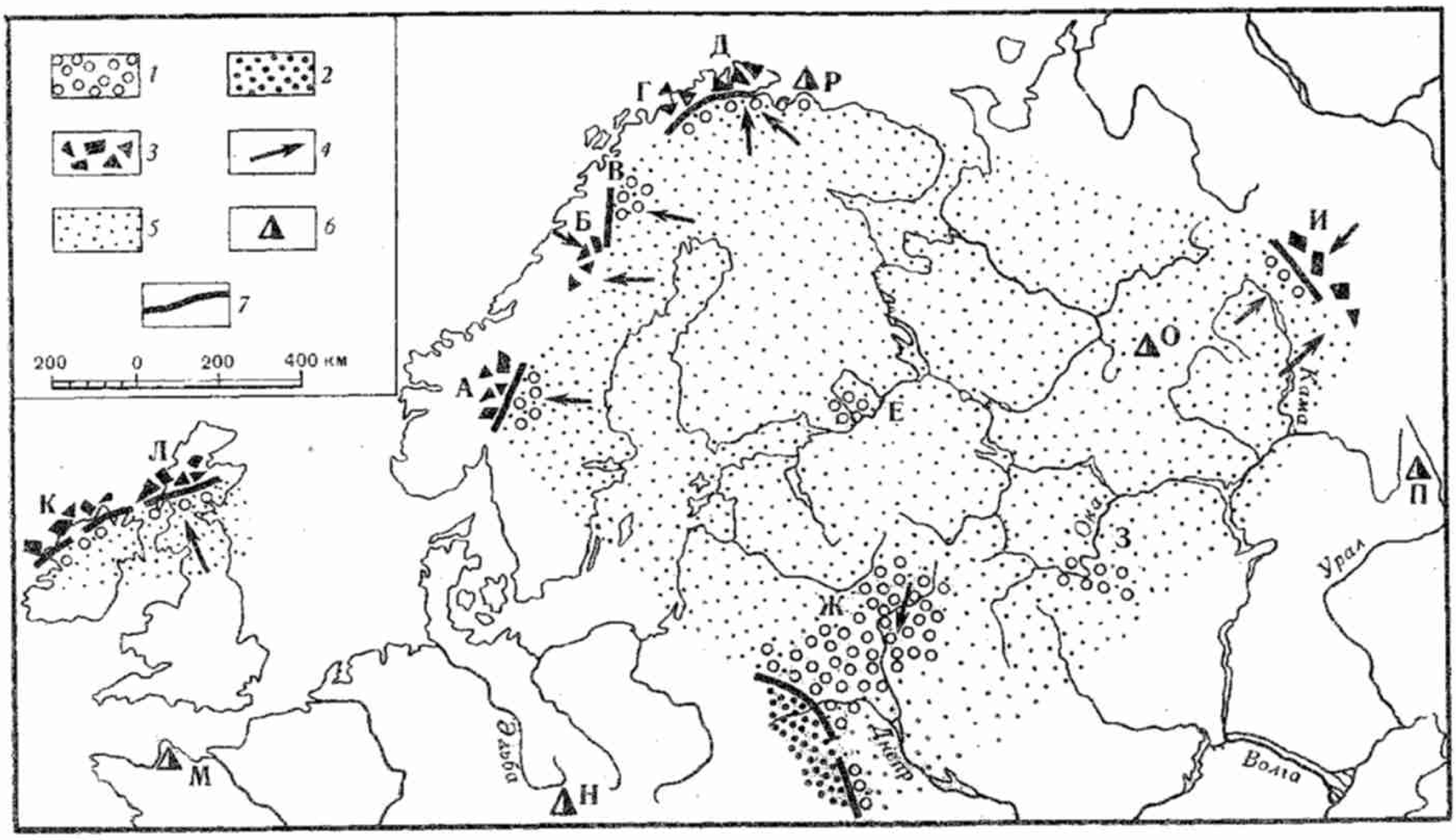


Рис. 4. Ледниковые отложения лапландского оледенения в Европе, венд (Чумаков, 1971)

1 — континентальные ледниковые отложения; *2* — перигляциальные отложения; *3* — морские ледниковые отложения; *4* — направления движения ледников; *5* — предполагаемый лапландский ледниковый покров; *6* — тиллитоподобные породы того же или близкого возраста; *7* — границы между континентальными и морскими отложениями

Местонахождения ледниковых пород. Эоксмбрий: А — южная Норвегия, Б — Вестерботтен и Емтлянд (Швеция), В — Норботтен (Швеция), Г — западный Финмарк (Норвегия), Д — восточный Финмарк (Норвегия); Волынская серия: Е — Приладожская впадина, Ж — Оршанская впадина, З — Пачелмский прогиб, И — чурочинская серия и серебрянская свита (Полюдов Кряж и Средний Урал), Дальредиан: К — Северная Ирландия, Л — Шотландия. *Местонахождения тиллитоподобных пород*: М — Бриовер, Нормандия (Франция); Н — эокембрий (?), Железные горы (Чехословакия); О — волынская серия (?), скважина Опарино; П — криволукская серия, Южный Урал; Р — мотовская свита, п-ов Рыбачий

В некоторых районах (Рогачев, Могилев) свита имеет трехчленное строение: толщи мореп (50, 20 и 40 *м*) перемежаются с песчаными и глинистыми отложениями (иногда ленточными глинами). В песчано-глинистых отложениях отмечаются следы эоловой деятельности, криотурбации и отторженцы. Таким образом, оледенение было продолжительным и, вероятно, неоднократным.

По мнению Н. М. Чумакова (1971), оледенение охватывало громадную площадь Европейской части СССР, Скандинавию и значительную часть Западной Европы (рис. 4).

В Пачелмском прогибе, в нижней песчаной свите, также встречаются тиллитоподобные породы. В Солигаче среди песчаников отмечаются прослои галечников. В любимских скважинах отмечаются главным образом глинисто-алевритовые породы, похожие на волынские отложения в их верхней части.

Верхнепротерозойские (вендские) ледниковые отложения давно привлекают внимание советских и зарубежных исследователей и имеют большое значение для решения стратиграфических и палеогеографических вопросов (Лунгерсгаузен, 1963; Келлер, 1963). А. С. Махнач (1958; Махнач и др., 1972) считает, что «мореноподобные» породы образовались не во время оледенения, а в континентальном опресненном водоеме, расположенном у подножья возвышенной расчлененной страны, которая находилась на Украинском хребте и Воронежском массиве. В геологической истории Русской платформы это было первое определенно установленное оледенение.

Гондванских ледниковых отложений (верхний карбон) на Русской платформе не установлено. Четвертичное оледенение произошло через 600 млн лет после вендского.

Предберестовецкий перерыв (12). После ледникового периода, очевидно, был продолжительный перерыв в осадконакоплении и палеогеографическая обстановка существенно изменилась. Появились признаки вулканической деятельности[1]. На карте Н. М. Чумакова (см. фиг. 4) показано только три района, где в настоящее время обнаружены на Русской платформе ледниковые отложения (Белорусская ССР, Карельский перешеек и Пачелмский прогиб), а на остальной площади они предполагаются. Возможно, они размыты до берестовецких слоев.

Выше ледниковых отложений залегают красноцветные песчаники с галькой и далее глинисто-алевритовые породы с туфом и туффитами, в которых есть остатки растительных тканей и споры. Мощность берестовецкой свиты до 100 *м*.

Источником туфового материала были, по данным А. С. Махнача, В. Я. Бессоновой и Н. В. Веретенникова (1971), центры вулканических извержений, расположенных в юго-западной части Белоруссии и на Волыни.

В вулканогенно-осадочной (берестовецкой) свите на смежных территориях БССР, УССР, РСФСР, Литовской ССР и Польши присутствуют эффузивные породы (несколько покровов базальтов и дацито-андезитовых пород), туфы, туффиты и туфогенные породы.

В Зубовополянском разрезе в грубозернистых песчаниках берестовецкой свиты имеются гальки кварца, кварцитов и эффузивных пород. Возможно, это является свидетельством разрушения и переотложения валунного материала вильчанской свиты. Казалось бы, что перемыв моренного материала должен образовать не отдельные гальки в основании берестовецкой свиты, а конгломераты более менее значительной мощности. Отсутствие их может свидетельствовать о значительном времени перерыва, за которое мощные ледниковые отложения были разрушены и полностью переработаны в континентальных и прибрежно-морских условиях.

Время, необходимое на разрушение ледниковых образований (мощностью 300 *м*), и, следовательно, продолжительность предберестовецкого послеледникового перерыва также значительна — до 8 млн лет.

З. П. Иванова (1969) и В. В. Кирсанов (1969), описывая верхнерифейские и вендские отложения центральных и Волго-Уральской областей, ледниковые отложения в отдельную свиту не выделяют.

К волынской серии (без разделения) в центральных районах относятся аргиллиты, алевролиты и песчаники с прослоями вулканогенных пород — т. е. берестовецкая свита, в основании которой в западных районах отмечается тиллитовидная толща несортированных пород с крупной галькой и валунами. На востоке платформы аналогом всей волынской серии является каировская свита, весьма близкого с берестовецкой свитой литологического состава. В скв. 15, в пос. Сектыр, в базальной толще имеются тиллитоподобные песчаники и туфопесчаники.

В. В. Кирсанов отмечает, что и на востоке вендские отложения несогласно залегают на размытой поверхности нижележащих отложений леонидовской, серафимовской, калтасинской и арланской свит, срезая их в западных районах вплоть до кристаллического фундамента. Возможно, что отсутствие в Волго-Уральской области аналога верхней части пачелмской серии — красноозерской свиты следует объяснять значительным размывом.

[1] Предволынский (предвильчанский) перерыв так же, как и следующий — предберестовецкий, не является собственно перерывом в морском осадконакоплении, а оба перерыва и разделяющая их ледниковая эпоха составляют большой континентальный период, о продолжительности которого будет сказано ниже.

А. А. Клевцова (1969), анализируя палеогеографические условия в рифейское время, отмечает, что после отложения верхних свит пачелмской серии вся Русская платформа освободилась от водного покрова и рифейские отложения во время континентального (предберестовецкого) перерыва подверглись глубокому размыву.

Б. А. Яковлев в 1968 г. составил геологическую карту «довольнских отложений» центральных областей платформы, а А. А. Клевцова (1970) — геологическую карту центральных и восточных областей платформы «со снятыми отложениями до вендских включительно». Очевидно, следует считать, что эти карты отражают геологическое строение поверхности предберестовецкого перерыва (поздневолынского времени), так как ранневолынских ледниковых отложений на платформе почти не сохранилось.

Геологическая карта предберестовецкого времени свидетельствует о следующем.

1. На большой площади Русской платформы обнажались породы кристаллического фундамента — нижнего протерозоя + архея.

2. На участке к северу от Вологды на поверхности находились кварцито-песчаники иотния (рифей I — II, по А. А. Клевцовой).

3. На территории различных прогибов — авлакогенов, ограниченных линиями разломов, располагались верхнерифейские отложения — различные свиты сердобской и пачелмской серий.

Если принять, что геологическая карта отражает обстановку в предберестовецкое время, то следует, что такая поверхность суши образовалась за длительный срок, слагаемый из предледникового, ледникового, и послеледникового периодов. Подобная геологическая карта поверхности может отражать два варианта истории региона.

1. Верхнерифейские осадки мощностью до 1500 *м* отлагались только в авлакогенах, заложенных, очевидно, еще в среднем рифее.

2. Верхнерифейские осадки отлагались на большей площади, а в авлакогенах они сохранились от последующего разрушения во время предледникового, ледникового и послеледникового периодов.

Трудно представить, что верхнерифейские песчано-глинистые и карбонатные отложения (морского — прибрежного типа) образовались только в сравнительно узких прогибах — проливах (например, в Пачелмском) шириной около 50—75 *км*.

Принимая второе допущение о первоначальном широком распространении верхнерифейских отложений, можно наметить время, необходимое на их размыв. Вопрос осложняется тем, что во-первых неизвестна непосредственная мощность отложений (вне авлакогенов) и во-вторых неизвестно, какая их часть разрушена наступавшим (может быть трижды) ледником.

Принимая условно мощность отложений вне авлакогенов 500 *м*, а мощность, уничтоженную ледником в 100 *м*, устанавливаем, что для смыва оставшихся 400 *м*, по существующим представлениям о скорости смыва (1 *м* за 30 000—40 000 лет), необходимо около 10 млн лет.

Таким образом, общая продолжительность континентального периода после образования красноозерских отложений и до начала образования берестовецких достигает 18—20 млн лет.

Отложения валдайской серии в Московской синеклизе распространены широко. Серия имеет явно циклическое строение и разделяется на пять свит. Редкинская, зубовская, невельская и старорусская свиты относятся к гдовскому горизонту, а верхнеповаровская — к котлинскому (ламинаритовому) горизонту.

Общая мощность серии до 550 *м*. Мощность ее уменьшается к югу, где она лежит непосредственно под средним девоном (Серпухов — 210 *м*, Венев — 113 *м*, Ряжск — 68 *м*). В сводовой части Щелковского поднятия мощность ее не более 185 *м*, а на крыльях — до 375 *м* (Шик, 1966).

Предвалдайский (предредкинский) перерыв (13). Нижняя свита серии (редкинская) внизу сложена песчаниками с прослоями вулканических туфов, а выше — аргиллитами, местами обогащенными органическим веществом. Встречаются битуминозные прослойки. Общая мощность свиты около 90—160 *м*. Она представляет хороший репер по литологическим и геофизическим признакам.

По Б. А. Яковлеву, в пределах региональных прогибов свита залегает согласно или с незначительным перерывом; на выступах фундамента срезает волынские отложения и переходит на кристаллические породы.

В скважинах у с. Редкино А. В. Копелиович (1951) под редкинской толщей описывает древнюю кору выветривания, лежащую на кристаллическом фундаменте, толщу пород обломочного аллювиального и делювиального материала — обломки слюдяных гнейсов, дресву, песок, пластичную песчано-глинистую массу мощностью до 10 *м*. Близкая по характеру и мощности кора выветривания описана в районе Москвы (Заварицкий, Батурин, 1951) и Калуги (Завидонова, 1951; Завидонова и Веселовская, 1956). Время образования указанные исследователи определили как «докембрийское», т. е. по современной стратиграфической схеме: верхнепротерозойское — довалдайское, без дальнейшего уточнения.

Учитывая, что волынские отложения сохранились также главным образом по пониженным участкам фундамента, следует допустить более интенсивные тектонические движения на границе волынского и валдайского времени, одновременные или предшествующие перерыву — размыву.

Е. П. Брунс (1963) отмечает, что в основании валдайской серии в песчаниках, обычно грубозернистых, имеются прослои гравелитов. В. В. Кирсанов (1968) также указывает на присутствие конгломератов и гравелитов в основании редкинской свиты почти во всех разрезах глубоких буровых скважин. Это, очевидно, следы переотложения моренных толщ низов волынской серии.

Более определенно следы разрушения ледниковых (волынских) отложений проявляются в строении гдовской свиты в юго-западной части Белоруссии (Махнач и др., 1972). Среди песчаников, часто с косой слоистостью, разнозернистых, имеются прослои гравелитов, обломки гранита, гнейса, кварца и других пород. Это свидетельствует о том, что за время предвалдайского перерыва местами или на больших площадях были размыты нижележащие отложения волынской серии (включая берестовецкую свиту) мощностью до 300—400 *м*, на что необходимо время 8—10 млн лет.

Аналогом валдайской серии в Волго-Уральской области является шкаповская свита, в основании которой В. В. Кирсанов размыв не отмечает.

Над редкинской свитой в центральных областях залегают зубовская, невельская, старицкая и верхнеоваровская свиты. В основании каждой свиты находятся песчаники, выше — глинистые породы. В глинистых породах много водорослей (*Laminaritеs*). Мощность свит от 60 до 160 *м*.

Циклическое строение свит и их чередование является характерной чертой валдайской серии. Очевидно, это отражает неоднократные поднятия и опускания местности и, возможно, небольшие перерывы в отложениях. Однако эти перерывы могли быть короткими и проявлявшимися на сравнительно небольших площадях. Они происходили на фоне общего большого опускания в валдайское время, от которого сохранилась толща мощностью 500—600 *м*.

Б. С. Соколов (1964 а,б) на палеотектонической и палеогеографической картах позднего докембрия — раннего кембрия (волынско-валдайское время) показывает, что восточная граница северо-западной суши значи-

тельно отодвинулась на запад (до линии Хельсинки — Стокгольм). Южная суша на юго-востоке соединилась с восточной. Обособился Белорусский свод, полностью оформилась Московская синеклиза, образовался Крестецкий грабенообразный прогиб. Палеогеографическая карта отражает условия осадконакопления за весьма продолжительные отрезки времени — около 60—90 млн лет, так же как и ряд других карт (Атлас..., 1960). Это, естественно, приводит к изображению каких-то «усредненных», обобщенных условий и не позволяет видеть действительную палеогеографическую обстановку для отдельных этапов осадконакопления, в частности, например, распространение оледенения вильчанского времени. Б. С. Соколов отмечает, что в волынско-валдайское время (венд) и перед ним произошла крупная палеогеографическая и структурная перестройка. В отличие от фрагментарности сохранившихся полей седиментации предшествующего этапа, волынско-валдайский этап характеризуется широким распространением сплошного осадочного покрова. Максимальные суммарные мощности волынско-валдайских отложений составляют 700—800 *м* и приурочены к Пачелмскому прогибу на юго-востоке и к более узкому Крестовецкому прогибу (между Валдаем, Старой Руссой и Невелем).

Недавно Н. С. Ильина, Д. Л. Фрухт, А. И. Шибалин (1969) изложили свои выводы об условиях осадконакопления в Московской синеклизе с учетом материалов новых глубоких скважин (Судиславль, Чухлома, Рыбинск, Любим и др.). В ряде случаев они уточнили обстановку, а итоги своих исследований изобразили на графике изменения палеогеографических условий осадконакопления в додевонское и девонское время для наиболее погруженных участков Московской синеклизы. Отмечается находка обломков пемзы в Любимской скважине и громадная мощность (948 *м*) волынской серии в скважине у Павловского Посада. Авторы считают, что в волынское время преобладали субокислительные геохимические условия, о чем свидетельствует пестроцветная окраска терригенных осадков. Своего мнения о генезисе тиллоидов авторы не высказали.

В валдайское время большей частью были мелководные морские условия с кратковременными перерывами и обмелением моря. Повышенное содержание органического вещества в нижней части валдайских отложений объясняется благоприятным влиянием эффузивной деятельности на развитие органического мира. В котлинское время преобладали условия прибрежной равнины и субокислительной обстановки.

Значительную детализацию в стратиграфию и литологическую характеристику вендских отложений вносит В. В. Кирсанов[1]. Он подтверждает также выделение перерывов предпачелмского-предведеняпинского (9), предворонского (10), предволынского (11), предберестовецкого (12) и предредкинского (13).

Заканчивая краткую характеристику верхнепротерозойских отложений, следует заметить, что общая продолжительность рифея и венда достигает 1000 млн лет, т. е., примерно, в два раза больше таковой палеозоя, мезозоя и кайнозоя вместе взятых. Продолжительность же отдельных подразделений верхнего протерозоя в 5—8 раз превышает продолжительность систем палеозоя.

Можно присоединиться к мнению Б. М. Келлера о том, что рифей является не группой, а более крупным подразделением (эонотемой) и четыре подразделения, превышающие объем систем, надо именовать «протосистемами» или «фитемами».

[1] Доклад «Вендские отложения центральных районов Русской платформы» на Ученом совете ГИН АН СССР в марте 1971 г.

ПАЛЕОЗОЙ

КЕМБРИЙСКАЯ СИСТЕМА

Отложения кембрия в настоящее время известны к северу от Москвы — до Котласа и Хельсинки. Они относятся к нижней части нижнего отдела (алданский ярус — балтийская серия) и нижней части среднего отдела (амгинский ярус — тискреский, или ижорский, горизонт).

Преднижнекембрийский (предбалтийский) перерыв (14). Балтийская серия состоит из трех свит: ломопосовской, лантоваской и пиратаской. Ломоносовская свита начинается надляминаритовыми песчаниками и глинами мощностью от 15 до 60 *м*, лежащими с размывом на валдайских отложениях (Чернышева, 1968; Ильина и др., 1969).

А. А. Пропин (1969а), ссылаясь на работы Е. П. Брунс, Б. М. Келлера, Т. Н. Спижарского и собственный анализ многочисленных разрезов, считает, что в большинстве районов Восточноевропейской платформы на рубеже венда и кембрия (в основании балтийской серии) был перерыв в морском осадконакоплении, соответствующий геократической эпохе. Перерыв отчасти соответствует позднебайкальской (липалийской) тектонической эпохе.

Выше залегает без следов перерыва, лантоваская свита (горизонт синих глин) — зеленовато-серые, тонкослоистые глины с тонкими прослоями песчаников и алевролитов. Мощность до 150 *м* и более.

Верхняя свита балтийской серии — пиратасская (горизонт эофитоновых печаников) — на описываемой территории, по данным Б. А. Яковлева, не установлена. Абсолютный возраст балтийской серии от 539 до 560 млн лет.

Б. С. Соколов (1964б) на палеогеографической карте раннего кембрия (время отложений балтийской серии) показывает существенное различие в площадях распространения вендского и балтийского бассейнов. Общее погружение Балтийского щита открыло путь для кембрийской трансгрессии с запада. Значительно сократилась северо-западная суша. Крестецкий прогиб не проявлялся. Пачелмский прогиб перестал существовать. Украинско-Воронежский щит соединился с восточной сушей — Волго-Камским щитом и образовался единый Сарматский щит, захвативший Тимано-Печорскую область.

На палеогеологической карте предкембрийского времени, составленной А. А. Клевцовой (1970), показана громадная площадь части Сарматского щита, сложенная метаморфическими и кристаллическими породами нижнего протерозоя и архея. К северу и северо-западу от линии Калуга — Тула — Пачелма — Горький — Котельнич она обрамляется полосами волынских и различных толщ валдайских отложений: редкинских (гдовских), непейцинских (котлинских), поваровских. По контурам распространения различных толщ устанавливается поднятие в области нижнепротерозойских — архейских пород [1]. Карта показывает, что на большой площади на западе в предкембрийское и, очевидно, в кембрийское время размывались вендские породы, в юго-восточной части — метаморфизованные породы фундамента и верхнерифейские породы, сохранившиеся в авлакогенах, т. е. те же породы, что и в предвендское время.

Предсреднекембрийский (предижорский) перерыв (15). Среднекембрийские отложения представлены тискреским (ижорским) горизонтом, состоящим главным образом из светлых кварцевых песков. Они залегают с перерывом на лонтоваских синих глинах, в кровле которых Б. С. Соколов и Б. А. Яковлев отмечают следы интенсивного континентального выветривания — кора выветривания (белая и пестроцветная каолинитовая глина). Возможно, отсутствие эофитоновых слоев на данной терри-

[1] А. А. Клевцова принимает новую детальную стратиграфическую схему рифея и венда.

тории связано с предижорским размывом. В. В. Кирсанов считает, что здесь из разреза выпали отложения нижнего кембрия, содержащие трилобитовую фауну (аналоги ленского яруса). Таким образом, продолжительность перерыва была, очевидно, значительной.

Б. А. Яковлев в ижорской свите выделяет два цикла — комплекса, разделенных перерывом. Нижняя пачка нижнего комплекса сложена главным образом мелкозернистыми песчаниками мощностью около 30 *м*. Верхняя пачка состоит из тонкослоистых глин с прослоями алевролитов и имеет такую же мощность.

Предсреднеижорский перерыв (*16*). Верхний комплекс — цикл также состоит из двух пачек: нижней — песчаной, мощностью до 30 *м*, залегающей с размывом (в основании — конгломераты из нижележащих пород) и верхней — глинистой, мощностью 19—35 *м*.

В Пестовской скважине К. К. Хазанович (по данным Б. А. Яковлева) верхнюю глинистую пачку выделяет в пестовскую свиту верхнего кембрия. Б. С. Соколов (1964б) на карте среднего кембрия и ижорского времени показывает дальнейшее увеличение площади суши — Сарматский щит. Широтный ижорский бассейн, расположенный между Ленинградом и Москвой, замыкался у Котласа и был открыт на запад к Риге.

ОРДОВИКСКАЯ СИСТЕМА

Ордовикские отложения относятся к трем отделам. В нижнем отделе выделяются ярусы: тремадокский (пакерортский и леатский горизонты), аренигский (волховский и часть кундского) и лланвирнский. К среднему и верхнему ордовику относятся лландейский и карадокский ярусы. Ордовикские отложения известны, так же как и кембрийские, к северу от Москвы. Очертания суши и моря среднекембрийского времени сохранились и в ордовике. Перерывы в морском осадконакоплении на этой площади отмечаются в нижнем и верхнем отделе. Большая часть Русской платформы в ордовике была сушей (Алихова, 1968).

Преднижнеордовикский (*предпакерортский*) *перерыв* (*17*). Пакерортский горизонт, по данным С. М. Шика (1966) и Б. А. Яковлева (1971), состоит из обломочных песчаников, местами с конгломератами и галькой в основании (3—30 *м*) и глинами с диктионемовыми сланцами (до 50 *м*). Б. С. Соколов (1964б) и Н. Е. Чернышева (1968) отмечают, что пакерортский горизонт отделен резким и продолжительным перерывом от ижорских отложений

По данным Н. С. Ильиной, Д. Л. Фрухт и А. И. Шибалина (1969), перерыв охватил конец среднего и весь верхний кембрий (20—25 млн лет), что привело к разрушению значительной части среднекембрийских (ижорских) слоев, а, частично, и валдайских.

А. А. Пронин (1969а) связывает этот перерыв с салаирской тектонической эпохой каледонского цикла (она охватывает позднекембрийское время и тремадокский и аренигский века ордовикского периода). Продолжительность этой геократической эпохи на Русской платформе определяется до 50—55 млн лет.

Предлеатский перерыв (*18*). Леатский горизонт сложен кварцево-глауконитовым песчаником с прослоями глин, мощностью до 15 *м*. Б. С. Соколов указывает на перерыв между леатским и пакерортским горизонтами — диктионемовые сланцы в ряде мест (Ленинградская область) срезаны на несколько метров.

Общая мощность тремадокских отложений (пакерортский и леатский горизонты) около 80—100 *м* (Рыбинск, Любим).

Б. А. Яковлев объединяет пакерортский и леатский горизонты в нижнюю терригенную толщу ордовика.

Предаренигский (*предволховский*) *перерыв* (*19*). Б. С. Соколов (1964в) отмечает, что аренигские отложения залегают трансгрессивно,

в ряде случаев с полным уничтожением нижележащих пород, вплоть до ижорских слоев.

Отложения аренигского (нижний ордовик), лланвирнского, лландейльского и карадогского ярусов (средний ордовик) выделяются Б. А. Яковлевым в глинисто-карбонатную толщу ордовика, общей мощностью до 250 *м*. Следов перерывов между горизонтами не отмечается. Это — вторая мощная толща карбонатных отложений в стратиграфическом разрезе осадочного чехла Русской платформы.

К кукерскому и идаверскому горизонтам этой толщи приурочены прослои горючих сланцев — кукерситов.

Предверхнеордовикский (предмитинский) перерыв (20). Отложения, условно относимые к верхнему ордовику — нижнему силуру (?) — ярославская серия, были выделены Л. М. Бириной (1954 г.) в ряде скважин в северной части территории.

Нижняя, митинская, толща серии представлена песчаниками, алевролитами, глинами с прослоями доломитов и доломитизированных известняков с включениями ангидрита и барита. Толща лежит с размывом на разных горизонтах среднего ордовика, ее мощность около 70 *м*. Продолжительность перерыва довольно большая. Над митинской толщей без следов перерыва залегает нижневарлыгинская толща — микрозернистые известняки, доломиты, переслаивающиеся алевролитистые и песчаные доломиты, общей мощностью около 100 *м*.

Предверхневарлыгинский перерыв (*21*). Верхневарлыгинская толща залегает с размывом на нижележащих отложениях. В основании толщи — мелкозернистые песчаники, выше — карбонатные породы — доломиты с прожилками ангидрита и гипса. Общая мощность до 50—60 *м*.

После отложения осадков ярославской серии на описываемой территории был весьма длительный перерыв в осадконакоплении, охвативший силурийское и нижнедевонское время.

СИЛУРИЙСКАЯ СИСТЕМА

Силурийские отложения известны только по окраине Русской платформы: в Подолии, Белоруссии, в Прибалтике и на Тимане.

Общая мощность силурийских отложений в Прибалтике и Белоруссии (для терригенного типа разреза) достигает 960 *м*. Карбонатный тип разреза имеет значительно меньшую мощность — до 150 *м*. На юго-западе Русской платформы, в Подолии, мощность силурийской толщи более 250 *м*. Она сложена карбонатными породами, переходящими вверх по разрезу в терригенно-карбонатные и терригенные (Никифорова, 1968).

Б. С. Соколов на ряде палеогеографических карт силура показывает громадную сушу Фено-Сарматского материка к востоку от Таллина — Пскова — Минска до Азовского моря, низовьев Волги и Урала.

Предсилурийский и силурийский перерыв на Русской платформе А. А. Пронин относит к таконской тектонической (геократической) эпохе каледонского цикла.

ДЕВОНСКАЯ СИСТЕМА

На большей площади Русской платформы нет отложений нижнего девона (жединского и кобленцского ярусов). В скважине в Арчеде выделена казалинская свита, а восточней — ее аналог, краснокамская свита, относимые к нижнему девону.

М. А. Ржонсницкая (1968) для северо-западной части платформы указывает отложения нижнего девона (стонишкайская свита — жединский ярус и нижняя половина кемерской свиты — кобленцский ярус) и нижней части среднего девона — эйфельского яруса (верх кемерской

свиты). Потом был перерыв — отложения верхней части эйфельского яруса отсутствуют, выше лежит пярнуский горизонт живетского яруса.

По схеме МСК и схеме, приложенной к т. I «Геологического строения СССР» (Ржонсницкая, 1968), в Московской синеклизе нет отложений и нижней части среднего девона — эйфельского яруса. Разрез среднего девона начинается с живетского яруса. Однако за последние годы многие исследователи (А. И. Ляшенко, С. В. Тихомиров, Р. М. Пистрак и др.) стали считать, что эйфельский ярус существует. С. М. Шик (1966) относит к нему ряжскую, морсовскую и мосоловскую толщи. С. В. Тихомиров называет еще черноярскую и ольховскую толщи (до воробьевской свиты), т. е. к эйфельскому ярусу принадлежат пярнуский и наровский горизонты нижнего живета. А. И. Ляшенко, С. М. Аронова, И. Г. Гассанова и др. (1970) относят к эйфелю те же горизонты, но без ольховской толщи.

За последнее время появились факты, позволяющие допускать, что в Московской синеклизе существуют (вероятно, местами) нижнедевонские отложения. Л. М. Бирина (1954 г.) в скважине в Любиме между пярнуским горизонтом и ордовиком выделила пироговскую толщу (16 *м*), сложенную красноцветными глинами и песчаниками. Д. Н. Утехин (1972) считает, что, возможно, одновозрастные отложения, но другого типа вскрыты в скважине в Пошехонье, где пройдены две толщи доломитов с прослоями известняков и глин (по 70—80 *м*). По заключению В. И. Умновой, комплексы спор позволяют отнести нижнюю толщу к нижнедевонским отложениям, а верхнюю — к эйфельским (нижняя часть среднего девона). Таким образом, геологическая история территории в раннем девоне еще остается не вполне ясной.

С. В. Тихомиров (1967), анализируя ход осадконакопления в девонском разрезе, отмечает многочисленные перерывы разного масштаба. Описание перерывов в девоне здесь приводится главным образом по данным С. В. Тихомирова. Д. Н. Утехин (1971) в последней сводке по девону центральных областей указывает меньшее количество перерывов. Н. С. Ильина и др. (1969) о перерывах в девоне не упоминают.

В настоящей монографии принята стратиграфическая схема МСК, уточненная ГУЦР при составлении т. IV «Геологии СССР» (1971 г.). Описание разреза девона для центральных областей дается в основном по работе Д. Н. Утехина [1], а данные по восточным районам главным образом по работе А. И. Ляшенко, С. М. Ароновой, И. Г. Гассановой и др. (1970).

Продолжительность девонского периода определяется в 50—75 млн лет.

Преднижне (?) — *среднедевонский перерыв* (*22*). В связи с различными взглядами на стратиграфию девонских отложений продолжительность преддевонского перерыва на территории Московской синеклизы и прилегающих районов в настоящее время определяется по-разному.

Прежде чем перейти к установлению продолжительности перерывов по разным вариантам, целесообразно рассмотреть вопрос о том, какими породами была сложена поверхность в додевонское время.

Строение поверхности во время и в конце преддевонского перерыва, показано на двух картах: схематической палеогеологической карте Д. К. Андреева и В. В. Гиляровского, 1954 г. (рис. 5) и геологической карте преддевонской поверхности Б. А. Яковлева, 1971 г. (рис. 6). Карты разнятся по масштабу, детальности стратиграфии и количеству буровых скважин, учтенных при их составлении, но обе представляют большой и интересный материал для суждения о бывших на рассматриваемой территории условиях.

[1] В работах С. В. Тихомирова, Д. Н. Утехина, А. И. Ляшенко и др. изложена история изучения девонских отложений и упомянуты все предыдущие исследователи (Пистрак, 1950; Тихонович, 1951; Толстихина, 1952; Махлаев, 1964; и др.).

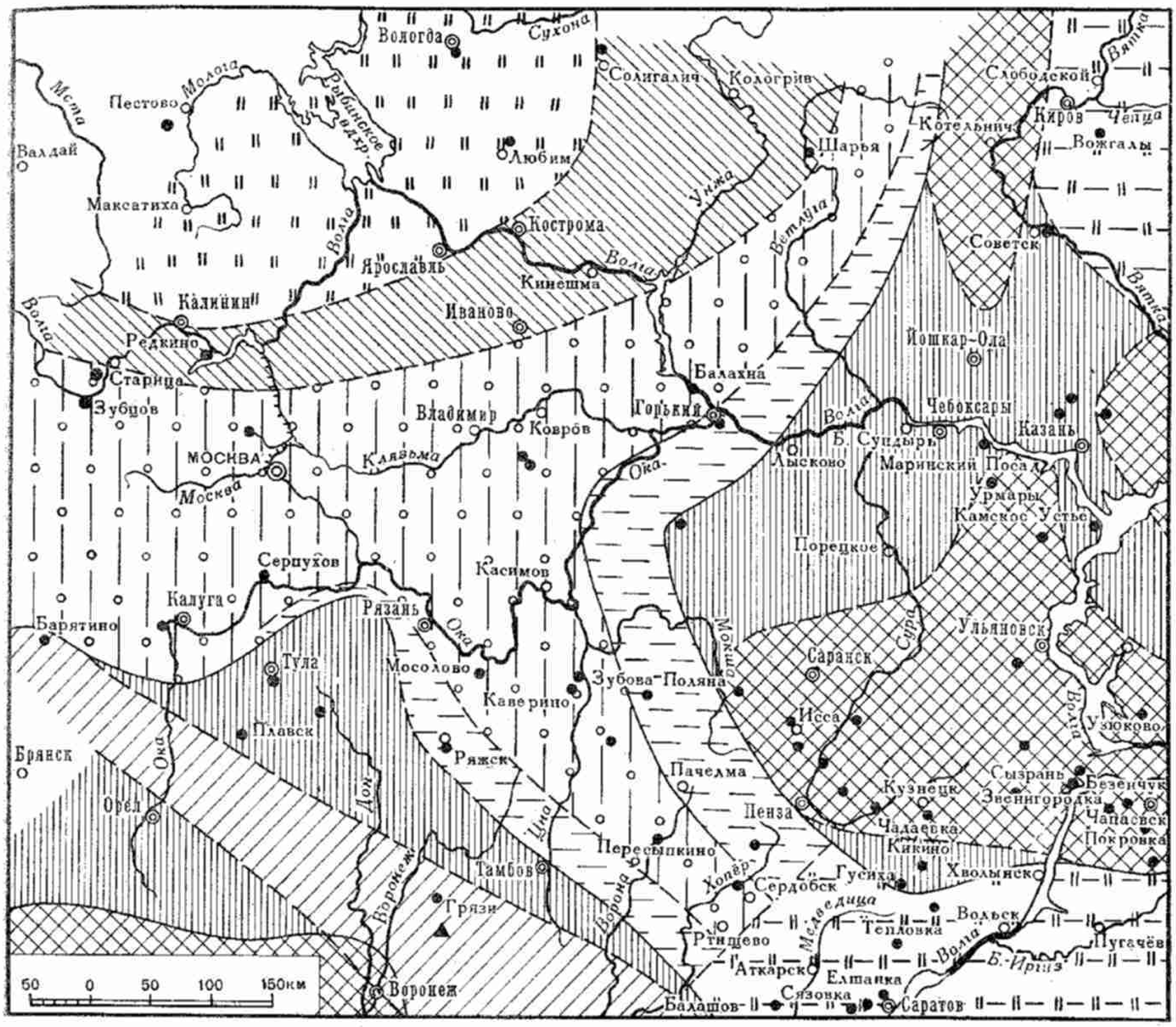


Рис. 5. Палеогеологическая карта центральных областей Русской платформы предниженеживетской поверхности (Андреев, Гиляровский, 1957)

1 — область отсутствия нижнеживетских отложений, где на архее или протерозое залегают более высокие горизонты девона; *2* — силур нерасчлененный; *3* — средний кембрий, ижорские слои; *4* — нижний кембрий, балтийский комплекс; *5* — нижний кембрий, валдайский комплекс; *6* — нерасчлененный нижний палеозой; *7* — протерозой; *8* — архей; *9* — скважины роторные, опорные и поисково-разведочные; *10* — скважины колонковые

На схематической карте Д. К. Андреева и В. В. Гиляровского хорошо видна синклинальная структура, выполненная нижнекембрийскими (балтийскими) и вендскими (валдайскими) отложениями. Центральная часть этой синклинали проходит от Сердобска — Ртищева, на северо-запад на Каверино — Мосолово — Рязань — это Саратово — Рязанский прогиб. С юго-запада и северо-востока от прогиба расположены громадные площади Воронежского и Ульяновско-Котельнического выступа, сложенные архейскими и протерозойскими породами.

Карта Б. А. Яковлева значительно детальнее предыдущей. Общий план поверхности сохраняется: есть синклиналь и два древних выступа. Однако контуры всех стратиграфических толщ значительно сложнее. Определение возраста одних и тех же отложений и индексация также отличаются. Так, например, на поверхности площади к югу и юго-востоку от Москвы, по Б. А. Яковлеву, они значительно древнее и относятся к редкинской и нижнеповаровской подсвитам валдайской серии венда.

Карта Б. А. Яковлева, составленная через 15 лет после предыдущей, более правдоподобна. На ней видно, что во время длительного перерыва на суше разрушались разнообразные осадочные и метаморфические

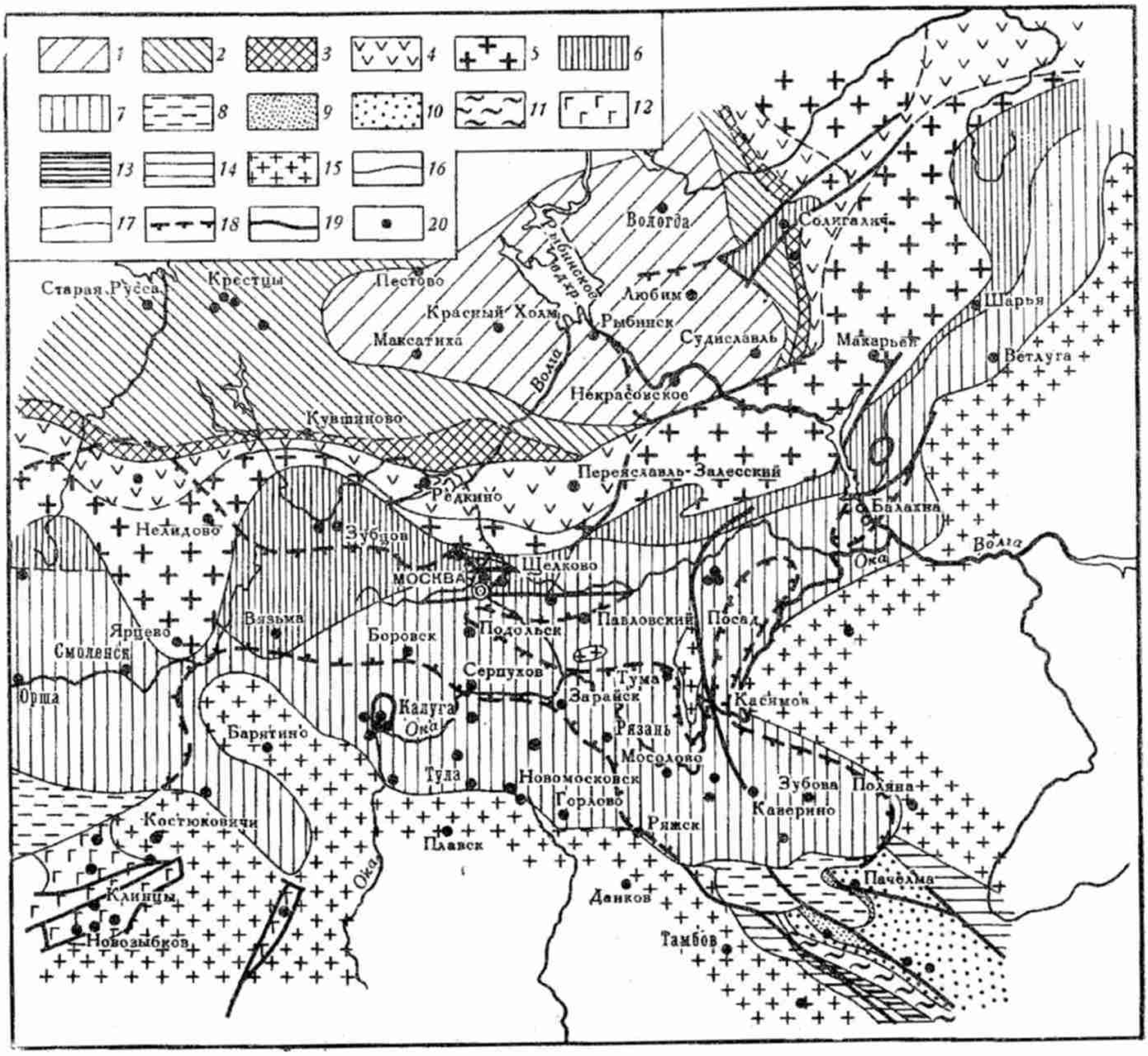


Рис. 6. Палеогеологическая карта центральных областей Русской платформы предде-вонской поверхности (Яковлев, 1971)

Ордовикская система: *1* — ярославская серия и верхний (?) ордовик, нерасчлененные; *2* — арепигский ярус и средний отдел, объединенные; *3* — тремадокский ярус. Кембрийская система: *4* — ижорская свита среднего — верхнего кембрия; *5* — балтийская серия. Верхний протерозой — вендский комплекс, валдайская серия: *6* — верхнеповаровская свита, *7* — редкинская свита и нижнеповаровская подсвита; *8* — волынская серия; пачелмская серия: *9* — красноозерская свита, *10* — воронская свита, *11* — веденяпинская свита. Рифей: *12* — рифей нерасчлененный; сердобская серия: *13* — пересыпкинская свита, *14* — каверинская свита; *15* — кристаллический фундамент; *16* — геологические границы; *17* — то же, предполагаемые; *18* — предполагаемая граница распространения волынской серии; *19* — линии тектонических контактов; *20* — скважины

породы. На севере (Старая Русса — Рыбинск — Любим — Вологда) это были главным образом карбонатные породы ордовика; южнее — песчано-глинистые породы среднего и нижнего кембрия; еще южнее — песчано-глинистые породы сначала верхнеповаровской свиты, а затем нижнеповаровской и редкинской свит валдайской серии венда. Отложения более древних волынской и пачелмской серии выходят на поверхность на самом юго-востоке, за Моршовым и Пачелмой и на юго-западе.

Из такого расположения слоев на палеогеологической карте более четко чем раньше выявляется общее падение слоев на северо-запад и оконтуривается южное крыло большого субширотного прогиба — бассейна, существовавшего в течение кембрия и ордовика (Вологда — Новгород — Псков и далее на запад за Калининград), примыкавшего в это время к северной части территории Московской синеклизы.

В кембрии, ордовике и отчасти в силуре материал поступал в этот бассейн с юга, востока и севера. Во время континентального силурийско-нижнедевонского перерыва снос с этой громадной суши (от Баренцова до Черного моря), очевидно, происходил и на восток и на запад в существовавшие тогда морские бассейны. Однако до настоящего времени какие-либо определенные данные о бывшей речной сети отсутствуют.

На поверхности находились и разрушались породы различной крепости (осадочные и кристаллические), что, несомненно, отражалось на выработке рельефа. Неизвестно в какой степени он был расчленен или пенепленизирован перед наступанием девонского моря. Карта палеорельефа нижнедевонского времени, по сведениям автора, не составлялась, хотя это сделать (в первом приближении) возможно.

Переходя к определению продолжительности преддевонского перерыва, следует учитывать разные варианты.

Первый вариант — признается существование в центральных областях платформы нижнедевонских отложений. В таком случае продолжительность перерыва определяется тем, что по всем палеогеографическим построениям (Атлас..., 1960; Никифорова, 1968) силурийские морские бассейны существовали на западе платформы, а в центральные районы не распространялись. В этих районах в течение силура, т. е. 30 млн. лет, были континентальные условия.

Второй вариант — признается существование в центральных областях только эйфельских отложений среднего девона (как самых нижних). Следовательно, к 30 млн лет продолжительности силура прибавляется еще (условно) 15—20 млн лет продолжительности нижнего девона. Общая длительность преддевонского перерыва возрастает до 50 млн лет.

Наконец, третий вариант — разрез девона в центральных областях начинается (по схеме МСК) со второй половины среднего девона — живетского яруса. В таком случае интервал континентального перерыва увеличивается еще на 5—10 млн лет и достигает 55—60 млн лет.

Следует подчеркнуть, что приведенные расчеты с большей вероятностью могут относиться, например, к территории района Москвы. На северо-западе платформы, где довольно устойчиво существовали кембрийские, ордовикские, силурийские бассейны, длительность пред-нижне- и среднедевонского перерывов была значительно меньшая. К югу и востоку от Москвы, наоборот, предсреднедевонский перерыв мог быть еще более значительным.

На большей части Русской платформы, по данным палеогеографических карт, не было ордовикских и верхнекембрийских морских отложений и, следовательно, существовали континентальные условия в течение примерно еще 65—70 млн лет.

Таким образом, общая продолжительность континентального перерыва для большей территории платформы достигает 120—130 млн лет.

А. А. Пронина (1969а) на границе каледонского и герцинского больших циклов тектонической истории Земли выделяет позднекаледонскую (пред- и раннедевонскую) тектоническую эпоху.

Живетский ярус

Отложения живетского яруса по схеме МСК составляют верхнюю часть среднего девона и относятся к трем горизонтам — пярнускому, наровскому и старооскольскому, разделяемым на несколько подгоризонтов — толщ-слоев.

Как уже указывалось, А. И. Ляшенко и др. (1970) пярнуский и паровский горизонты относят к эйфелю. Для Волго-Уральской области они дают несколько стратиграфических схем — типов разреза. В западных районах здесь выделяются: ряжский, морсовский, мосоловский, черно

ярский горизонты (центрально-русский тип); в центральных районах — пономаревский, алябьевский, садокский, черноярский и в восточных районах — такатинский, кальцеоловый, бийский и афонинский. Все горизонты довольно хорошо сопоставляются между собой, что позволяет выявить признаки перерывов на большой площади.

Предпярнуский перерыв (*23*). К пярнускому горизонту относятся новобасовские и ряжские слои. Новобасовские пески и пестроцветные глины залегают с большим размывом на нижележащих отложениях, часто на ламинаритовых слоях валдайской серии венда и иногда на кристаллическом фундаменте (к югу от Тулы). В Любимской скважине в песках, отнесенных Л. М. Бириной к пярнускому горизонту, встречены обуглепные растительные остатки.

Вопрос о продолжительности предпярнуского (предсреднедевонского) перерыва был только что разобран выше для большей части платформы.

Предряжский перерыв (*24*). На новобасовских слоях залегает серая толща, преимущественно песчаная, в основании — крупнозернистый песчаник с гравелитом, выше — мелкозернистые пески (ряжские слои?). Толща лежит трансгрессивно, иногда на нижнекембрийских породах. Продолжительность перерыва определить трудно, он был различный на разных площадях. Местами он соединялся с предыдущим перерывом.

На востоке платформы в основании толщ — возможных аналогов ряжской толщи — местами имеются гравелиты, следы корневой системы растений и илоедов.

Преднижненаровский (*нижнеморсовский*) *перерыв* (*25*). С. В. Тихомиров в основании нижненаровского подгоризонта (нижнеморсовских слоев) указывает крупнозернистый песчаник, залегающий с размывом на нижележащих отложениях, иногда вплоть до ордовика (Редкино). Продолжительность перерыва в таком случае могла быть большей — 1—2 млн лет.

Д. Н. Утехин в основании толщи указывает глинисто-доломитовые мергели мощностью до 20 *м*, а перерыва не отмечает. Выше залегает мощная (до 60 *м*) толща соли, над которой лежат доломиты и ангидриты (10—15 *м*). Соленосная толща вскрыта сначала глубокой скважиной к югу от Тулы (Бурова, 1956), а потом прослежена на громадной площади Подмосковного бассейна (Никитин, 1961). На литологической карте морсовской толщи, составленной Д. Н. Утехиным (рис 7), видно, что к югу и к северу она переходит в толщу доломитов, доломитовых мергелей с ангидритом и гипсом. С юго-востока на северо-запад (от Бобрика Донского до Нелидова) соляная залежь простирается на 500 *км*. Ширина полосы изменяется до 100 до 200 *км*. Накопление мощной толщи соли, впервые встреченной в Московской синеклизе за всю геологическую историю, отражает своеобразные палеогеографические условия, ранее на этой территории не существовавшие.

Н. М. Страхов детально проанализировал палеогеографические и геохимические условия образования соленосной толщи и пришел к выводу, что «сульфатно-карбонатная формация Московской синеклизы возникла в огромном и прогрессивно увеличивающемся заливе, связанным с открытым морем относительно нешироким проливом» (Страхов, 1962, стр. 294). Н. М. Страхов относит этот залив к типу Кара-Богаз-Гола. Поступание солей и воды в залив осуществлялось через Рязано-Пачелмский пролив из моря восточной части платформы.

В настоящее время соль добывается в растворенном виде скважинами для Новомосковского химкомбината.

Верхнеморсовская толща (50—75 *м*) залегает без перерыва, она сложена чередованием глинистых доломитов с прослоями известняков и глин.

С. В. Тихомиров отмечает присутствие ангидритов, главным образом, в нижней части и следы небольшого размыва над ними (26а).

В восточных районах в основании III пачки алябьевского горизонта

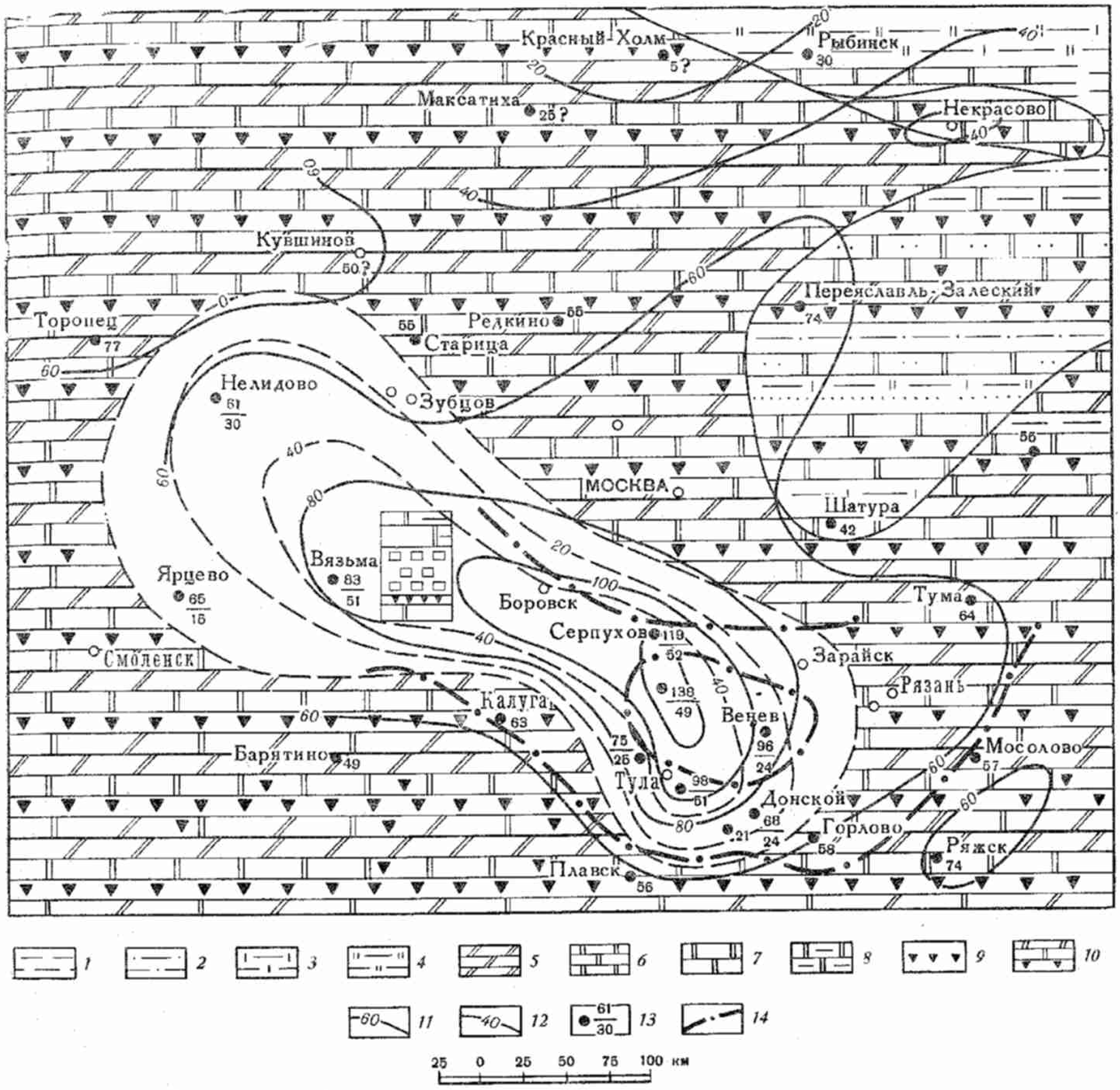


Рис. 7. Литологическая карта морсовской соленосной толщи нижненаровского подгоризонта живетского яруса (Утехин, 1968)

1 — глины; *2* — глины алевритовые; *3* — глины известняковые; *4* — глины доломитовые; *5* — мергели доломитовые с прослоями доломитов и глин; *6* — доломиты; *7* — доломиты песчанистые; *8* — доломиты глинистые; *9* — ангидриты и гипсы; *10* — чередование пород; *11* — изопахиты подгоризонта; *12* — изопахиты соляной залежи; *13* — скважины [числитель — мощность подгоризонта (*м*), знаменатель — мощность соли (*м*)]; *14* — изопахиты гипсовой нижней озерско-хованской толщи C_1 (Никитин, 1961); внешняя — 0 *м*, внутренняя — 24 *м*

(сопоставляемой с верхнеморсовской толщей) имеются следы перерыва — растительные остатки и железистые оолиты.

Предмосоловский перерыв (*26*). Мосоловская толща (низ верхненаровского подгоризонта) сложена главным образом глинистыми известняками, линзовидными, часто с конкреционной или брекчиевидной текстурой, местами доломитизированными, с прослоями мергелей и глин. Ее мощность достигает 75 *м*.

С. К. Нечитайло, П. С. Хохлов и др. (1957) отмечают в Каверино в основании толщи известняковый конгломерат, а выше — резкую смену фауны. С. В. Тихомиров указывает в этой толще несколько незначительных и неповсеместных перерывов (условно 26а, 26б) и отмечает, что в дальнейшем это позволит установить более дробные стратиграфические разделения. В Касимовской скважине в глинах нижней части отмечены обугленные растительные остатки.

В районе Калуги к мосоловской толще относится толща нарушенных и перемятых пород (доломитов, мергелей, известняков, изверженных и метаморфических пород). Эти необычайные образования связаны с резкими локальными дислокациями в кристаллическом фундаменте и в нижних горизонтах осадочного чехла. Их строением и условиями залегания вышележащих отложений в районе Калужского купола занимались многие исследователи (Утехин, 1944; Завидонова, 1951; Грайзер, 1951; Тихомиров, 1953, 1960; и др.).

Открытие калужских дислокаций и обнаружение следов вулканической деятельности, в конце силура — начале девона резко изменили наши представления о якобы спокойном тектоническом режиме в девоне на Русской платформе [1].

На востоке по данным А. И. Ляшенко и др. (1970), среди карбонатных отложений садокского горизонта (аналог мосоловской толщи) в основании VI пачки встречены гравелиты и песчаники.

Предчерноярский перерыв (27). Карбонатно-глинистые черноярские отложения (верх верхненаровского подгоризонта), по данным С. В. Тихомирова, отделены от подстилающих поверхностью размыва, которая прослеживается на площади Московской синеклизы. Мощность отложений — до 30—50 *м*. Как выражена эта поверхность размыва у С. В. Тихомирова не указано, но резкой смены характера осадков не отмечено. Широкое распространение поверхности размыва свидетельствует о том, что перерыв был более значительный, чем в нижележащих мосоловских отложениях. В Ярцеве черноярская толща представлена преимущественно алевролитами, в которых встречены обугленные растительные остатки [2].

Мосоловская толща в Калужском районе покрывается глинами, глинистыми известняками с прослоями доломитов, выделенными С. В. Тихомировым в особые «калужские слои». Отмечая недостаточную изученность «калужских слоев», Д. Н. Утехин считает возможным сопоставлять их с черноярской толщей.

В. Н. Тихий (1964) считает, что в среднем девоне вновь начала прогибаться Московская синеклиза, но она открывалась не к западу, а к востоку. Большая единая суша силурийского времени распалась на ряд участков. Московская синеклиза ограничивалась с востока меридиональным Ульяновско-Котельническим сводом, а с юга и юго-запада — Воронежским и Белорусским сводами.

В. Н. Тихий указывает, что в живетское время было несколько трансгрессий, наиболее широкая — мосоловско-черноярская. Отмечается также ритмичная смена фациального состава отложений этого возраста. Каждой фазе трансгрессии моря предшествовали осушение и размыв.

Предстарооскольский (предворобьевский) перерыв (28). Воробьевские слои относятся к основанию старооскольского горизонта. Они представле-

[1] Н. С. Ильина, Д. Л. Фрухт и А. И. Шибалина (1969) сделали интересное, но совершенно неясное сообщение о том, что ими в разрезе Чухломской скважины «в ряжско-мосоловских отложениях были встречены порфириты и базальты», и далее, «в аналогичных отложениях (разрядка наша.— *В. Я.*) из разреза скважины Солигалича Л. М. Бириной в 1953 г. обнаружены базальты с включением перекристаллизованного вулканического стекла» (Ильина и др., стр. 109). Отсутствие указания о точной стратиграфической приуроченности находок и их форме лишает возможности использовать эти интересные факты для уточнения обстановки осадконакопления в отдельные этапы «ряжско-мосоловского» времени.

[2] Отложения, относящиеся к черноярскому горизонту, были П. А. Меняйленко названы «сердобскими», однако такое название ранее было дано Н. Е. Постниковой комплексу отложений верхнего рифея. А. И. Ляшенко в 1959 г. заменил название «сердобский горизонт» для девонской толщи на «черноярский горизонт» (Тихомиров, 1967).

С. В. Тихомиров считает, что черноярская толща лежит над калужскими слоями и покрывается песчано-глинистой ольховской толщей. Эти две толщи объединяются в афонинский надгоризонт. По Д. Н. Утехину, ольховская толща включается в воробьевские слои.

ны песчаниками, иногда с глауконитом, алевролитами, алевролитовыми глинами, общей мощностью до 40 *м*, залегающими в ряде мест, по С. В. Тихомирову, со значительным разрывом. Продолжительность перерыва довольно значительная, но проявляется не повсеместно [1].

С. В. Тихомиров (1967) при описании ольховского горизонта (лежащего ниже воробьевских слоев) отмечает, что в восточной части главного девонского поля на нижнетартуских отложениях, включающих ольховские слои, залегает изменчивой мощности толща белых песков с прослоями глин (ящерские слои, по Л. Б. Рухину), в которых встречаются окремнелые стволы растений.

В песках сохранилась косая слоистость аллювиального типа. С. В. Тихомиров считает, что эти отложения представляют собой кору выветривания, развивавшуюся на аркозовых песках нижнетартуских слоев. Это, несомненно, следы континентального перерыва. Относится ли он к предворобьевскому времени или был самостоятельным, решить трудно из-за расхождения взглядов на стратиграфию этого отрезка разреза.

В воробьевских слоях в Любимской скважине встречены крупные обрывки обугленных растений.

А. И. Ляшенко, С. М. Аронова, И. Г. Гассанова и др. (1970) отмечают, что на многих площадях на востоке платформы черноярская толща подвергалась значительному размыву в предстарооскольский перерыв. Отложения описанных выше пярнусского и паровского горизонтов на востоке платформы (включая черноярские слои) обычно не распространялись на сводовые поднятия, которые, очевидно, представляли участки суши.

В районе Пермско-Башкирского свода А. И. Ляшенко и др. указывают мощность отложений всего в 7 *м* и полагают, что они являются корой выветривания, образовавшейся на «эйфельских» отложениях в предстарооскольский перерыв.

Лежащие на воробьевских ардатовские слои состоят главным образом из коричневых и серых глин с прослоями горизонтально-слоистых алевролитов и косослоистых песчаников общей мощностью до 60 *м*.

В скважине у Красного Холма в нижней части ардатовских слоев отмечены тонкие прослои бурого угля — это первое указание на накопление органического вещества в виде бурого угля на данной территории за все послепротерозойское время, свидетельствующее о перерыве (28а) морского осадконакопления и существование континентальных условий на каких-то площадях в раннеардатовское время. Растительные остатки отмечены также в некоторых районах Волго-Уральской области.

Более определенные указания на этот перерыв (28а) имеются в северной части Волго-Уральской области, где воробьевские слои сохранились только отдельными останцами.

Предмуллинский перерыв (29). Над ардатовской толщей лежат песчано-глинистые породы (до 14 *м*) муллинской (или ястребовской, или нижненарышевской) толщи. С. В. Тихомиров отмечает в основании их размыв нижележащих ардатовских слоев, иногда довольно значительный. В Кировской области муллинские слои, возможно, залегают на фундаменте.

В Волго-Уральской области значительную часть разреза слагают местами известняки, местами песчаные породы. В некоторых скважинах в глинистых породах обнаружен обуглившийся растительный детрит и

[1] С. В. Тихомиров, А. И. Ляшенко и др. черноярскими слоями заканчивают эйфельский ярус и, таким образом, предворобьевский перерыв по их схеме является «предживетским». Воробьевские слои они не включают в старооскольский горизонт, принимая его в более узком объеме, соответствующем только ардатовским слоям схемы МСК и ГУЦР.

иногда прослойки угля (скважина в Кажиме). На Пермско-Башкирском своде в средней части горизонта встречены прослои туффитов. По данным А. И. Ляшенко и др., в Бирской седловине муллинские отложения ложатся большей частью согласно на ардатовские, реже трансгрессивно перекрывают эйфельские и иногда протерозойские. Муллинскими слоями заканчивается разрез живетского яруса среднего девона.

Франский ярус

Выделяются два подъяруса, соответствующие циклам седиментации. Нижнефранский подъярус включает нижнещигровскую подсвиту (пашийский и кыновский горизонты), верхнещигровскую подсвиту (саргаевский горизонт) и семилукский горизонт. К верхнефранскому подъярусу относятся бурегский горизонт (петинские-алатырские слои), воронежский, евлановский и ливенский горизонты.

Преднижнефранский (преднижнещигровский) перерыв (30). Песчано-алевритовые и глинистые породы нижнещигровской подсвиты залегают, по С. В. Тихомирову, с небольшим размывом. В Рязани — в основании крупнозернистый песчаник и полуокатанные обломки сидерита из подстилающих отложений. Песчаные породы преобладают в нижней части подсвиты.

В. Н. Тихий отмечает, что в результате регрессии в конце живетского века огромное пространство платформы от Тимана до Нижнего Поволжья подвергалось размыву. В ряде районов происходило образование коры выветривания, оолитов, гематита и красноцветов. В разных частях подсвиты встречены обугленные растительные остатки — папоротники и псилофиты (Нечитайло, и др. 1957).

С. К. Нечитайло и др. указывают, что нижнещигровская подсвита состоит из двух циклов, каждый из которых начинается серыми песчаниками, а заканчивается красноцветными отложениями.

В Солигаличской скважине встречен пласт туфобрекчии — свидетельство бывшей вулканической деятельности в этом районе.

С. В. Тихомиров в западных районах платформы сопоставляет подсвиту с двумя горизонтами: гауйским (нижний цикл?) и старицким, состоящим также из песчано-глинистых отложений. Общая мощность подсвиты 80—100 *м*. По схеме ГУЦР нижнещигровская подсвита (швентопский горизонт) состоит из двух горизонтов: пашийского и кыновского. Следовательно, перерыв может быть назван также «предпашийским».

По данным А. И. Ляшенко и др., пашийские (отрадненские) отложения в Волго-Уральской области ложатся на различные размытые слои муллинского горизонта. Местами верхи этого горизонта представлены выветрелыми породами мощностью до 4 *м* (брекчеевидная, сидерит-шамозитовая порода, оолитовый бурый железняк, остатки корневой системы).

Предстарицкий (предверхнекыновский?) перерыв (31). Старицкие отложения западных районов платформы С. В. Тихомиров сопоставляет с верхнекыновским подгоризонтом (арчединские и кикинские слои) восточных районов. А. И. Ляшенко и др. арчединские и кыновские слои относят к тиманскому подгоризонту, который сопоставляется с верхней частью нижнекыновского и верхнекыновским подгоризонтом унифицированной схемы.

Лежащий под старицким горизонтом (на западе) гауйский горизонт, по С. В. Тихомирову, сопоставляется (на востоке) со среднекыновским (костычевским) и нижнекыновским (гайнинским) горизонтами и, возможно, с пашийским горизонтом. А. И. Ляшенко включает гайнинский горизонт в состав пашийского. Существующие неясности в определении объемов отдельных горизонтов и их сопоставлении в разных районах вызывают трудности в определении времени послепашийских перерывов.

По данным С. В. Тихомирова, на Плетеневском куполе Калужского поднятия и на Токмовском своде предстарицкий размыв достигает 30 *м*, он уничтожил весь гаурский горизонт. В Вязьме в средней части нижнещигровской подсвиты (старицкий горизонт?) встречен прослой бурого угля (до 0,35 *м*), что также свидетельствует о перерыве (31а) на некоторых площадях.

На востоке (Чистополь и др.) отложения тиманского (аналог старицкого?) горизонта лежат с большим размывом на живетских отложениях. В районе Кукмара, Уни и др. тиманский горизонт на поднятиях лежит на коре выветривания архейских пород, а в пониженных участках — на размытых отложениях живетского и эйфельского ярусов.

Кора выветривания встречена на пашийских отложениях на Бугровской площади.

Предверхнещигровский (предсаргаевский) перерыв (32). В основании верхнещигровской подсвиты (саргаевский горизонт) почти везде лежат известняковые песчаники, песчанистые мергели и известняки. Местами (Мосолово, Солигалич и др.) имеется маломощный слой мелкогалечного известнякового конгломерата (Нечитайло и др., 1957). Л. М. Бирина отмечает такой же конгломерат с остатками брахиопод (каких — не указано) в разрезе Любимской скважины и следы выветривания в пестроцветных пятнистых глинах в кровле нижнещигровской свиты. В нижней половине верхнещигровской подсвиты преобладают глинистые известняки, в верхней — более часты пятнистодоломитизированные известняки. Общая мощность 50—60 *м*.

С. В. Тихомиров выделяет в саргаевском горизонте новоспасские (10 *м*), чудово-снетогорские (30 *м*) и дубниковские (20 *м*) слои. Между пачками слоев отмечаются местами следы перерыва (32а, 32б).

В. П. Тихий (1964) считает, что с начала франского века наступил новый этап развития Русской платформы — опускание, морские трансгрессии и регрессии. Образуется мощная толща карбонатных осадков (начиная с саргаевского горизонта). Терригенные осадки прибрежной равнины продолжали образовываться лишь по окраинам суши.

Отложения саргаевского горизонта являются хорошим маркирующим репером в девоне Русской платформы. На востоке он представлен глинисто-карбонатными и карбонатными породами. По данным А. И. Ляшенко и др., на погребенных сводах отложения горизонта лежат на размытой поверхности кристаллического фундамента, а в прогибах — на разных частях тиманского (верхнекыновского) горизонта.

Предсемилукский (предрудкинский) перерыв (33). В семилукском горизонте выделяются рудкинские (нижнесемилукские) и мендымские (верхнесемилукские) слои.

Семилукский горизонт, по Д. П. Утехину и С. В. Тихомирову, соответствует верхнешелонским, свинордским, ильменским и бурегским слоям на западе и доманиковой свите в Приуралье. Однако по схеме МСК и схеме, приведенной в т. I «Геологического строения СССР» (1968), бурегский горизонт лежит выше семилукского и относится к верхнефранскому подъярусу. С бурегским горизонтом сопоставляются мендымские, а по схеме МСК также петинские и алатырские слои. Д. Н. Утехин и С. В. Тихомиров петинские слои отделяют от мендымских и помещают их выше.

А. И. Ляшенко выделяет среднефранский подъярус, включающий доманиковый горизонт, сопоставляемый с рудкинским, собственно мендымский горизонт сопоставляется с семилукским и марьинский с алатырским. Некоторые различия в объеме и границах отдельных толщ в разных районах платформы затрудняют прослеживание поверхностей перерывов.

Как уже указывалось, в нижней части семилукского горизонта выделяются рудкинские слои (или горизонт). Рудкинские слои состоят из

чередующихся темно-серых известняков, мергелей, глин. Встречаются прослоечки битуминозных сланцев. Общая мощность до 40 *м*. Эти слои соответствуют доманиковому горизонту на востоке платформы. Местами в их основании имеются мелкогалечные известняковые конгломераты.

С. В. Тихомиров отмечает размыв поверхности верхнещигровских известняков — неглубокие впадины (до 50 *см*), заполненные органическим детритом.

На сводах в Волго-Уральской области размывом уничтожена верхняя часть саргаевских отложений, или они полностью отсутствуют.

Отмечается резкое изменение состава фауны. Продолжительность перерыва неопределенна.

Предмендымский перерыв (34). Мендымские слои (верхняя часть семилукского горизонта) представлены также переслаивающимися карбонатными породами (до 25 *м*), аналогичными рудкинским.

С. В. Тихомиров указывает на повсеместное распространение в основании слоев гравелита гальки известняков. Характер перерыва и его продолжительность неясны.

А. И. Ляшенко отмечает размыв нижележащих рудкинских слоев в южных районах Доно-Медведицкой впадины, на севере Волго-Уральской области, на Жигулевском и Башкирском сводах.

Предзерхнефранский (предпетинский) перерыв (35). В Центральном девонском поле нижняя часть бурегского горизонта — петинские слои — грубозернистые песчаники с косой слоистостью «типа потоков» резко сменяют глинисто-карбонатные отложения нижележащего мендымского горизонта. В них встречаются прослои углистых сланцев и углей. В других районах песчано-глинистым отложениям соответствует глинисто-карбонатная алатырская толща. В Припятском прогибе в ряде мест на востоке они залегают с ясным (глубоким, по С. В. Тихомирову) размывом на подстилающих отложениях. Мощность петинских слоев достигает 20 м.

Размыв мендымских слоев отмечен на приподнятых частях ряда сводов Волго-Уральской области. В Казанско-Кировском прогибе мендымские отложения размыты, и в районе пос. Сырьян в ряде скважин на рудкинских (доманиковых) отложениях обнаружена кора выветривания мощностью 1 *м*.

Преднижневоронежский перерыв (36). В основании нижневоронежского подгоризонта, сложенного глинами, мергелями и известняками, отмечается известняковый конгломерат — гравелит — следы небольшого перерыва.

По данным В. Н. Тихого, на востоке платформы размывы повторялись в течение всего воронежского времени. Местами (Казанский район) длительно существовали участки суши с обильной растительностью, служившей материалом для образования пластов угля.

С. В. Тихомиров в верхней части нижневоронежского подгоризонта у Семилук отмечает прослои глин с железистыми оолитами. На Башкирском куполе терригенные отложения орловской свиты (воронежский подгоризонт) залегают на размытой поверхности мендымских, рудкинских и верхнепротерозойских отложений.

Верхневоронежский подгоризонт, евланский и ливенский горизонты представлены мергелями и известняками с прослоями глин. С. В. Тихомиров в средней части евлановско-ливанских слоев указывает прослои косослоистых песков (до 0,4 *м*) и растительные остатки.

Фаменский ярус

Выделяются два подъяруса: к нижнефаменскому подъярусу относятся задонский и елецкий горизонты, верхнефаменский состоит из лебедянского и данковского горизонтов.

Преднижнефаменский (предзадонский) перерыв (37). Задонский горизонт представлен известняком с прослоями мергелей и глин. Общая мощность до 50 *м*.

По С. В. Тихомирову, задонские отложения залегают с размывом на нижележащих, но амплитуда размыва не указывается. Местами в основании горизонта имеется ракушечник (до 10 *см*), а у Русского Брода на размытой поверхности залегают оолитовый бурый железняк (до 1,5 *м*) и глины с железистыми оолитами. Д. В. Наливкин (1953) подчеркивал значение железистых оолитов, как показателя перерыва в осадконакоплении.

Вышележащий елецкий горизонт сложен известняками общей мощностью до 80 *м*.

На востоке А. И. Ляшенко и др. в Старцевской опорной скважине в верхней части верхнефранских отложений отмечают доломитизацию, прослои известняков со следами выветривания, известняковую конгломератобрекчию. В Опарино в предзадонский перерыв размыты верхняя часть франского яруса (евлановские и ливенские слои) и отчасти воронежские отложения. На некоторых площадях Татарского свода размыты не только верхнефранские отложения, но и часть нижнефранских (мендымские слои). Вероятно, на ряде сводовых поднятий в фаменское время морского осадконакопления не было.

В районе Балаковской вершины Жигулевско-Оренбургского свода фаменские отложения залегают на размытой поверхности живетских, эйфельских, верхнепротерозойских и архейских образований.

Предверхнефаменский (предлебедянский) перерыв (38). Нижняя часть лебедянского горизонта в районе Богородицка — Плавска сложена желтовато-серыми известняками и доломитами (до 15 *м*). Д. Н. Утехин отмечает прослои «автохтонных конгломератов», известняковые и глинистые пиритизированные гальки. С. В. Тихомиров указывает, что имеется поверхность размыва (в Орле и других местах), на которой лежит тонкий слой (5 *см*) обломочного известняка. Небольшой размыв в основании прослеживается в западных и северо-западных районах. Характер и продолжительность перерыва неясны.

Верхняя часть горизонта также сложена доломитизированными известняками, переходящими выше в доломиты и глинистые доломиты, встречаются кавернозные известняки — дедоломиты (до 15 *м*). В районе Барятино — Смоленск в верхней части наблюдаются прослои и гнезда гипса. В Ряжске и в других пунктах, кроме прослоев гипса, есть включения ангидрита и флюорита. В Тутаеве встречены прослои алевритовых глин и кварцевых песков, есть углистые включения. Общая мощность горизонта в районе Москвы до 50 *м*.

На востоке данково-лебедянское отложения большей частью не расчленяются и в них не выделяются отдельные толщи — слои, известные в центральных районах платформы.

Верхнефаменским отложениям на востоке несколько условно соответствует толща глинистых известняков и доломитов, называемая «толщей фаменского репера» и имеющая специфическую геоэлектрическую характеристику. Верхняя граница «репера», соответствует границе с озерско-хованскими слоями и границе между девоном и карбоном по схеме 1960 г.

Предданковский (предмценский) перерыв (39). Мценская толща является нижней частью данковского горизонта. Она сложена доломитами, доломитизированными известняками, часто кавернозными, мощность 5—10 *м*. Наблюдается резкая смена фауны (Махлаев, 1964).

С. В. Тихомиров отмечает размыв в основании мценских слоев и прослой ракушечника. Однако ракушечник мог образоваться морскими течениями. Существование этого перерыва требует дополнительных доказательств.

Вышележащая киселево-никольская толща залегает без признаков перерыва, представлена преимущественно доломитами с редкими прослоями доломитизированных известняков. В основании часто залегает слой строматолитов до 0,5 *м* (Махлаев, 1964). Общая мощность 16—30 *м*.

Предтургеневский перерыв (40). В районе г. Орла верхняя часть киселево-никольской толщи и нижняя тургеневской представлены преимущественно песчаными породами, носящими название «орловско-сабуровской толщи». Местами толща состоит из своеобразных обломочных доломитов, реже — известняков с прослоями и гнездами песков из окатанных зерен кварца; в основании — прослои доломита с линзами железистых оолитов. Мощность 2—5 *м*.

Это было время наибольшего обмеления и перерыва в морском осадконакоплении в разных районах в верхней половине верхнего фамена. Толща является хорошим репером для сопоставления разрезов в разных районах.

Тургеневская толща состоит преимущественно из тонкослоистых доломитов, реже доломитизированных известняков, прослоев глин, мергелей, редко включений гипса и целестина. В нижней части встречаются строматолитовые и серпуловые известняки, кварцевые и известковистые песчаники. Мощность толщи 25—30 *м*, залегает она с размывом на киселево-никольских слоях.

Выпележащая кудеяровская толща представлена темно-серыми доломитами и доломитизированными известняками и гнездами кальцита, иногда гипса, мощность до 12 *м*.

Общая мощность данковского горизонта колеблется от 60—70 до 95—105 *м* (г. Серпухов).

На этом кончается разрез девонских отложений. Ранее к кудеяровской толще относили гипсоносные отложения мощностью до 50 *м*, которые теперь включены в состав озерских отложений. Последние вместе с хованскими входят в заволжский горизонт турнейского яруса нижнего карбона и по их подошве проводится граница девона и карбона.

В. А. Калюжный (1964) на южном Тимане отметил следующие перерывы и коры выветривания в девоне между: 1) рифей-кембрийским осадочным метаморфизованным комплексом и эйфельскими отложениями, 2) эйфельскими и живетскими, 3) живетскими и франскими и 4) фаменскими и визейскими [1].

КАМЕННОУГОЛЬНАЯ СИСТЕМА

Каменноугольные отложения на Русской платформе относятся к нижнему (турнейский, визейский и намюрский ярусы), среднему (башкирский и московский ярусы) и верхнему (гжельский и оренбургский ярусы) отделам. При участии многих геологов стратиграфия, литология и палеогеография этих отложений изучены очень детально, выделены многочисленные горизонты и толщи, имеющие иногда мощность только в несколько метров (см. рис. 3).

Различные стратиграфические схемы и дискуссионные вопросы изложены в работе автора «История изучения каменноугольных отложений и углей Подмосковного бассейна» (Яблоков, 1967). Характеристика осадконакопления в каменноугольное время подробно изложена в докладах на первом семинаре по результатам глубокого бурения на Русской платформе, проведенном Комиссией по осадочным породам при ОГГГ АН СССР в 1967 г. — по Московской синеклизе (Осипова и др., 1971), по территории КМА (Хожаинов, 1971), по центральным и восточным районам Русской платформы (Рыжова, Котельникова, 1971).

[1] Перерывы разного масштаба в девоне Саяно-Алтайской области описал В. И. Краснов (1967).

В работе А. А. Рыжовой, Т. В. Бывшевой, В. С. Губаревой и др. (1970) дана обстоятельная литолого-фациальная характеристика каменноугольных отложений Волго-Уральской области.

В коллективной монографии «Геология СССР», т. IV (1971 г.) в статьях Л. М. Бириной и Л. С. Сорской (турне), К. К. Рождественской (нижний визе), Е. В. Фоминой (верхний визе и намюр), Е. М. Шик (башкирский и московский ярусы) и С. Я. Гоффеншефер (верхний карбон) содержится характеристика стратиграфии и литологии указанных отложений в центральных областях с учетом последних данных геологосъемочных и буровых работ.

Каменноугольные отложения в Московской синеклизе начинаются с озерско-хованских слоев, относящихся к заволжскому горизонту, являющемуся нижней частью турнейского яруса (низ лихвинского надгоризонта, в который входят также малевский и упинский горизонты). Однако долголетнюю дискуссию об объеме озерско-хованских слоев и о границах девона и карбона еще нельзя считать законченной. Есть данные (фаунистические и литологические), согласно которым граница между C_1 и D понижается, к карбону (озерско-хованским слоям) должна относиться вся толща карбонатных слоев с мощными слоями гипса, принадлежащая ранее к верхней части кудеяровских слоев верхнего, данковского, горизонта фаменского яруса. На рис. 3 так же, как и в томе IV «Геологии СССР», принят этот вариант положения границ девона и карбона.

А. И. Ляшенко и др. (1970) и участники коллоквиума по вопросу о границе девона и карбона (г. Куйбышев, 1968 г.) считают, что граница должна проходить согласно самому старому варианту — по подошве малевского горизонта.

Следует отметить, что при любом варианте проведения границы резких перерывов в осадконакоплении на рубеже девон — карбон не наблюдается.

А. А. Рыжова и Э. Д. Котельникова отмечают, что небольшие регрессии моря были местами в конце девона, а в отдельных разрезах в основании турне имеются следы перерывов. Продолжительность каменноугольного периода определяется в 55—75 млн лет.

Турнейский ярус

Ярус состоит из заволжского, малевского, упинского и черепетского горизонтов, разделяющихся на толщи — слои. В центральных областях платформы нет отложений самого верхнего горизонта турне — кизеловского, развитого на востоке платформы.

К заволжскому горизонту принадлежат озерские и хованские слои, состоящие главным образом из карбонатных пород (доломиты, известняки, глины). Мощность озерско-хованских слоев в старом объеме определялась в 25—30 и до 50 *м* в западных районах. Если теперь к озерско-хованским слоям отнести часть кудеяровских слоев девона, то общая мощность озерско-хованских слоев составит 80—90 *м*.

Условно выделяются нижняя и верхняя озерско-хованская толщи. Отличительной особенностью нижней толщи являются гипсоносные отложения (Крестовников, Терентьева, 1933).

Разведки гипса, проведенные под руководством автора в 1936—1937 гг., послужили основой для строительства крупной гипсовой шахты и гипсово-алебастрового завода около г. Новомосковска. Были установлены детали строения всей гипсоносной толщи и покрывающих ее слоев. В промышленной гипсовой толще мощностью около 15—20 *м* выдерживаются на значительном расстоянии несколько тонких (2—5 *см*) прослоек целестина и окремнелых пород. Были определены большие перспектив-

ные запасы гипса (Винокур и др., 1936; Яблоков, Двипов, 1937). Бурение в последующие годы ряда глубоких скважин в разных районах позволило установить контур наиболее гипсоносных отложений. Эта площадь протягивается от Скопина, на северо-запад за Серпухов, Калугу, Боровск, т. е. более чем на 250 *км*. Ширина полосы с гипсом мощностью более 8 *м* достигает 100 *км* (Никитин, Ясырев, 1962). Интересно отметить, что южная граница гипсоносных отложений совпадает с границей распространения мощных соленосных отложений в нижнеморсовской свите нижнеживетского подъяруса девона.

Площади максимальных мощностей соленосных отложений (более 80 *м*) и промышленной толщи гипса (более 24 *м*) расположены также в одном и том же районе — между Серпуховым — Тулой — Веневом (см. фиг. 9). Такое совпадение площадей галогенных осадков, образовавшихся в Московской синеклизе с интервалом в десяток миллионов лет, объясняется, очевидно, повторением близких тектонических и палеогеографических условий (Иванов, Левицкий, 1960). Казалось бы нет оснований сомневаться в нормальном осадочном происхождении соленосных и гипсоносных толщ. Однако Л. М. Бирина (1951, 1970) не согласна с сингенетичным образованием ангидрита — гипса. Она считает, что залежи гипса вторичны по отношению к вмещающим их карбонатным породам девона, и полагает, что в трещины девонского материка «проникли газообразные продукты магматической деятельности, содержащие активные соединения серы. Встречая на своем пути легкие проницаемые породы вследствие ли расслаивания микрослоистых карбонатов по рыхлым углистым прослойкам при изгибании слоев или по какой-либо иной причине, сернистые соединения проникали в них и, кристаллизуясь, вызывали увеличение мощности толщ, усиливая изгибы покрывающих слоев. Возможно, что при этом происходила доломитизация вмещающих карбонатов и выделение в них кремнезема и редких минералов (флюорита, целестина)» (Бирина, 1970, стр. 97).

Н. М. Страхов (1962) детально проанализировал строение и условия образования лебедянских и данковских отложений верхнего девона, включая и гипсоносные слои кудеяровско-озерской толщи, относимой ныне к нижнему карбону. Он считает, вслед за Д. В. Наливкиным и М. С. Швецовым, что площадь краевой зоны моря, где происходило образование ангидрита — гипса была отгорожена от открытой части подводными мелями и надводными островами — район Токмовского свода, Котельнича и Тимана.

Между Воронежским массивом и Токмовским сводом в бассейн синеклизы втекал из моря мощный поток нормально соленой воды. Двигаясь в северо-западном направлении, воды потока повышали свою минерализацию. Н. М. Страхов полагает, что далее течение поворачивало на северо-восток и около южного Тимана изливалось в открытое море, а потом шло на юг по внешней (восточной) стороне мелководья.

Н. М. Страхов считает, что «наиболее осоленная центральная область Московского бассейна представляла собою огромную халистазу» (Страхов, 1962, стр. 345). Таким образом, соленакопление в нижнеморсовское и озерское время происходило, по Н. М. Страхову, в бассейнах разного типа. Следует, однако, отметить, что эти интересные палеогеографические построения Н. М. Страхова не объясняют указанное выше очень точное совпадение площадей максимального накопления соли и ангидрита.

Предтурнейский (предзаволжский) перерыв (41). Определенных признаков перерыва в основании заволжского горизонта в Московской синеклизе не отмечается.

Д. М. Раузер-Черноусова и др. (1967) считают, что между девоном и карбоном в Поволжье был кратковременный перерыв, о чем свидетельствует находка Г. М. Яриковым известнякового конгломерата, микро-

брекчии и гравелита в основании заволжского горизонта у Сызрани и в Волгоградской области.

А. Л. Рыжова и др. (1970) указывают, что на северной части Татарского свода турнейские отложения залегают (с нижней границей заволжского горизонта по схеме 1962—1965 гг.) на размытой поверхности карбонатных пород воронежского горизонта девона. Учитывая существующие неясности в объеме заволжского горизонта, стратиграфическое сопоставление этого перерыва затруднительно.

Перерывы в заволжском горизонте (41а). По данным Л. М. Бириной в озерско-хованской толще (в старом объеме) выделяются несколько пачек с циклическим строением, и в некоторых разрезах до 9—11 незначительных перерывов, характеризующихся присутствием мелких галек карбонатных пород.

В озерско-хованской толще в ряде мест южного крыла Подмосковного бассейна встречены тонкие (около 5 *см*) прослойки угля. В скважине у дер. Липня Оболенского района уголь, по определению С. Н. Наумовой, полуматовый — микроспоровый дюрен с водорослями, образовавшийся в прибрежной зоне озера (Яблоков, 1957).

Мелкие гальки карбонатных пород среди известняково-доломитовой толщи, как уже отмечалось ранее, могли образоваться морскими прибрежными течениями, без континентального перерыва — осушения данного участка. Однако, неоднократное появление в разрезе галечных прослоек может свидетельствовать о близости размываемого берега. О существовании участков суши свидетельствуют и тонкие прослои угля.

Таким образом, перерывы в морском осадконакоплении в верхнеозерско-хованское время, несомненно, были, но, возможно, неодновременно и на разных участках территории.

Условно этим перерывам присвоен один номер — 41а.

Предмалевский (предбисферовый) перерыв (42). Л. М. Бирина указывает перерыв (размыв до 5—10 *см*) в основании бисферовых слоев, являющихся нижней частью малевского горизонта. Перерыв отмечает Н. П. Хожаинов на Воронежском своде.

Поверхность этого перерыва, находящаяся ниже всегда отчетливо выделяемых пестроцветных, цитериновых (малевских) глин, хорошо фиксируется при бурении скважин [1].

Предцитериновый перерыв (43). В основании цитериновых слоев (собственно малевских), сложенных пестроцветными глинами с прослоями известняка, есть следы перерыва — небольшие гальки. В нижней части цитериновых слоев в ряде скважин встречены тонкие (до 10 *см*) прослои угля; у ст. Гагарино мощность прослоев достигает 0,5 *м*. Уголь загорается от пламени спички.

По данным С. Н. Наумовой, в угле имеются водоросли типа Pila и Cladiscothallus. Уголь относится к кеннелям (Яблоков, 1957).

А. А. Рыжова и др. (1970) в западной части Жигулевско-Покровского поднятия в малевской толще отмечают прослои песчаника, а в основании, местами — конгломераты. По данным Л. М. Бириной, на Немском выступе в основании малевских отложений имеется «брекчия размыва».

Выше цитериновых слоев без следов перерыва залегают известняки упинского горизонта — нижнеупинские ортопелловые и гюрихелловые слои.

Предверхнеупинский перерыв (44). В основании вышележащих сферовых слоев (низ верхнеупинской толщи) Л. М. Бирина отмечает следы перерыва — остатки корневой системы растений. В упинских отложениях также встречаются прослои угля.

[1] Это обстоятельство, а также, как указывалось, отсутствие четких границ между озерско-хованскими и кудеяровскими отложениями, постоянно ставят вопрос о практической целесообразности проведения границы между верхним девоном и нижним карбоном по подошве биосферовых слоев, т. е. по подошве малевских отложений.

Предчерепетский (предагеевский) перерыв (45). Агеевская и черпышинская толща составляют черепетский горизонт.

Песчано-глинистая агеевская толща с прослоями угля, обнаруженная М. М. Москвиным и В. С. Яблоковым под чернышинскими известняками в Подмосковном бассейне (Москвин, 1947 г.), указывает на перерыв в морском осадконакоплении между упинскими и чернышинскими породами. Агеевская толща залегает с большим (до 20 *м*) размывом. В основании встречаются гальки малевских слоев, что говорит о достаточной длительности перерыва. Продолжение опускания местности и новая трансгрессия запечатлена в образовании вышележащей толщи — чернышинских известняков с морской фауной (до 25 *м*). Современное распространение известняков приурочено к субширотной полосе в районе р. Черепети — г. Козельска — р. Серены, протяженностью до 60 *км* и шириной в 2—3 *км*.

Первоначальные границы морского бассейна в Московской синеклизе были, очевидно, достаточно широкие. На Воронежском своде в районе Старого Оскола, по данным Н. П. Хожаинова, имеются черепетские отложения (внизу каолинитовые глины с автохтонными ризоидами, вверху — светло-серые органогенно-обломочные известняки) общей мощностью до 35—40 *м*, сопоставляемые с агеевской толщей и чернышинскими известняками Московской синеклизы.

Глины с характерным для агеевских слоев комплексом спор встречены под бобриковскими отложениями в районе городов Скопина, Серпухова, Сухиничей, Людинова, Всходов и Нелидова (Утехин, Шик, 1962).

На востоке платформы (Нижне-Волжский прогиб, Жигулевский свод, Камско-Кинельская впадина и др.) черепетский горизонт представлен преимущественно карбонатными осадками изменчивой мощности (от 5—10 до 30—70 *м*), в нижней части более глинистыми. А. А. Рыжова и др. отмечают, что на Татарском своде отложения черепетского горизонта залегают местами с размывом на упинских и малевских породах. На Тимане и в восточном Притиманье черепетскому горизонту соответствуют отложения, состоящие из двух толщ: нижней — чередование глин, песков и известняков (мощность от 0 до 50 *м*) и верхней — известняки (мощность от 0 до 19 *м*). Таким образом, в последних районах строение горизонта несколько напоминает его строение в Московской синеклизе. Судя по тому, что в чернышинских известняках не наблюдается каких-либо признаков обмеления бассейна (Бирина, 1969 г.), можно полагать, что первоначально мощность их в Московской синеклизе была больше, условно на 10—15 *м*, которые были разрушены во время последующего перерыва. Континентальный размыв на границе нижнего и верхнего турне (предагеевский) отмечает В. А. Чермных (1966) на восточном склоне Пай-Хоя.

Отложениями чернышинских карбонатных осадков, по Н. П. Хожаинову, заканчивается первый этап карбонового осадконакопления на Воронежском своде. Ими же заканчиваются отложения турнейского яруса в Московской синеклизе.

Предкизеловский перерыв (46). На востоке платформы имеются отложения вышележащего кизеловского горизонта. Перерыва на границе с черепетским горизонтом обычно не отмечается. Однако в районе Каменного Лога и Могутово отсутствуют черепетские, упинские и малевские отложения и на размытой поверхности заволжских слоев лежит конгломерат из галек вышележащих карбонатных пород. Это свидетельствует о глубоком местном размыве в предкизеловское (предикчигольское) время (перерыв 45а). Перерыв в основании кизеловского горизонта на ряде площадей Северного Урала отмечает В. А. Чермных (1966).

В Белоруссии, в Ельской впадине Припятского прогиба В. К. Голубцов и Г. И. Кеда (1959) установили присутствие (по спорам) отложений кизеловского горизонта мощностью до 75 *м*. Они представлены глинами

и песками, встречаются прослои угля небольшой мощности. Это позволяет предполагать возможность накопления кизеловских континентальных отложений в Московской синеклизе только в отдельных понижениях (так же как агеевских и радаевских). Возможно, что они впоследствии были размыты или пока еще не обнаружены скважинами.

Визейский ярус

В визейский ярус входят горизонты: елховский, радаевский (малиновский надгоризонт), бобриковский, тульский (яснополянский надгоризонт), алексинский, михайловский, веневский (окский надгоризонт), тарусский и стешевский (серпуховский надгоризонт). В Московской синеклизе не известно отложений самого нижнего горизонта визе-елховского, развитого на востоке платформы.

Преднижневизейский (пределховский) перерыв (47). Елховский горизонт нижнего визе в Камско-Кинельской впадине состоит из аргиллитов с пачками известняков и алевролитов, общей мощностью 35—110 *м*.

В Нижне-Волжском прогибе и на Татарском своде строение горизонта близко к описанному, но мощность его около 12—20 *м*. По стратиграфической схеме МСК (1965 г.) елховская толща на Татарском и Башкирском сводах залегает с большим размывом на нижней части кизеловского горизонта. А. А. Рыжова и др. (1970) в ряде районов Волго-Уральской области отмечают размыв турнейских отложений, иногда глубокий, вплоть до ушинского и малевского горизонта включительно.

Этот размыв, очевидно, был в пределховское время, а, может быть, местами и позднее — в предрадаевский перерыв [1].

Предрадаевский перерыв (48). После черепетской трансгрессии в центральных областях платформы вновь было поднятие и осушение местности. Этот перерыв в осадконакоплении был значительно бо́льшим, чем предыдущий, и может соответствовать времени двух горизонтов.

В Московской синеклизе не известны отложения кизеловского горизонта верхнего турне (залегающие на востоке над черепетскими слоями) и елховского горизонта — самой нижней части малиновского надгоризонта визейского яруса.

В Московской синеклизе чернышинские (черепетские) известняки покрываются (там, где они известны — в Черепетском районе) песчано-глинистыми отложениями (до 15—25 *м*) с несколькими угольными пластами. Эта толща, недавно установленная Н. И. Умновой, В. И. Кочетовой, Н. А. Чернышовой и Е. Н. Генипта (1960, 1962) относится к радаевскому горизонту — верхней части малиновского надгоризонта нижнего визе.

На Воронежском своде местами сохранились глины и пески с прослоями автохтонных растительных остатков и спорами малиновского комплекса. На востоке размыв кизеловских и елховских отложений в предрадаевское время отмечен в районе Кукмора.

В. М. Познер (1964) на палеогеографической карте малиновского времени (радаевского и елховского) показывает большую сушу к северу от района Гомеля — Курска — Орла — Калуги — Рязани — Тамбова. Площадь к югу от Калуги — Рязани на Тулу и Воронеж представляет собой большой мелководный залив (лагуны, прибрежная равнина) расположенного к югу морского бассейна. Угли здесь не показаны. Они отмечены только в районе Харькова и в нескольких пунктах Камско-Кинельской впадины.

Таким образом, на большей части площади бывшей Московской синеклизы и в ряде прилегающих районов в малиновское время продолжался

[1] В последнее время, по сообщению С. В. Максимовой, анализ материалов в Приуралье приводит к выводу, что елховский горизонт как самостоятельная стратиграфическая единица не существует. Елховские отложения являются фацией верхней части кизеловского горизонта турнейского яруса.

послечерепетский континентальный перерыв, а местами образовались континентальные угленосные толщи радаевского (а, возможно, и кизеловского) горизонта.

А. А. Рыжова и Э. Д. Котельникова (1971) считают, что на границе елховского и радаевского времени почти вся территория Русской платформы представляла собой сушу.

Таким образом, время предрадаевского перерыва может соответствовать времени, необходимому для накопления на востоке мощной толщи (около 250 *м*) преимущественно карбонатных осадков самого верхнего турне и нижнего визе.

Дорадаевский перерыв и последующее образование угленосных отложений радаевского и бобриковского горизонтов указывают на весьма резкое изменение палеогеографической обстановки. Произошла смена преимущественно мелководно-морских условий (карбонатные осадки) турнейского времени на терригенные прибрежно-морские и континентальные в начале визе. Агеевская песчано-глинистая угленосная толща явилась предвестником этих изменений.

Отложения радаевского горизонта А. А. Рыжова, Э. Д. Котельникова и Н. П. Хожаинов считают началом второго этапа карбонового осадконакопления.

Предбобриковский перерыв (*49*). Мощность бобриковских песчано-глинистых отложений на южном крыле Подмосковного бассейна достигает 40 *м*, редко больше. Здесь в бобриковских отложениях давно уже намечалось выделение нескольких толщ (М. М. Пригоровский, В. С. Яблоков, Р. М. Пистрак, М. С. Швецов). А. Э. Ульмер (1946) выделил четыре цикла, разделенные обычно поверхностями размыва. Позднее рядом исследователей на южном крыле установлено от трех до пяти циклов с угольными пластами и различными спорово-пыльцевыми спектрами (Михайлова, 1956; Шульга, 1956; Виноградов, 1957; Коржепевская, Вандерфлит, Заварзина, Юшко, 1962).

Бобриковские отложения в Черепетском районе лежат, очевидно, с небольшим размывом на радаевских отложениях.

В других районах синеклизы радаевские отложения либо не отлагались, либо были размыты, и бобриковские отложения подстилаются унинскими, малевскими и озерско-хованскими слоями, которые составляют так называемый известняковый фундамент [1].

Иногда в основании палеодолин размыв достигает верхнедевонских слоев.

Рельеф поверхности известнякового фундамента (т. е. поверхность перерыва) в Подмосковном бассейне образовался главным образом под действием эрозии, но имеются и локальные тектонические поднятия (палеорельеф и довизейские палеодолины описываются ниже, в главе III). Кроме более или менее крупных элементов рельефа, по данным многочисленных разведочных скважин, несомненно, существуют мелкие формы карстового происхождения, причем карст образовывался как до отложения угленосной толщи, так и позднее. В ряде мест, главным образом в понижениях, встречены небольшие толщи бокситовых пород. Однако крупных залежей их на южном крыле Подмосковного бассейна не выявлено.

По мнению К. Н. Трубиной (1958), бокситоносные породы образовались в древних карстах до отложения основного угольного пласта, но

[1] Мы не касаемся здесь вопросов сопоставления разрезов нижнего карбона южного и западного крыла, сложных фациальных изменений и бывшей в связи с этим дискуссии. Эти вопросы освещены во многих статьях: З. А. Богдановой (1929, 1932), М. С. Швецова (1932), Т. Г. Сарычевой (1933), М. Э. Янишевского (1935), Н. Н. Форша (1935), А. Э. Ульмера (1935, 1946), Е. П. Брунс (1939), С. Г. Вишпякова (1934), А. С. Корженевской (1941), В. А. Котлукова (1939, 1956), Д. Н. Утехина и С. М. Шика (1962), А. С. Корженевской, Е. К. Вандерфлит и др. (1962).

после образования нижних глин бобриковского горизонта, из которых и выщелачивались глинозем и железо. Осаждающее действие производили карбонаты подстилающих известняков.

В результате изучения бокситов на северо-западном крыле С. Г. Вишняков (1934) пришел к выводу, что наиболее мощные толщи бокситовых пород (до 6 *м* и более) и известные месторождения бокситов залегают в небольших эрозионных долинах восточного направления, образованных на поверхности девонских отложений в бобриковский перерыв [1].

В более северных районах строение нижнекарбоновых отложений существенно изменяется.

По данным В. П. Бархатовой (1941, 1963) и В. С. Кофмана (1968), к юго-западу от Онежского озера из разреза выпадает большой стратиграфический интервал. Здесь отсутствуют отложения заволжского, малевского, упинского, черепетского и кизеловского горизонтов турнейского яруса, елховского, радаевского и бобриковского горизонтов визейского яруса. Таким образом, перерыв в морском осадконакоплении в Прионежье начался значительно ранее и кончился позднее, чем на западном и южном крыле Подмосковного бассейна.

К. Н. Трубина (1958) считает, что на Северо-Онежском бокситовом месторождении имеются две коры выветривания. Одна кора — на протерозойских породах, образовавшаяся, по-видимому, в позднедевонское время, и другая — на верхнедевонских породах, имеющая раннекарбоновый возраст.

На Тимане отсутствуют отложения малиновского надгоризонта визе. К яснополянскому надгоризонту относятся, несколько условно, кварцевые пески мощностью до 30 *м* и бокситоносные породы. (Бархатова, 1963$_б$). Следовательно, и здесь ясно отмечается перерыв в морском осадконакоплении.

Следует отметить, что позднетурнейско-предвизейский перерыв на больших площадях Русской платформы от Воронежской антеклизы до южного Тимана характеризовался образованием кор выветривания и бокситоносных осадков (Кирпаль, 1970).

А. А. Рыжова и Э. Д. Котельникова (1971) считают, что в бобриковское время граница суши отодвинулась на северо-запад и юго-запад. Токмовский свод отделился от Воронежского Рязано-Саратовским прогибом. Большинство исследователей указывают, что в бобриковское время существовала низменная континентальная равнина, где откладывались аллювиально-дельтовые и озерно-болотные осадки.

На большей части Волго-Уральской области, по данным А. А. Рыжовой и др. (1970), был длительный предбобриковский перерыв. В районе Бузулука бобриковские песчаники с размывом залегают на нижней части елховских отложений, на северо-восточном склоне Татарского свода и в Верхнекамской впадине размыв достигает пород черепетского горизонта, а на восточном погружении Токмовского свода — даже лихвинских слоев. В Северокамске в основании бобриковских отложений залегают крупно- и грубозернистые кварцевые пески с гравийными зернами и обломками карбонатных пород. В Камско-Кинельском прогибе перерыв-размыв не отмечается и граница внутри терригенной толщи определяется сменой отложений с малиновскими спорами, породами с бобриковским комплексом спор.

На Северном Урале предбобриковский перерыв отмечает В. А. Чермных (1966).

Г. И. Теодорович и Е. Д. Розонова (1960) в Татарии отмечают перерыв во второй половине верхнекизеловского времени (на границе турне и визе) и в бобриковское — предтульское время.

[1] Бокситы Тихвинского района явились первой сырьевой базой для создания алюминиевой промышленности после Октябрьской революции.

На стратиграфической схеме МСК (1965 г.) и схеме А. А. Рыжовой и др. (1970) песчано-глинистые бобриковские отложения центральной и восточной частей платформы характеризуются только спорово-пыльцевым комплексом и нигде не указывается морская фауна. Прослои известняков с фауной показаны лишь на южном склоне Воронежского свода и в Донбассе. Однако есть данные о присутствии морских отложений и в Подмосковном бассейне. В. И. Попов и И. В. Лучицкий (1938) в Бобрик-Донском районе обнаружили в нижней части бобриковских отложений прослои известняков, а в песчано-глинистых породах — фораминиферы, обломки брахиопод, пелеципод, панцирей и игл морских ежей, губок, панцирей диатомовых водорослей и зерен глауконита. А. Э. Ульмер (1938) также обнаружил членики криноидей и ядра пелеципод в породах под угольным пластом.

На западном крыле В. А. Котлуковым в кровле угольных пластов II и III найдены брахиоподы и другая фауна.

Л. М. Бирина (1941) считает все бобриковские отложения морскими образованиями, а угольным пластам приписывает аллохтонное происхождение. Такое же мнение высказал и А. З. Широков (1947). Дальнейшие детальные исследования угленосной толщи, проведенные тульскими геологами в других районах, не обнаружили следов морской фауны. Предположение об аллохтонном генезисе подмосковных углей противоречит данным петрографических исследований строения угольных пластов (Яблоков и др., 1936; Атлас углей Подмосковного бассейна, 1962; и др.). Однако возможность существования морских мелководных условий в отдельных районах (главным образом периферийных) можно считать доказанной. М. С. Швецов (1938) на палеогеографической карте продуктивного цикла к востоку от субэральной части дельты (по линии Калинин — Горький) и к югу от нее (южней липии Скопин — Брянск) показывает площадь с песчано-глинистыми осадками, морскими и частично континентальными. Следовательно, в результате небольших подъемов или опусканий суши в разрезе могло появиться чередование отложений разного генезиса [1].

Палеогеологическая карта предбобриковского времени

Какими породами была сложена поверхность Русской платформы во время предвизейского перерыва? Об этом можно судить по палеогеологическим картам для разных районов платформы, составленным Р. М. Пистрак в 1950 г., Д. К. Андреевым в 1954 г., Л. М. Бириной в 1965 г., В. П. Бархатовой в 1963 г., О. А. Щербаковым в 1966 г. Эти карты, так же как и преддевонские палеогеологические карты, составлены несколько по разной методике и с различной детальностью, но дают достаточно полное представление о геологической обстановке в конце перерыва.

Палеогеологические карты составлены по определению типа и возраста пород, лежащих вообще под угленосной толщей без разделения ее на радаевскую и бобриковскую части (это сделать невозможно, так как требуется специальное исследование спор из керна старых скважин, который не сохранился).

Следовательно, они характеризуют местами дорадаевскую поверхность, но главным образом строение добобриковской поверхности перерыва, т. е. поверхности известнякового фундамента.

[1] Неоднократная смена континентальных отложений с автохтонными углями и морскими осадками подробно описана в Донбассе (Жемчужников и др., 1960) и известна в других угольных бассейнах.

Д. В. Наливкин (1969, стр. 376) отмечает, что «в природе мы очень часто имеем дело с континентальными отложениями, содержащими морскую фауну, принесенную ветрами». Он полагает также, что примесь и прослойки в углях алевритового и глинистого материала объясняются деятельностью ветра, а не воды.

Учитывая имеющиеся представления о палеогеографии предвизейского и ранневизейского времени (Котлуков, 1962 а, б); Познер, 1964; Марковский, 1965; и др.) и упомянутые палеогеологические карты, автором составлена палеогеологическая карта предвизейского времени Русской платформы, на которой показана и схема палеорек во время предвизейского перерыва и в начале визе (рис. 8). На карте показана граница суши для малиновского горизонта (по В. М. Познеру, 1964). К югу и востоку от этой границы была «прибрежная равнина, временами заливавшаяся морем».

Во время предбобриковского перерыва и накопления угленосной толщи площадь суши была еще больше, ее граница проходила несколько восточней и юго-восточней, так, как это показано на карте по данным Н. И. Марковского. Вероятно, основная суша соединялась с сушей на Украинском щите.

Таким образом, граница распространения моря и суши в предбобриковское время по сравнению с радаевским отодвинулась на юго-восток примерно на 350—500 *км*. Позднее же, в средне- и поздневизейское время, эта граница переместилась на северо-запад на 1300 *км* (до Онежского озера), а, возможно, еще дальше на 700 *км*, до Хибин [1].

В центральной части Русской платформы (от широты Пенза — Ряжск до Горького — Владимира и далее на северо-запад на Иваново — Рыбинск и на северо-восток на Котельнич — Киров) поверхность сложена карбонатно-глинистыми данково-лебедянскими отложениями верхнего девона, включая озерско-хованские слои — $D_3fm(oz - ch)$ [2].

К западу от линии Мосолово — Владимир — Калинин к ней примыкает большое поле отложений нижнетурнейского подъяруса (малевские и упинские глинисто-карбонатные породы — C_1t_1). Д. К. Андреев на отдельных участках показывает сохранившиеся остатки верхнетурнейских (черныпинских) отложений: к югу от Калуги по рекам Черепеть и Серена, у Боровска, Поворова. В нескольких точках (Серпухов, Барятино) на поверхность выходят нижележащие данково-лебедянские (нерасчлененные) слои, что связано, очевидно, с локальными поднятиями (на карте, рис. 8, они не показаны). Узкая полоса нижнетурнейских отложений окаймляет Центральную часть и с востока. Еще восточней, по меридиану Волги, отмечаются уже верхнетурнейские отложения — C_1t_2tch.

Таким образом, при анализе площади распространения данково-лебедянских отложений выявляется большое поднятие, возникшее на месте Московской синклинали в конце турнейского времени.

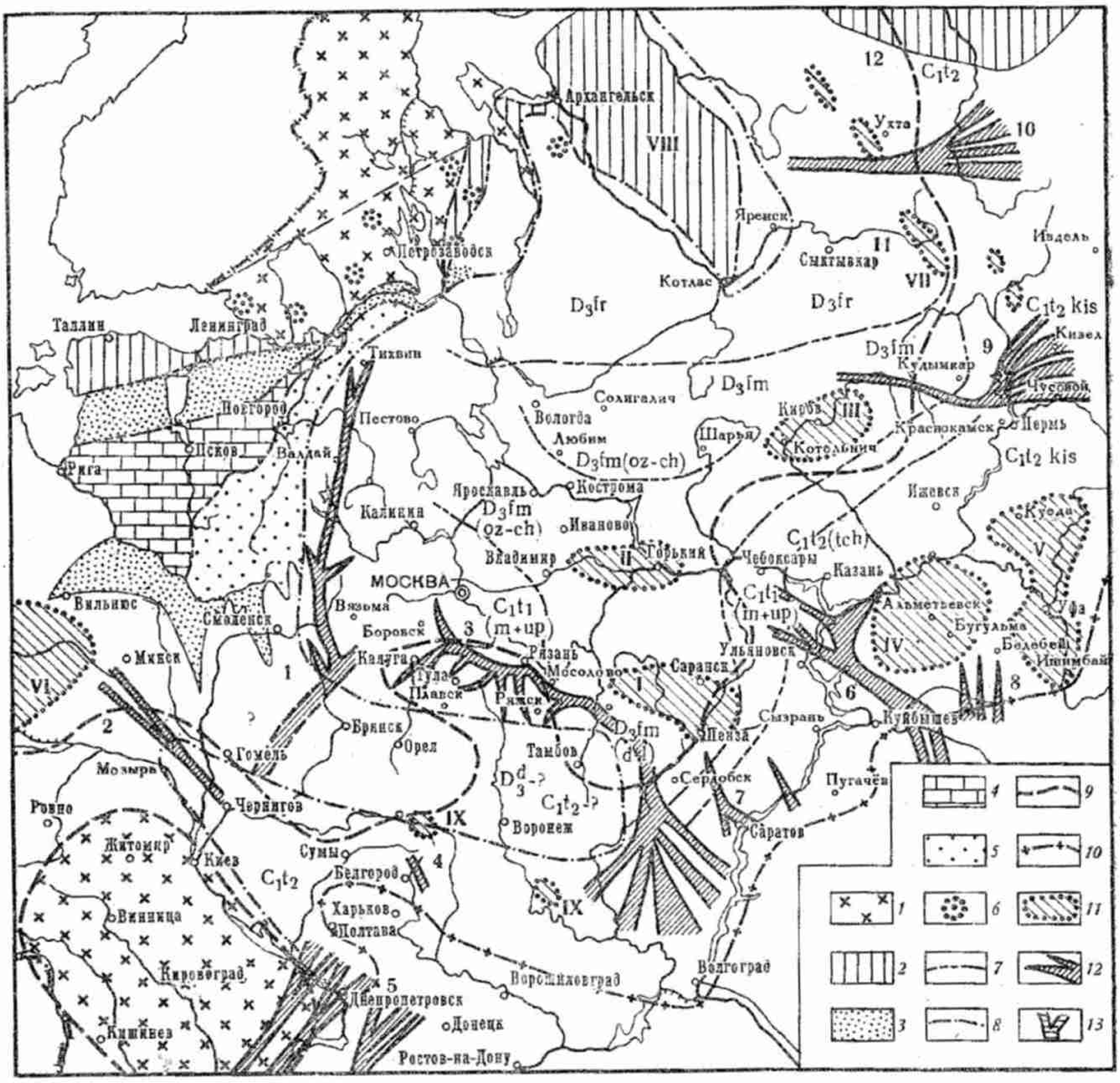
М. С. Швецов в 1954 г. подробно обосновал выделение этой Центральной меридиональной полосы поднятий.

Д. К. Андреев на ряде участков — у Токмова, Горького, Котельнича показывает участки заведомого отсутствия озерско-хованских отложений (в старом объеме) среди нерасчлененной данково-лебедянской толщи. Эти участки были, очевидно, наиболее возвышенными.

Л. М. Бирина считает, что озерско-хованские слои окружали с востока и запада Окско-Цнинское и Сурско-Мокшанское поднятия, на которых обнажались верхнефаменские отложения девона. Южнее Ряжска, в районе Тамбова, Воронежа, Орла, Брянска и далее на запад, в предвизейский перерыв обнажались главным образом карбонатно-глинистые породы нижнефаменского и франского ярусов. Отсутствие здесь турнейских отложений так же, как и в Центральной полосе, объясняется их размывом после поднятия турнейского века (Швецов, 1954).

[1] С. Г. Вишняков (1954) указывал, что А. А. Вейхер в 1950 г. обнаружил серпуховские известняки на кристаллических породах недалеко от Хибин.

[2] На карте площади, занятые различными отложениями, показаны большей частью геологическими индексами, так как нанесение различной штриховки затемнило бы контуры возвышенностей и палеорек.


Архангельск
Ухта
Яренск
Котлас
Сыктывкар
Ижевск
Кудымкар
Краснокамск
Пермь
Котельнич
Шарья
Вологда
Любим
Солигалич
Кострома
Ярославль
Иваново
Калинин
Тихвин
Пестово
Валдай
Псков
Новгород
Рига
Таллин
Ленинград
Петрозаводск
Вильнюс
Минск
Смоленск
МОСКВА
Вязьма
Боровск
Калуга
Тула
Плавск
Рязань
Рязань
Касимов
Тамбов
Воронеж
Брянск
Орел
Гомель
Мозырь
Ровно
Житомир
Киев
Чернигов
Сумы
Белгород
Харьков
Полтава
Винница
Кировоград
Кишинев
Днепропетровск
Донецк
Ростов-на-Дону
Ворошиловград
Волгоград
Саратов
Пенза
Сызрань
Ульяновск
Чебоксары
Казань
Горький
Альметьевск
Бугульма
Белебей
Ишимбай
Кунгур
Кунгур
Чусовой
Кизел
Ижевск
Куйбышев
Сердобск
Пугачёв
Ижевск
Ижевск
Ижевск

ционной границы — Обоянь — Новый Оскол — Россошь — Богучар) имеются отложения всех ярусов нижнего и среднего карбона. Турнейские отложения (аналоги чернышинских, упинских и малевских) известны в нескольких местах и лежат либо на озерско-хованских, либо на аналогах мамонских слоев верхнего девона, либо непосредственно на коре выветривания докембрийских пород.

Бобриковские отложения залегают главным образом в пониженных участках древнего рельефа. Тульские отложения распространены более широко и отсутствуют лишь в местах резких поднятий железистых кварцитов. На склонах и в подножиях возвышенностей, а иногда и в депрессиях докарбонового рельефа, залегают плохо сортированные конгломерато-брекчии железных руд, а местами безрудные пролювиально-делювиальные несортированные гравелито-брекчии. Алексинские, михайловские и веневские отложения распространены еще шире, за исключением небольших участков — возвышенностей — гребней железистых кварцитов.

Исходя из этих данных, следует, что в предвизейское время на юго-западном склоне Воронежского свода обнажались докембрийские породы. На палеогеологической карте автор условно показал небольшие площади докембрийских пород там, где их отмечал М. С. Швецов (1954).

Для северных областей платформы палеогеологическая карта докарбоновой поверхности составлена В. П. Бархатовой (1963).

Докембрийские породы Балтийского щита к западу от р. Онеги окаймляются меридиональной полосой додевонских отложений. Здесь, по данным А. И. Зоричевой (1963), имеются аналоги отложений балтийской серии нижнего кембрия, а также нижележащих валдайской и сердобской (?) серий верхнего протерозоя.

Додевонские отложения показаны также на большой площади к северо-востоку от р. Северная Двина — от Архангельска до Котласа. Судя по ряду палеогеографических карт (Атлас..., 1960), эта площадь после раннего кембрия (балтийская серия) длительное время оставалась сушей, соединенной с Балтийским щитом.

В додевонское время уже существовали брахиантиклинальные поднятия на Тимане (например, Джеджим-Парма в верхнем течении р. Вычегды и др.), на которых обнажались докембрийско-верхнепротерозойские породы.

Большие площади между Онежским озером и р. Северная Двина и в Прибалтике были сложены верхнедевонскими, франскими отложениями, а южнее на поверхности обнажались фаменские породы.

В восточных районах платформы, прилегающих с запада к Кизеловскому бассейну, по данным О. А. Щербакова (1966), фаменские отложения окаймляются полосами нижнетурнейских (малевских и упинских) и верхнетурнейских (чернышинских и кизеловских) отложений, на которых лежат визейские породы.

Таким образом, судя по палеогеологической карте предбобриковского времени (и принимая, что елховских и кизеловских отложений здесь не было), на громадной площади центральных областей отсутствуют: 1) раевские песчано-глинистые отложения примерной мощностью 30 *м*; 2) чернышинские и агеевские отложения мощностью до 40 *м*, ранее распространенные на территории от Воронежа до Тимана; 3) упинские и малевские отложения мощностью до 60 *м*, доходившие, по данным Л. М. Бириной, до Вологды и Котласа.

Следовательно, надо полагать, что к началу бобриковского времени на громадной площади была размыта толща преимущественно карбонатных пород мощностью около 150 *м*.

Для уничтожения такой толщи необходимо большое время. Вероятно, этот размыв происходил в разные интервалы — в предрадаевский перерыв и в предбобриковский. Определение продолжительности этих перерывов будет сделано далее.

Предтульский перерыв (50). В основании тульского горизонта в Московской синеклизе обычно залегает песчаная толща. По данным К. К. Рождественской, к северо-востоку от Москвы бобриковские отложения размыты и тульский горизонт залегает на упинских и малевских отложениях. На южном крыле перерыв прослеживается неповсеместно и граница между бобриковскими и тульскими отложениями местами неясна. В то же время выявлены глубокие предтульские эрозионные долины, местами врезанные в упинские и нижележащие отложения. Несомненно, что в после- или позднебобриковское время происходили значительные поднятия и оживление эрозии.

Во второй половине тульского времени началась трансгрессия моря — появились первые слои известняков. Наличие одновременных и переменяющихся пластов угля свидетельствует о том, что неоднократно происходили небольшие колебания и значительные участки представляли сушу, т. е. были еще перерывы в морском осадконакоплении (50а, 50б..). Общая мощность тульского горизонта в Московской синеклизе около 40—50 *м* и больше.

Таким образом, ранее высказанное М. С. Швецовым мнение о том, что тульское море было «сравнительно глубоким», не подтверждается. По данным А. И. Осиповой, Т. Н. Бельской и Е. В. Фоминой (1971), тульская фауна указывает не на глубоководность, а на тиховодность. Не подтверждается мнение Л. М. Бириной об образовании песков в тульских отложениях морскими донными течениями. Характер песков и условия их залегания свидетельствуют об их преимущественно речном — дельтовом происхождении. На востоке платформы Е. Н. Ларионова отмечает фации русловых потоков и отмелей (Рыжова и др., 1970).

На Воронежском своде бобриковские и тульские отложения небольшой мощности приурочены к пониженным долинам в фундаменте. В восточной части Русской платформы тульские отложения состоят главным образом из известняков, мергелей, доломитов с прослоями песчаников и глин (общей мощностью до 60 *м*), залегающих на бобриковских отложениях, а на отдельных участках — с размывом на нижележащих. Наличие местами в Волго-Уральской области мощных слоев угля (до 4 *м*) свидетельствует о том, что здесь, как и в более западных районах, существовали континентальные условия.

Исходя из общих палеогеографических соображений, длительность предтульского перерыва не была особенно большой.

Предалексинский перерыв (51). В основании алексинского горизонта в Московской синеклизе почти повсеместно имеется песчаная толща (до 7 *м*) с ризоидами стигмарий, залегающая с небольшим размывом на тульских отложениях. Выше — известняки (10—14 *м*) с тонкими прослоями глин с органическим веществом. Встречаются известняки со стигмариями. В ряде мест юго-западной части бассейна и на востоке, в Скопинском районе, среди алексинских известняков известны угольные пласты мощностью до 1 *м* (Яблоков, 1957). По данным Е. В. Фоминой (1969 г.), уголь встречен в скважине в Красном Холме.

В северных частях Волго-Уральской области в основании алексинского горизонта также прослеживается пачка терригенных пород. Обычно алексинские отложения лежат на тульских, но местами на турнейских и девонских породах (на сводах). В алексинском горизонте встречаются прослои конгломератов (Рыжова и др., 1970).

Море на Русской платформе было мелководное. На значительных площадях временами осадконакопление прекращалось, возникала суша и начинала развиваться наземная растительность, т. е. были континентальные перерывы (51а, 51б и др.).

Прежде, чем перейти к характеристике следующих перерывов, следует коротко остановиться на связи описанных перерывов в нижнем карбоне с тектоническими эпохами.

А. А. Пронин (1969) считает, что бретонская тектоническая эпоха (герцинского цикла) относится ко второй половине фаменского века девона и началу визейского века карбона. Предвизейский перерыв, наиболее широко повсеместно распространенный на Русской платформе, относится к последней, селькской, тектонической фазе европейского стандарта. Временный диапазон этого перерыва резко меняется от короткого на рубеже турнейского и визейского веков (Припятьский прогиб) до весьма длительного, когда алексинские породы налегают на верхнедевонские (северо-западное крыло Подмосковного бассейна). В Камско-Кинельской впадине и Бирской седловине этот перерыв не наблюдается, но имеется длительный перерыв внутри турнейского яруса, охватывающий малевский, упинский, черепетский горизонты и нижнюю половину кизеловского.

Эту характеристику предвизейского перерыва, сделанную А. А. Прониным, можно уточнить. Как следует из приведенных мною выше материалов о перерывах в нижнем карбоне в «предвизейский перерыв» в широком понимании А. А. Пронина «входит» несколько перерывов. В центральных областях — это предчерепетский, предкизеловский (в турнейском ярусе), предъелховский, предрадаевский, предбобриковский, предтульский и предалексинский (в визейском ярусе). Таким образом, в действительности и безусловно предвизейским надо считать только предъелховский (или преднижневизейский) перерыв. Иначе всегда будет неясность — к какому горизонту визе относится так называемый «предвизейский перерыв».

На разных площадях Русской платформы все указанные перерывы проявлялись по-разному. В отдельных местах, например, на северо-западном крыле мог быть сплошной перерыв от послечернышинского времени до алексинского, но его нельзя называть «предвизейским».

Предмихайловский перерыв (*52*). Следы, очевидно, небольшого размыва в основании михайловского горизонта, по данным Е. В. Фоминой, отмечены в некоторых скважинах (Архангельское, Красный Холм, Алексин). Михайловский горизонт (12—14 *м*) представлен известняками, среди которых устаповлено до семи прослоев с ризоидами. Западнее линии Тула — Кашира встречаются песчано-глинистые прослои и редко один-два прослоя угля незначительной мощности. В кровле михайловского горизонта имеется устойчивый маркирующий слой темного известняка с ризоидами мощностью до 2 *м*.

В Бузулуке в основании горизонта встречена доломитовая брекчия и известняковый конгломерат. В районе Кунгура — Нытвы на границе алексинских и михайловских отложений имеются прослои гравия, полуокатанные гальки известняка, обломки фауны, оолитовые известняки.

Таким образом, морской бассейн был мелководным и под влиянием небольших положительных движений временами местами или на всей площади происходило почти полное осушение (перерывы 52а, 52б и др.

Предвеневский перерыв (*53*). Следы размыва в основании веневского горизонта имеются в упомянутых ранее скважинах. В Селижарове в основании залегают пески мощностью до 7 *м*. Горизонт сложен массивными и пятнистыми известняками (8—12 *м*). Имеются два прослоя ризоидного известняка и широко распространенный прослой желтого ризоидного известняка в кровле горизонта. В местах, где этот известняк отсутствует, в пижележащем фораминиферовом известняке имеются трубчатые пустоты — следы древнего карстового процесса (Осипова, Бельская, 1965а,б).

В Алексинском и других районах в нижней части веневского горизонта встречаются прослои глин со стигмариями и углистые, сажистые прослои.

Приведенные данные свидетельствуют, что и в веневское время были перерывы в морском осадконакоплении (51а, 51б и др.).

На Воронежском своде веневские известняки перекрывают наиболее возвышенные участки свода (Хожаинов, 1969).

Предсерпуховский (предтарусский) перерыв (54). Тарусские серые известняки залегают на ризоидном веневском известняке, на северо-западе с небольшим размывом. М. С. Швецов (1938) отметил изменение фауны брахиопод в тарусских известняках, а Д. М. Раузер-Черноусова (1948) указывала на резкое изменение физико-географических условий, отразившихся на изменении комплексов фораминифер и водорослей.

В Барятинском районе среди тарусских отложений имеются прослои глин и два тонких (до 0,5 *м*) пласта угля (Волков, 1947), что указывает на существование местных перерывов.

Предстешевский перерыв (55). Перерыв в осадконакоплении в предстешевское время был, очевидно, небольшой, неповсеместный. В основании горизонта на северо-западе имеется небольшая песчаная толща. В Алексине отмечены следы размыва. Горизонт в нижней части сложен сланцеватыми, «дощатыми» глинами (6—7 *м*), а в верхней части — известняками, доломитами и светлоокрашенными палыгорскитовыми глинами (7—10 *м*).

На Воронежском своде, по данным Н. П. Хожаинова, имеются органогенные известняки, немного доломитов, есть брекчии выщелачивания, в Волго-Уральской области — доломиты с прослоями известняков и ангидритами (до 60—70 *м*).

А. И. Осипова и Т. Н. Бельская (1965 а, б; 1967), применяя комплексный метод (палеоэкологический и литологический анализы), значительно детализировали палеогеографические карты для разных горизонтов визейского яруса, ранее впервые составленные М. С. Швецовым (1938). Они установили связь Подмосковного бассейна с севером через пролив, существовавший в Онежском районе, где обычно на картах показывалась суша. А. И. Осипова, Т. Н. Бельская и Е. В. Фомина (1972) считают, что не подтверждается мнение А. Б. Ронова о том, что в визе известняковые осадки опоясывали сушу, а доломиты образовывались вдали от берегов, оттесненные от них речным стоком. Они считают, что неправа и Л. М. Бирина, приписывающая доломитам вторичное образование.

Намюрский ярус

К намюрскому ярусу по схеме МСК относятся протвинские и краснополянский горизонты. В Московской синеклизе известны отложения протвинского горизонта [1].

Предпротвинский перерыв (56). М. С. Швецов (1938) отмечал на нижней границе горизонта следы кратковременного осушения. На южном крыле и в центре синеклизы протвинский горизонт представлен главным образом светлыми известняками. На северо-западе, севере и в Волго-Уральской области имеются седиментационные доломиты, пестроцветные глины.

В протвинских отложениях отмечены небольшие осушения и мелкие размывы; остатков корневой системы растений не обнаружено. Однако в Припятском прогибе имеются прослои глин и углей.

На востоке А. А. Рыжова и др. (1970) отмечают в основании протвинского горизонта известняковую брекчию (на Родинской площади) и размыв в основании намюра на Пермско-Башкирском своде. Мощность протвинского горизонта колеблется от 10 до 25—35 *м*. Первоначальная мощность была значительно больше, но верхняя часть уничтожена последующими размывами.

Предкраснополянский перерыв (57). В послепротвинское время на востоке отлагались известняки с прослоями глин краснополянского гори-

[1] По схеме, принятой в книге «Геологическое строение СССР» (1968), серпуховский надгоризонт вместе с протвинским горизонтом включен в нижний подъярус намюрского яруса.

зонта верхней части намюра[1]. В Московской синеклизе аналогичных отложений не обнаружено.

По мнению А. А. Рыжовой и Э. Д. Котельниковой (1971), в краснополянское время вся территория центральных районов Русской платформы и большая западная часть Волго-Уральской области были сушей, сложенной карбонатными породами. Горизонт имеет ограниченное распространение — только на юго-востоке и востоке Волго-Уральской области. В Бузулуке в основании горизонта есть прослои обломочного известняка с карбонатными гальками, а в Ольховке — конгломерат из галек диаметром до 5 *см* и гравийных зерен кварца и кремня — возможные признаки перерыва.

Башкирский ярус

Долгое время считалось, что средний карбон на Русской платформе представлен только отложениями московского яруса, залегающими после значительного перерыва на протвинских и более древних слоях нижнего карбона.

В 1930-х годах на востоке платформы были обнаружены отложения среднего карбона, залегающие ниже московского яруса (Семихатова, 1934; Теодорович, 1936). Был выделен башкирский ярус среднего карбона, к которому ныне относятся горизонты: северо-кельтменский, прикамский, черемшанский и мелекесский.

В начале 1950-х годов в Московской синеклизе впервые встречены отложения, залегающие между протвинскими (намюрскими) и московскими отложениями, отнесенные к башкирскому ярусу (Шлыкова, 1951). Установление башкирских отложений на Русской платформе явилось очень важным открытием, значительно уточнившим наши представления об условиях осадконакопления в среднекаменноугольное время.

Предбашкирский (предсеверо-кельтменский) перерыв (58). В Волго-Уральской области, где имеется полный разрез башкирского яруса, его отложения (северо-кельтменский горизонт) большей частью залегают на породах протвинского горизонта намюра. Везде наблюдаются отчетливые признаки перерыва — размыв поверхности, перекристаллизация, кавернозность и закарстованность протвинских пород, в ряде случаев — прослои галек и конгломератов. На площадях, где северо-кельтменские породы лежат не на протвинских, а на краснополянских (самый верх намюра), перерыва не наблюдается (Рыжова и др., 1970).

Предприкамский перерыв (59). Отложения прикамского горизонта известны только в Волго-Уральской области. Они обычно лежат на северо-кельтменских отложениях без следов перерыва. Однако на некоторых площадях Башкирского, Жигулевско-Оренбургского и Токмовского сводов и на других известняки прикамского горизонта, с прослоями брекчированных пород, залегают на размытой поверхности протвинских и иногда серпуховских отложений, снивелированных в течение континентального перерыва, бывшего здесь в протвинское, краснополянское и северо-кельтменское время. А. А. Рыжова и др. (1970) отмечают в мелекесских отложениях прослои конгломерато-брекчий и гравелитов, что свидетельствует о неспокойной тектонической обстановке в башкирский век и о многочисленных локальных размывах.

Предчеремшанский перерыв (60). По данным А. А. Рыжовой и др. (1970) в основании черемшанского горизонта имеются признаки размыва, в Волго-Уральской области этот горизонт часто залегает непосредственно на северо-кельтменских породах.

[1] Л. С. Либрович (1968, стр. 370) отмечает, что «краснополянский горизонт выделен на основе неудовлетворительного стратотипа (по разрезу, вскрытому буровой скважиной с очень малым выходом керна)».

В Московской синеклизе башкирский ярус представлен двумя типами отложений: карбонатными и песчано-глинистыми. Карбонатные отложения были впервые обнаружены Т. И. Шлыковой (1951) в северо-западной части синеклизы в керне глубокой скважины у ст. Пестово. Они представлены глинистыми известняками с прослоями глин (мощностью 9—26 *м*) с комплексом фораминифер, сопоставляемых с фораминиферами башкирских отложений Самарской Луки (без сопоставления с каким-либо из горизонтов). По схеме МСК они относятся примерно к черемшанскому горизонту (т. е. к верхней половине башкирского яруса).

Позднее в скважинах у Максатихи, Красного Холма, Шарьи (А. М. Александрова, Е. А. Петрова, 1957 г.) также встречены карбонатные отложения, залегающие на протвинских породах, отнесенные к башкирскому ярусу.

По данным В. П. Бархатовой (1963а, б), башкирские отложения (карбонатные породы нижнего и верхнего подъяруса) общей мощностью до 70 *м* широко распространены в районе Череповца — Вологды, Шарьи, Кирова, Сыктывкара и в западном Притиманье. На Онегорецкой и прилегающих площадях башкирских отложений нет.

По данным Л. Т. Семененко и Т. И. Столяровой (Шик, 1971) карбонатные башкирские отложения в центральных районах синеклизы в настоящее время не имеют сплошного распространения, так как в ряде скважин вышележащие верейские отложения залегают непосредственно на протвинских известняках.

В. К. Голубцов, Б. С. Ковалев и М. В. Ярцева (1956) описали нижне- и верхнебашкирские отложения, лежащие с большим размывом (иногда до тульских слоев) в Припятском прогибе.

Песчано-глинистые толщи башкирского яруса (азовская свита) относятся в Московской синеклизе к самому верхнему, мелекесскому горизонту. Отложения двух нижних горизонтов башкирского яруса (северокельтменского и прикамского) в синеклизе не известны, они, очевидно, не накапливались. Учитывая также, что в Московской синеклизе, вероятно, не было отложений краснополянского горизонта намюра, время континентального перерыва между нижним и средним карбоном (послепротвинское, предчеремшанское) было весьма значительным, оно соответствовало накоплению трех горизонтов на востоке платформы. На южном крыле Подмосковного бассейна, где нет и черемшанских отложений, перерыв продолжался и в это время и соединился со следующими предмелекесскими и предверейскими перерывами.

Поверхность протвинских известняков в Подмосковном бассейне так же, как и на востоке платформы, обычно разрушена, закарстована, местами имеется кора выветривания (до 3 *м*), представленная глинами с кусками кремня и известняка и выделенная М. С. Швецовым (1938) под названием «высоковская толща» с индексом $C_1 — C_2$. Нижележащие породы несут следы выветривания на глубину до 20 *м*.

Такие же ярко-красные пестроцветные глины (мощностью до 10 *м*) с обломками известняков (тип «высоковской толщи») залегают на протвинских известняках на юго-западе КМА (Богунова и др., 1962).

Таким образом, существование послепротвинского (предбашкирского) перерыва не вызывает сомнения, он был достаточно большим.

Предмелекесский (предазовский) перерыв (61). Кроме карбонатных башкирских отложений, в южной части Московской синеклизы установлено присутствие песчано-глинистых отложений (азовская свита), залегающих в глубоких погребенных долинах (Хворова, 1953; Утехин, 1960).

Азовская песчаная толща впервые выделена на юге Окско-Принского вала И. В. Хворовой (1953) в составе верейского горизонта московского яруса. Е. А. Иванова в 1953 г. высказала предположение о принадлежности азовской толщи к башкирскому ярусу.

Азовские отложения залегают с большим размывом на нижележащих протвинских, серпуховских, окских, а местами яснополянских и турнейских породах в глубоких долинах. Непосредственное налегание азовских (мелекесских) отложений на черемшанские в Московской синеклизе неизвестно, и точно установить возрастные соотношения этих двух толщ пока нельзя.

Выделяются две толщи. Нижнеазовская толща — красноцветные кварцевые и кварцево-полевошпатовые слюдистые пески и песчаники, иногда косослоистые, глинистые, главным образом средне- и мелкозернистые, реже крупнозернистые, иногда с растительным детритом. В основании встречаются окатанные куски протвинских известняков. Мощность изменчивая; максимальная (до 110 *м*) известна по скважинам у Серпухова. Верхнеазовская толща состоит из двух пачек: а) нижняя — переслаивание глин, песков зеленых и желто-зеленых; в глинах встречаются прослойки углистого материала, имеются прослои серых известняков (от нескольких сантиметров до 1,4 *м*); б) верхняя — сероцветные и черные глины, много растительных остатков, иногда прослои листового гумусового угля. Общая мощность двух толщ достигает 40 *м*.

В Мелекесско-Радаевской впадине, на Татарском, Башкирском, Камско-Глазовском сводах мелекесские слои состоят из известняков с прослоями глин, конгломератов и брекчий (до 25 *м*). Размыва в основании ни по схеме МСК, ни геологами ВНИГНИ не указано.

Н. С. Ильина, А. И. Елина, А. А. Рыжова и др. (1958) в разрезе башкирских отложений в скважине у пос. Кикино (Сурско-Мокшинская площадь) отметили следы размыва в основании верхнебашкирской карбонатной толщи (предчеремшанский) и над ней, в основании терригенных отложений (предмелекесский).

Таким образом, исходя из принятых стратиграфических определений, предмелекесский перерыв был менее продолжительным, чем предчеремшанский. Возможно, что был еще перерыв предверхнеазовский (61а), так как верхнеазовские отложения, по данным Д. Н. Утехина (1960), залегают с размывом на нижнеазовских. Однако можно допустить, что это объясняется миграцией речного русла.

Московский ярус

К московскому ярусу относятся верейский, каширский, подольский и мячковский горизонты.

Предмосковский (предверейский) перерыв (62). В Московской синеклизе отложения верейского горизонта залегают на размытой поверхности нижележащих нижнекарбоновых или на башкирских отложениях. На южном крыле Подмосковного бассейна местами верейские отложения выполняют древние речные долины и мощность их достигает 50 *м*. На южном крыле в верейском горизонте выделяются три толщи, не везде прослеживающиеся.

1. Шацкая толща состоит из трех пачек: глинисто-алевритовых пестроцветных, песчаных красноцветных и глинисто-карбонатных пород. В кровле — выдержанный слой известняка (более 0,5 *м*). Толща залегает главным образом в эрозионных углублениях. Мощность до 18 *м*.

2. Альютовская толща большей частью залегает с размывом, сложена песками и глинами. В районе Серпухова вскрыты в основном крупнозернистые пески и конгломерат из галек, мергеля и известняки, зерна глауконита. Общая мощность 5—10 до 20 *м*.

3. Ордынская толща — внизу глина, выше глинистые известняки, доломиты. Общая мощность 5—10 *м*. К востоку от Москвы преобладают карбонатные породы.

Красноцветные верейские песчано-глинистые отложения давно привлекали внимание геологов, ибо они резко выделялись среди широко

распространенных светло-серых и белых карбонатных отложений нижнего и среднего карбона (Боголюбов, 1904; Швецов, 1924; Иванов, 1926; Хименков, 1927).

Е. А. Ивановой (1947) на основании палеоэкологического анализа фауны установлено, что верейские отложения являются трансгрессивной серией морских осадков. Верейские отложения широко развиты на южном и западном крыльях и в центральных областях Московской синеклизы. Обычная их мощность (вне древних долин) — 10, 15 и 25 *м*.

На северо-западном крыле красноцветные песчано-глинистые отложения, которые можно сопоставить с верейскими (толща C_2^1, по Вишнякову, 1934), имеют мощность до 12 *м*. С. Г. Вишняков отмечает, что во всех скважинах контакт песчано-глинистой толщи с подстилающими серпуховскими породами представлен сильно разрушенными доломитами и известняками и участками железистой глины, проникающей до глубины 2 *м*. На границе с известняками залегают красные сильно ожелезненные глины, без слоистости, с включениями обломков доломита, покрытых красной выветрелой коркой. Мощность глин достигает 4—5 *м*, они являются продуктами коры континентального выветривания. Судя по описанию С. Г. Вишнякова, эти глинистые породы, условия их залегания, характер поверхности известняков полностью соответствуют тому, что было ранее отмечено М. С. Швецовым на южном крыле как кора выветривания под названием «высоковская толща».

Интересно отметить, что в северных районах платформы красноцветные терригенные отложения типа верейских встречаются редко, а обычно разрез московского яруса начинается конгломератовидными карбонатными породами каширского и подольского горизонтов.

В. С. Кофман (1968б) на р. Вытегре относит к верейскому горизонту красную и пестроцветную глину с обломками известняка, мощностью 1,5 *м*, лежащую на размытой поверхности известняков девятинской свиты (протвинский горизонт намюра).

В. П. Бархатова (1963) подчеркивает, что на севере (Онегорецкая и прилегающая площади) везде московские отложения лежат с перерывом на размытой и закарстованной поверхности нижнекаменноугольных известняков. В Няндоме размыв уничтожил всю девятинскую и часть тагежемской свиты (протвинский и серпуховский горизонты).

На р. Онеге у Бирючевских порогов известен разрез (нижний контакт среднего карбона), стратиграфическое положение которого давно обсуждалось в литературе. Этот разрез впервые описан А. А. Иностранцевым в 1872 г., высказавшим мнение о возможном карбоновом возрасте, затем Н. И. Толстихиным в 1923 г. и, наконец, подробно по слоям — М. М. Толстихиной (1934). Мощность этой толщи, получившей название бирючевской, М. М. Толстихина определяет в 65 *м*.

В нижней части (около 20 *м*) здесь лежит конгломерат с крупной галькой диабазов и темно-зеленых основных пород, а также кварца, мергеля; краснощветный песчаник, красные глины с прослоями песчаника. Выше залегают слои красного мергеля, доломитизированного известняка, брекчевидного мергеля, общей мощностью около 8 *м*. Далее лежит преимущественно песчаная толща — пестроцветные крупно- и среднезернистые песчаники, косослоистые с прослоями глин, мергелей, конгломератов и разрушенных известняков мощностью до 22 *м*. В верхней части толщи находятся пестроцветные глины — до 4 *м*, а над ними — доломит кавернозный, переходящий по простиранию в доломитизированный известняк мощностью до 4—5 *м*.

Все эти отложения мощностью до 60 *м* М. М. Толстихина отнесла к нижнему карбону. Они залегают то на девонских песчано-глинистых породах, то (в бассейне р. Сомбы) на кристаллических породах.

На кавернозных доломитах лежит известняковый конгломерат мощностью до 1 *м*, состоящий из обломков доломита, известняка; встречаются

гальки кристаллических пород, кремня. Местами конгломерат имеет характер известнякового песчаника, в котором встречаются раковины *Spirifer mosquensis* и кораллы. М. М. Толстихина подчеркивает, что створки раковин не имеют следов окатанности.

Этот своеобразный известняковый конгломерат, являющийся основанием среднекаменноугольных отложений, вверх переходит в толщу слоистых песчанистых известняков, а потом светлых доломитизированных известняков и доломитов, видимой мощностью до 10 *м*.

В 1939 г. В. А. Котович, обсудив разные стратиграфические варианты, считал, что возраст бирючевской свиты, вероятно, среднекарбоновый, но в этом вопросе еще много неясного.

А. Г. и О. А. Кандиайны в 1951 г. (по Бархатовой, 1963) описали на р. Онеге своеобразный комплекс красноцветных, пестроцветных песчаных пород и конгломератов, мощностью до 40 *м*, названный ими сомбинской свитой. В песках отмечено присутствие ставролита и анатаза, являющихся, по мнению авторов, «минералами-индикаторами» нижнего карбона. Этот же возраст свиты доказан Э. А. Кольбергом, составившим профиль по ряду скважин, связавших разрез «продуктивного типа» нижнего карбона с разрезом сомбинской свиты на р. Онеге. Сомбинская свита покрывается залегающей трансгрессивно глинисто-мергельной толщей с фауной московского яруса.

В. П. Бархатова (1963) относит бирючевскую толщу (=? сомбинской свите) к нижнему карбону, но допускает, что она может быть и более древней.

Позднее И. В. Хворова (1953) и Е. А. Иванова привели описание этого разреза, почти полностью совпадающее с описанием М. М. Толстихиной. Однако они не отметили присутствие раковин *Spirifer mosquensis* и кораллов, указанных М. М. Толстихиной. Авторы отнесли бирючевскую свиту к основанию московского яруса и сопоставили часть ее с верейскими отложениями южного крыла Подмосковного бассейна, причем не привели аргументов, опровергающих взгляды М. М. Толстихиной и других исследователей, работавших ранее (Иванова, Хворова, 1955).

Сопоставление конгломератов и песчаников бирючевской свиты с верейскими отложениями привели впоследствии к путанице в вопросе об источниках сноса материала в верейское время.

На Северной Двине, у устья р. Пинеги, карбонатные породы московского яруса лежат на красноцветных терригенных отложениях предположительно «девонского возраста». В устье р. Вычегды они трансгрессивно залегают «на терригенных пестроцветных породах девона, кроющих тонким чехлом кембрийские терригенные образования» (Бархатова, 1963, стр. 367).

На Притиманской площади и в прилегающих к ней с юго-запада районах московские карбонатные отложения (в нижней части с прослоями глин и известняковистых песчаников) залегают без видимого перерыва на башкирских отложениях.

На востоке платформы А. А. Рыжова и др. (1970) неоднократно (но не повсеместно) отмечали залегание верейских пород с размывом на мелекесских (Глазов и другие пункты) или черемшанских и нижележащих отложениях (южная часть Волго-Уральской области).

М. М. Грачевский и др. (1969) на Дерюжском месторождении описали две палеодолины, заполненные верейскими песчаными отложениями, причем нижняя долина врезана в башкирские карбонатные породы на 20—30 *м*.

Таким образом, следует, что продолжительность предмосковского континентального перерыва на разных площадях платформы была разная.

До установления в Московской синеклизе отложений башкирского яруса считалось, что предверейский перерыв на всей Русской платформе был весьма продолжительным и соответствовал времени образования на

востоке в Предуралье краснополянского горизонта намюра и четырех горизонтов башкирского яруса.

В настоящее время можно считать, что непосредственно предверейский (послебашкирский) перерыв был небольшой, а верейские отложения лежат на сильно размытой поверхности нижнекарбоновых отложений, потому что ранее предверейского перерыва на большой площади платформы был длительный предчеремшанский и сравнительно небольшой предмелекесский перерывы.

Таким образом, предверейская поверхность перерыва является результатом эрозионной деятельности трех континентальных эпох.

Палеогеологическая карта поверхности доверейского перерыва

Геологическое строение поверхности доверейского перерыва показано на картах, составленных для разных районов Р. М. Пистрак (1950), Л. М. Елиной, Д. К. Андреевым (1954) и В. П. Бархатовой (1963). Карты составлялись по определению в буровых скважинах типа и возраста пород, подстилающих заведомо верейские отложения. Учитывая, что местами могли быть и нижележащие башкирские (азовские) отложения (близкие по своему характеру к верейским). возможно, что на отдельных участках показано строение поверхности предбашкирского времени, но вряд ли это существенно может изменить общую картину. Используя упомянутые, а также другие палеогеографические карты, автором составлены палеогеологические карты предверейского времени для значительной площади Русской платформы (рис. 9).

На громадной территории — от Пензы до Костромы — выявляется большое и сильно размытое сводовое поднятие, занимающее значительную часть Московской синеклизы. В куполе поднятия (Каверино — Балашиха) обнажаются алексинско-михайловские слои окского подъяруса — C_1^{al-mch}. С запада, севера и востока (Рязань — Владимир — Иваново — Кинешма — Горький — Токмово — Пачелма) располагается широкое поле, сложенное верейскими слоями, а вокруг него узкая полоса серпуховских пород. На западе и севере (Москва — Калинин — Ярославль) — большая площадь сложена протвинскими отложениями (нижний намюр). Узкая полоса протвинских пород тянется вдоль восточного крыла поднятия — от Шарьи к югу, на Саранск и Пензу. Еще восточнее, от Кирова до Саратова, и в Донбассе предверейская поверхность сложена башкирскими отложениями — C_2^1. Не вполне ясно, как указанное поднятия было связано с Воронежским сводом, а поэтому неясны и контуры распространения отдельных свит. По данным Л. С. Богуновой, С. Г. Вишнякова и Н. П. Хожаинова (1962), на юге Воронежского свода верхневизейские (веневские, тарусские, стешевские) и намюрские (протвинские) отложения представлены морскими известняками и никаких следов близости суши на севере не имеют.

На палеогеографической карте серпуховского и намюрского времени (Атлас..., 1960) Московская синеклиза и Воронежский свод покрыты морскими карбонатными и терригенными осадками. В. М. Познер (1964) пишет, что в конце визе — начале намюра море охватило не только области погружения предыдущего этапа, но и области поднятий — Токмовский, Камско-Глазовский, Воронежский своды и бо́льшую часть Тиманского поднятия. В позднем намюре (краснополянские время) наступило максимальное осушение и морской режим сохранился только в краевых частях платформы и Уральской геосинклинали.

Во время предбашкирского перерыва и раннебашкирского времени Воронежский свод, несомненно, подвергался размыву, но насколько глубоко были размыты нижнекаменноугольные отложения, сказать трудно.

Л. С. Богунова и др. отмечают, что на западе территории КМА, на протвинских известняках залегают ярко-красные и зеленые глины с обломками известняков, местами серые с прослойками бурого угля. Выше идут

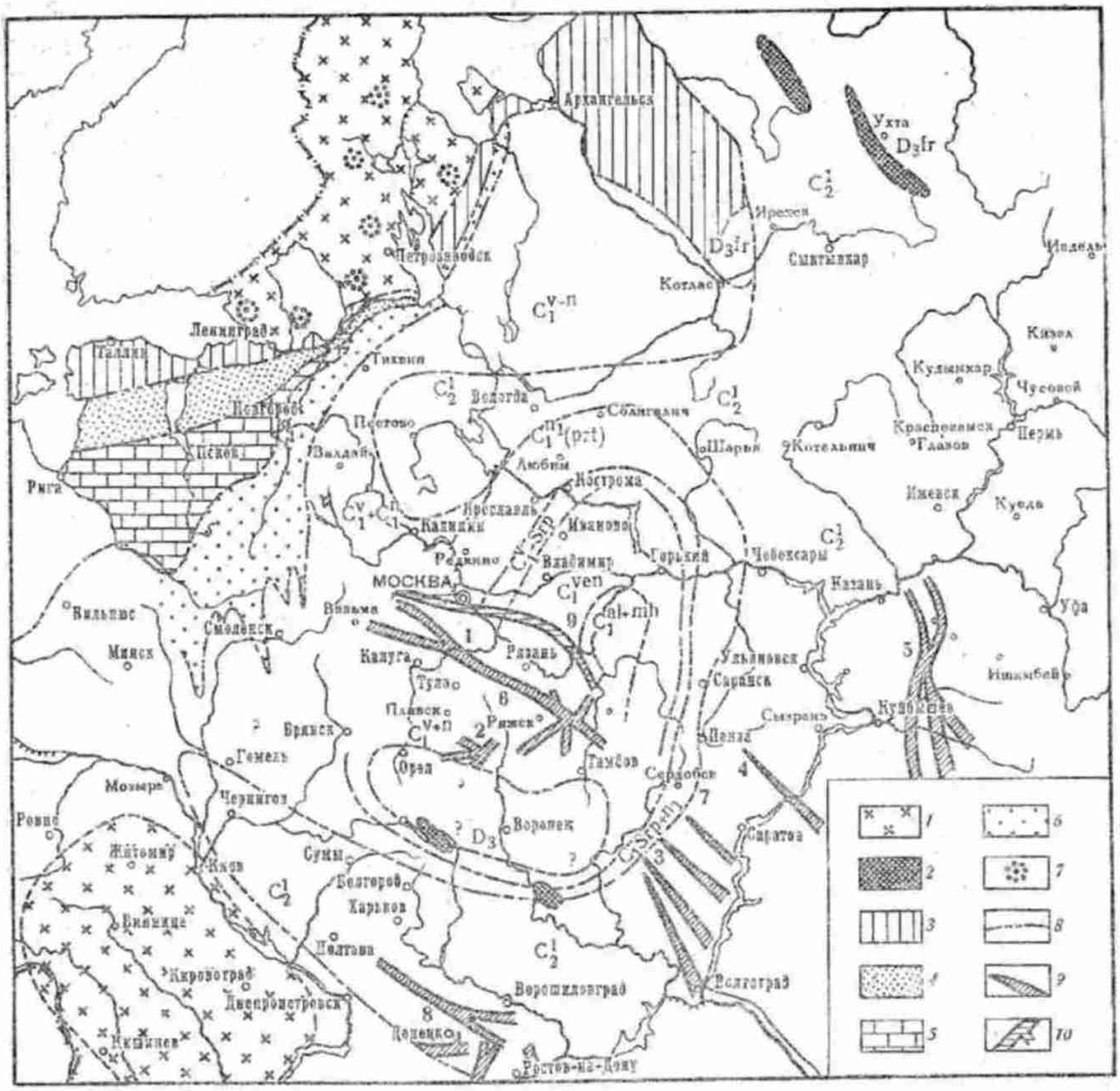


Рис. 9. Схематическая палеогеологическая карта предверейской поверхности и палеореки на Русской платформе. Составил В. С. Яблоков (по материалам Р. М. Пистрак, Л. М. Елиной, Д. К. Андреева, В. П. Бархатовой и др.)

1 — Балтийский и Украинский щиты; *2* — протерозойские породы Тимана; *3* — додевонские породы; *4* — песчаные отложения — D_2; *5* — карбонатные отложения — D_3fr; *6* — песчаные отложения — $D_3fr + D_3fm$; *7* — предполагаемое распространение отложений $D_3 — C_1$ на Балтийском щите; *8* — граница стратиграфических подразделений, указанных индексами; *9* — контуры среднекарбоновых палеорек; *10* — контур послепермской — доюрской палео-Москвы-реки. Системы палеорек (цифры на карте): 1 — Раннемосковская палео-Ока, 2 — Ефремовская, 3 — Саратовско-Волгоградская, 4 — Саратовская, 5 — Восточно-Куйбышевская, 6 — палео-Смедва (в каширском горизонте), 7 — Арчедино-Паникская (в подольском горизонте), 8 — Донбасская система (в башкирском и московском ярусах), 9 — доюрская палеорека

мергели и известняки с фораминиферами. Общая мощность этих пород «первого цикла» до 20 *м*.

По фораминиферам эти отложения относятся к башкирскому горизонту. Однако авторы отмечают, что среди пестроцветных пород находятся, вероятно, и отложения верейского горизонта. В. М. Познер на палеогеографической карте башкирского века всю площадь к югу от Москвы и до Донбасса показывает «прибрежной равниной, временами заливавшейся морем», т. е. это была преимущественно суша, поверхность которой сложена известняками нижнего карбона.

На палеогеографической карте верейского времени В. М. Познер область Воронежского свода показывает сушей, соединенной с большой сушей Балтийского щита. Таким образом, Воронежский свод так же, как, очевидно, и Токмовский, в течение башкирского времени морем не затоплялся и подвергался денудации.

Л. М. Елина и А. А. Рыжова (Геологическое строение центральных областей..., 1957) на карте фаций и мощностей башкирского яруса громадную площадь к югу от Вологды до Пензы — Балашова показали как «область размыва», а район Воронежского свода — как «область сноса и островов». Большую площадь — от верховьев Волги на Калугу, Тулу, Ряжск, Тамбов, авторы оставили пустой без какого-либо пояснения.

Таким образом, трудно нарисовать палеогеологическую карту области Воронежского свода и прилегающих районов. Очевидно, следует допустить, что на своде и на южном крыле Подмосковного бассейна в предверейское время на поверхность выходили породы разных горизонтов нижнего карбона и, возможно, верхнего девона. Вероятно, структура «Центрального поднятия» не сливалась с Воронежским сводом. В соответствии с предположениями М. С. Швецова (1954) в южной части свода мною показаны два участка — выходы докембрийских пород.

К северу от Кирова к Сыктывкару и Мезени на большой площади, примыкающей к тиманским поднятиям, В. П. Бархатова показывает башкирские породы. Эти же породы выходили на поверхность и к западу от Кирова — в район Вологды — Череповца — Рыбинска — Пестова — Максатихи. На Тимане, как и в предвизейское время, на ряде поднятий на поверхность выходили кембрийские — верхнепротерозойские породы.

Поверхность широкой полосы к востоку от р. Северной Двины была сложена (так же, как и в предвизейское время) додевонскими породами. В районе Котласа на небольших площадях обнажались отложения франского яруса верхнего девона. Вдоль борта Балтийского щита проходила полоса додевонских и, вероятно, верхнедевонских отложений.

На значительной площади, прилегающей к рекам Онеге, Ваге и Сухоне, были обнаружены визейские и нижненамюрские (протвинские) породы, которые к западу от Пестова соединялись с более южными площадями также протвинских пород.

К западу от полосы визейских и нижненамюрских отложений и, очевидно, нижнетурнейских, примерно, по линии Ленинград — Смоленск, располагалось, как и в предвизейское время, поле верхнедевонских пород. На Воронежском своде, очевидно, обнажались и размывались нижнекарбоновые породы, возможно, девонские, а местами — кристаллического фундамента.

Остается также неясным интересный и существенный для всех палеогеографических построений вопрос о том, насколько далеко на северо-запад на Балтийский щит распространялись верхнедевонские и нижнекарбоновые отложения.

С. Г. Вишняков еще в 1934 г. высказал предположение (исходя из условий образования верейских песчаных толщ, о чем будет сказано в главе III) о том, что Балтийский щит до Хибин должен был быть перекрытым нижнекарбоновыми породами. Позднее, С. Г. Вишняков (1954, 1958) указал, что в районе Хибин А. А. Вейхером найдены известняки с фауной нижнего карбона (веневские и серпуховские). Однако этот факт не получил никакого отражения в последующей геологической литературе, хотя сведения о нахождении пород палеозойского возраста (верхнедевонские, нижнекарбоновые?) продолжали публиковаться (Рябинин, 1934; Елисеев и др., 1937; Криштафович, 1937; Кириченко, 1957).

В 1962 г. Л. А. Кириченко опубликовал статью, а в 1970 г. отдельную работу о верхнедевонских и нижнекаменноугольных отложениях Кольского полуострова, в которой сделал тщательный анализ большого материала. Наиболее подробно описано местонахождение палеозойских пород в районе Контозера, залегающих в грабене — кальдере диаметром около 8 *м*. В скважинах и обнажениях вскрыта толща пород общей мощностью до 800 *м*: ловозерская свита верхнего девона (?), контозерская свита — нижний комплекс (визейский ярус нижнего карбона), контозерская свита — верхний комплекс, возможно, средний и верхний карбон. Среднепа-

лезойские породы известны в трех районах (с юго-запада): Хибинская тундра, Ловозерская тундра и Канозеро.

Отмечая своеобразный тип разреза нижнекаменноугольных отложений, Л. А. Кириченко считает, что они приурочены к подвижной зоне глубинных разломов, пересекающей Балтийский щит от Кольского полуострова до южной Норвегии.

Балтийский щит и Русская платформа характеризуются общим ходом геологического развития. Кольский полуостров в среднем палеозое испытал два периода значительных погружений, сопровождавшихся ингрессиями моря, синхронными с морскими трансгрессиями на Русской платформе (в позднедевонское и каменноугольное время). Южная часть щита входила в область морских трансгрессий также в кембро-силуре.

В связи с изложенным следует отметить два момента.

1. В известняках верхнего девона (?) и доломитах среднего карбона (?) Л. А. Кириченко не обнаружил никаких следов макро- или микрофауны;

2. Л. А. Кириченко, анализируя материал о палеозойских отложениях на Балтийском щите, почему-то ни разу не упомянул о находках в 1950 г. А. А. Вейхером около Хибин известняков с фауной нижнего карбона, о чем трижды писал С. Г. Вишняков [1].

Таким образом, этот интересный для палеогеографии факт оказался и без отрицания и без подтверждения.

Придется привлечь для рассмотрения этого вопроса некоторые косвенные сведения о литологической характеристике нижнекаменноугольных отложений в известных, ближайших к Балтийскому щиту пунктах.

Н. А. Пахтусова (1962) по скважине к югу от Онежского озера (пос. Кривой-Паранас) отмечает, что в алексинско-михайловской толще есть два комплекса, начинающихся глинистыми породами и заканчивающихся известняками. Веневский горизонт сложен известняками и доломитами с прослоями глины. В тарусском и стешевском горизонтах имеются пестроцветные глины, алевриты и доломиты. Протвинский горизонт представлен типичными известняками.

В более восточных районах (Вытегра и др.) В. П. Бархатова и В. С. Кофман описывали протвинские доломитизированные скрытокристаллические и иногда крупнокристаллические сахаровидные известняки. Упоминаемые ими пункты находятся примерно в 100 *км* к югу от современного обнаженного борта Балтийского щита.

В. Ю. Горянский, Г. И. Егоров и Я. Д. Зеккель (1958) выделили несколько типов разрезов нижнего карбона от Тихвинского района до Северо-Онежского и установили закономерности соотношения терригенных и карбонатных отложений. Они считают, что при дальнейшей трансгрессии в веневское время море находилось в Северо-Онежском районе.

А. И. Осипова и Т. Н. Бельская (1965а, б, 1967, 1972), восстанавливая с большой подробностью палеогеографию нескольких горизонтов нижнего карбона, рисуют северо-западную границу распространения чередования морских терригенных и известковых и частично прибрежно-континентальных отложений в михайловское время южнее Онежского озера и р. Свири. Для стешевского времени граница таких же осадков проходит немного далее на северо-запад. Авторы полагают, что в тарусское и стешевское время в районе Онежского полуострова был пролив, соединявший бассейны Московской синеклизы с морем, находившемся на севере.

Следует отметить, что перечисленные выше исследователи при своих палеогеографических построениях, так же как Л. А. Кириченко, не упонают о находке у Хибин нижнекарбонового известняка с фауной и о пред-

[1] По сообщению Р. Ф. Геккера, А. А. Вейхер недавно подтвердил, что известняки с фауной были обнаружены при геологической съемке и об этом написано в отчете. Дальнейшая судьба образцов неизвестна.

положениях С. Г. Вишнякова. Приведенные данные о литолого-фациальной характеристике нижнекарбоновых отложений, расположенных в настоящее время вдоль юго-восточного и восточного склонов Балтийского щита, не позволяют однозначно решить вопрос, распространялись или не распространялись осадки конца нижнего карбона на Балтийский щит.

Следовательно, пока приходится признать предположение С. Г. Вишнякова возможным, но еще не доказанным.

В результате каких процессов и условий могло создаться такое строение предверейской поверхности, какое отражает палеогеологическая карта? (см. рис. 9). Надо считать, что к предверейскому времени на большой площади центральных областей Русской платформы была смыта толща ранее образовавшихся пород, уничтожены какие-то мощности башкирских отложений, вероятно, ранее распространявшихся к югу от границы, показанной на палеогеологической карте. Условно мощность их принимается около 30—50 *м*. К югу от Костромы, кроме того, были уничтожены протвинские известняки (20—40 *м*) и серпуховские отложения (около 30 *м*). Наконец, в районе нижнего течения р. Оки уничтожены и веневские слои (до 12 *м*) и на поверхности лежат михайловские и алексинские породы. Максимальная общая мощность уничтоженных пород достигает 120—130 *м*. Временами рельеф был местами достаточно расчлененный, так как известна доверейская долина глубиной до 100 *м*. Как уже указывалось выше, формирование предверейского рельефа было длительным и происходило в несколько этапов.

При сравнении двух палеогеологических карт — довизейской и доверейской поверхности (см. рис. 8 и 9) выявляется их большое сходство. На той и другой карте вырисовывается большое меридиональное поднятие, сходное по очертаниям. Таким образом, в карбоновое время дважды менялся структурный план и синеклизы превращались в поднятия. На юге эти поднятия сочленялись с Воронежской антеклизой.

Судя по литолого-палеогеографическим картам, составленным В. М. Познером для башкирского и верейского времени, Центральное поднятие, возможно, отражается на карте башкирского времени и совершенно не проявляется в верейское время. Следовательно, время образования поднятия и его размыва падает главным образом на предверейский перерыв.

В. М. Познер (1964) отмечает, что в начале московского века суша испытала подъем, приведший к усиленному размыву Балтийского и Украинского щитов и Воронежского свода, откуда сносился обломочный материал различного минерального состава. По сравнению с башкирским веком климат, по-видимому, стал более засушливым.

Характер и условия залегания преимущественно терригенных красноцветных азовских (мелекесских) и верейских отложений свидетельствуют о длительном перерыве в Московской синеклизе в позднебашкирское и раннемосковское время.

Несколько сходные условия преимущественного континентального осадконакопления были ранее в позднетурнейское и ранневизейское время. Гумидный климат в то время в Московской синеклизе предопределил развитие и накопление торфяников — угольных пластов, более сухой климат в башкирско-верейское время не способствовал развитию растительности. Торфонакопление происходило (в это время) на территории Донбасса, расположенной ближе к экватору в благоприятных климатических условиях.

После верейского времени в Московской синеклизе до конца верхнего карбона устойчиво сохранялись мелководно-морские условия осадконакопления с незначительными и кратковременными размывами и перерывами.

По А. А. Пронину (1969) два основных перерыва в среднем карбоне — предбашкирский и предмосковский — в совокупности отражают колебательные движения судетской тектонической эпохи. Здесь следует отметить (так же, как ранее для «предвизейского» перерыва), что в «предмосков-

ский» перерыв на разных площадях могут входить — предприкамский, предчеремшанский и предмелекесский перерывы башкирского времени и собственно предмосковский или предверейский перерыв. Всегда необходимо уточнять, к какому времени (горизонту) относится «предмосковский» перерыв.

Предкаширский [*предполустовогорский*] *перерыв* [*63*]. Полустовогорская толща, выделенная в основании каширского горизонта (Шик, 1971), представленная глинами с прослоями песчаников и известняков с гравелитом — гальками у нижней границы, залегает с небольшим размывом на верейских отложениях. Общая мощность до 6 *м*.

Большое количество неустойчивых минералов в песках свидетельствует о начале нового цикла осадконакопления (Л. Т. Семененко). Толща хорошо выделяется только в западных районах.

В Волго-Уральской области отложения каширского горизонта, как правило, залегают без перерыва на породах верейского горизонта. Однако в ряде районов (Верхнекамская впадина, Советск и др.) в основании каширского горизонта имеются конгломерато-брекчии с гальками известняка и доломита до 5 *см* в диаметре (Рыжова и др., 1970).

Вышележащая нарская толща представлена в нижней части хемогенными доломитами (2—6 *м*), а выше — ритмичным переслаиванием известняков, доломитизированных известняков, пестрых мергелей и глин. Общая мощность до 20—30 *м* — юго-восток и 16 *м* — район Москвы. Некоторые мощные прослои глин состоят из палыгорскита. Характерно наличие флюорита-ратовкита (прослои до 0,2 *м*), встречается целестин. В верхней части — конкреции кремня.

Полустовогорская и нарская толщи составляют небольшой цикл осадконакопления. Магнезиальность возрастает к северу от Каширы.

На востоке платформы среди мощных карбонатных отложений московского яруса (в каширском, подольском, мячковском горизонтах) выделяются небольшие пачки-толщи, которые описываются ниже и известны в Московской синеклизе.

Предхатунский перерыв (*64*). Хатунская толща состоит из пестрых глин, глинистых алевритов с прослоями песков. В основании пески иногда косослоистые, в северных районах — тонкие прослои известняковых конгломератов. Общая мощность 3—8 *м*. Размыв и перерыв незначительные.

Вышележащая лопаснинская толща (так же, как и нарская) состоит из переслаивания известняков, доломитов, мергелей, глин. В районе Каширы — Воскресенска в основании отмечаются иногда следы небольших размывов, имеются прослои (до 0,2 *м*) кварцево-глауконитовых песков. Мощность около 14—23 *м*.

Хатунская и лопаснинская толщи, так же как две предыдущих толщи, составляют цикл.

Предростиславльский перерыв (*65*). Глинисто-песчано-мергельная ростиславльская толща мощностью 5—14 *м* прослеживается на большой площади. На р. Оке ниже Каширы, у устья р. Смедвы и пос. Ростиславль встречаются красноцветные песчаники (мощностью до 10 *м*), вероятно, дельтового происхождения (Яблоков, 1929). Местами песчаник имеет флюоритовый цемент (Зайцев, 1936). В районе Волоколамска — Клина в основании толщи лежит известняковый конгломерат-песчаник мощностью до 0,4 *м*.

Красноцветные песчаники в ростиславльской толще являются последними (верхними) слоями песчаных пород в отложениях московского яруса в Московской синеклизе. Они отражают небольшой перерыв и усиление эрозии по окраине бассейна.

Смедвинская толща, лежащая выше, состоит из карбонатных пород, главным образом доломитов, доломитизированных известняков, мергелей. У Коломны отмечаются небольшие примеси песчаного материала, есть глауконит. Общая мощность около 10—15 *м*.

Таким образом, шесть толщ каширского горизонта московского яруса отражают три цикла осадконакопления.

Предподольский (предваськинский) перерыв (66). В нижней части подольского горизонта лежит васькинская толща (5—8 *м*), в основании которой местами имеется известняковый конгломерат мощностью до 0,4 *м*. Выше залегают пестрые глины, мергели с прослоями белых известняков. Перерыв незначительный и выражен неясно.

В Волго-Уральской области граница каширского и подольского горизонтов проходит в карбонатной толще, обычно без следов перерыва, но в северо-западной части области в основании подольского горизонта имеется прослой конгломерато-брекчий с гальками карбонатных пород диаметром до 6 *см* (Рыжова и др., 1970).

Предулитинский перерыв (67). Улитинская толща общей мощностью до 15—20 *м* местами лежит с небольшим размывом на васькинской. В ней выделяются три пачки, отражающие небольшие циклы осадконакопления: 1) нижняя — в основании переслаивание розовых мергелей и известняков, выше — однородные толстослоистые известняки и доломиты; 2) средняя — в основании переслаивание глин и известняков, выше — однородные белые искристые известняки; 3) верхняя — строение аналогичное, но известняки мелкодетритовые. Имеется прослой водорослевого известняка («кудряш»). Мощность пачек меняется из-за небольших размывов, которые на отдельных площадях могли происходить без выхода дна бассейна на поверхность (Сербаринов, 1958).

В Верхнем Поволжье в этой толще имеется «старицкий камень», ранее известный как хороший строительный материал.

Предщуровский перерыв (68). Карбонатная щуровская толща залегает с размывом глубиной до 5 *м*, местами уничтожившим всю верхнюю пачку улитинской толщи (Щурово). В щуровской толще также выделяются три пачки: 1) нижняя — в основании переслаивание мергелей, известняков, выше — известняки чистые, детритовые, в кровле караваи серых кремней; 2) средняя — в основании прослои серой конгломератовой глины (до 0,1 *м*), выше — доломиты желтые, брекчиевидные известняки со строматолитами; 3) верхняя — внизу переслаивание глин, мергелей, известняков, выше — доломиты, в кровле местами мергели и глины.

Доломитизированные известняки этой толщи известны под названием «подольского мрамора». Общая мощность щуровской толщи до 12 *м*.

На востоке платформы, возможно, предщуровскому перерыву соответствует прослой галек карбонатных и кремневых пород, отмеченный в Опаринской скважине на расстоянии 24 *м* над подошвой подольского горизонта (Рыжова и др., 1970).

Перерывы в морском осадконакоплении в подольское время на востоке платформы (на отдельных площадях) подтверждаются существованием палеорусел, заполненных песками и врезанных в карбонатные породы — например, на Арчедино-Поникской площади (Грачевский и др., 1969).

Предмячковский (предновлинский) перерыв (69). Новлинская карбонатная толща залегает местами с небольшим размывом. На западе размыв уничтожил всю щуровскую толщу (до 12 *м*).

Граница мячковского горизонта четко выделяется по фауне и появлению кораллово-фораминиферовых известняков.

В новлинской толще (общей мощностью до 10—16 *м*) выделяются три пачки: 1) нижняя — белые органогенно-обломочные известняки с большим количеством колониальных кораллов. Колонии кораллов часто опрокинуты и окатаны. Встречаются прослои известняковых конгломератов; 2) средняя — песчаниковидные доломиты с редкими прослоями криноидных известняков; 3) верхняя — органогенно-обломочные известняки, переходящие в афанитовые и брекчиевидные.

На границе пачек местами видны следы размыва.

Предпесковский перерыв (*70*). Песковская толща залегает с размывом, иногда довольно глубоким (около 5 *м*), так как местами уничтожена верхняя пачка новлинской толщи. В основании часто отмечается известняковый конгломерат мощностью до 0,5 *м*. Толща сложена снизу шламовыми и детритовыми известняками, мергелями и глинами, желтоватыми доломитами с окремнением, переслаивающимися глинистыми известняками, мергелями, брекчиевидными известняками. Общая мощность около 10—12 *м*.

У ст. Пески обнаружены своеобразные известняковые песчаники, косослоистые, с хорошей сортировкой зерен, мощностью до 6—8 *м*. И. В. Хворова (1949) считает, что это остатки дюн золового происхождения.

К северу от Москвы в толще встречаются гнезда и включения гипса.

Песковской толщей мячковского горизонта заканчиваются отложения московского яруса и всего среднего карбона.

Гжельский ярус

Отложения гжельского яруса являются нижней частью верхнего карбона. Над гжельским ярусом залегает оренбургский ярус.

К гжельскому ярусу относятся касимовский надгоризонт (в составе кревякинского, хамовнического и дорогомиловского горизонтов) и самостоятельный клязьминский горизонт. В Московской синеклизе горизонты разделяются на ряд толщ-слоев (Гоффеншефер, 1971).

Предгжельский (*предсуворовский*) *перерыв* (*71*). Нижняя, суворовская, толща кревякинского горизонта залегает с размывом на нижележащих отложениях среднего карбона. В основании — один или два прослоя известнякового конгломерата мощностью до 1,5 *м*. Выше лежат известняки, доломиты, пестрые мергели и глины. Общая мощность толщи 10—15 *м*.

На востоке платформы, в основании кревякинского горизонта, местами встречаются гальки карбонатных и кремнистых пород. В районе Татарского свода, Верхнекамской впадины и др. верхнекарбоновые отложения залегают с размывом на мячковских породах (Рыжова и др., 1970).

Верхняя, воскресенская, толща того же горизонта сложена преимущественно пестроцветными глинами и мергелями с прослоями известняков и глинистых доломитов общей мощностью 5—15 *м*. В вышележащих отложениях хамовнического горизонта выделяются две толщи: ратмировская карбонатная толща (до 20 *м*) и неверовская глинистая (до 8 *м*).

Преддорогомиловский перерыв (*72*). На востоке платформы, в основании дорогомиловского горизонта, наблюдается прослой брекчий из известняка и кремня. В Московской синеклизе, в дорогомиловском горизонте, установлено четыре толщи: перхуровская, карбонатная (до 16 *м*); мещеринская, глинистая (до 8 *м*); яузская, карбонатная (до 8 *м*) и трошковская, глинистая (до 10 *м*). Перерывов между толщами не зафиксировано, но выявляется ясная циклическая смена типов осадков, свидетельствующая о периодических тектонических движениях, однако, очевидно, не приводящих к осушению основной территории синеклизы.

Предклязьминский (*предрусавкинский*) *перерыв* (*73*). Клязьминский горизонт, так же как и нижележащие три горизонта (кревякинский, хамовнический и дорогомиловский), сложен шестью повторяющимися карбонатными и глинистыми толщами: русавкинской, щелковской, амерьевской, малинниковской, павлово-посадской и дрезнинской.

Нижняя, русавкинская, толща клязьминского горизонта залегает с размывом. В ее основании прослеживается известняковый конгломерат. В Щелково размыта вся трошковская толща дорогомиловского горизонта, мощностью до 10 *м*. В русавкинской толще преобладают доломиты. Мощность толщи до 15 *м*.

Предщелковский перерыв (*74*). Щелковская толща состоит из глин, алевритов с редкими прослоями известняков. Мощность ее около 10—15 *м*,

местами больше. Она является хорошим маркирующим горизонтом. Залегает местами с размывом всей русавкинской толщи.

Выше без следов перерыва залегают толщи: амерьевская, карбонатная (20—40 *м*); малинниковская, глинистая (до 6 *м*); павлово-посадская, карбонатная (до 25 *м*) и дрезнинская, глинистая (до 8 *м*).

Дрезнинской толщей заканчиваются отложения гжельского яруса.

Оренбургский ярус

Над гжельским ярусом залегает ногинская толща (около 25 *м*) оренбургского яруса, сложенная известняками и доломитами. Эта толща хорошо известна на северо-востоке синеклизы и на востоке Русской платформы.

Выше по разрезу, к северу, востоку и северо-востоку от Москвы, на верхнекаменноугольных отложениях залегают нижне- и верхнепермские пестроцветные песчано-глинистые толщи. К западу и югу от Москвы каменноугольные отложения покрываются верхнеюрскими и меловыми отложениями, и только местами, в долинах палеорек, сохранились нижне-(?) и среднеюрские отложения с угольными пластами.

Как следует из приведенных материалов, характеризующих перерывы, их признаки в различных горизонтах прослеживаются не на всей площади с одинаковой отчетливостью. Исключением являются преддевонский, предвизейский, предбашкирский и предмосковский перерывы. Это объясняется сложностью тектонического строения и «жизни» платформы. Во все геологические времена существовали прогибы — впадины и поднятия — своды. Положительные и отрицательные движения разных участков, изменение и перемещение их границ создавали сложные очертания суши и моря. И если на участках, где образовывалась суша, перерывы проявляются хорошо, то в прибрежной морской полосе и далее от береговой линии признаки — «отзвуки» данного перерыва установить значительно труднее. Нет необходимости в рамках данной работы давать подробную палеогеографическую характеристику всех интервалов — перерывов. Обширный и весьма ценный материал по литологии и палеогеографии собран и проанализирован и только что опубликован геологами ВНИГНИ для Волго-Уральской области («Нефтегазоносные и перспективные комплексы...», т. 1, 2, 3, 1969—1970) и геологами ГУЦР для центральных областей (Геология СССР, т. IV, 1971 г.).

ГЛАВА II

ХАРАКТЕР И ПРОДОЛЖИТЕЛЬНОСТЬ ПЕРЕРЫВОВ

Приведенное выше описание всех выявленных перерывов разных типов в морском осадконакоплении позволяет сделать попытку их сравнительной характеристики по разным признакам: отношение к стратиграфическим подразделениям, мощности толщ между поверхностями перерывов, связь с границами этапов — циклов осадконакопления, продолжительность и др.

В осадконакоплении от архея до перми, за громадный промежуток времени (около 2500 млн лет), на приведенных сводных литолого-стратиграфических колонках и в тексте зафиксировано более 70 границ перерывов. Выявленные перерывы неравноценны как по своей продолжительности, так и по значению для стратиграфии и условий осадконакопления.

ПЕРЕРЫВЫ И СТРАТИГРАФИЧЕСКИЕ ПОДРАЗДЕЛЕНИЯ

1. Между всеми группами отложений — архейской, протерозойской и палеозойской — имеются перерывы, но с разной характеристикой.

Перерыв между археем и протерозоем весьма длительный. За это время прекратилось не только морское осадконакопление, произошло осушение, но и закончился горообразовательный процесс и пенепленизация громадной области. Граница между палеозоем и протерозоем может характеризоваться по-разному. Если проводить ее, как принято МСК, между вендом и кембрием (т. е. между балтийской и валдайской сериями), то перерыв незначительный и отмечается неповсеместно.

Если же вендский комплекс в узком понимании (sensu stricto) — только валдайскую серию, или в более широком объеме, включая и волынскую серию, отнести к «докембрийскому палеозою» (Л. И. Салоп), то границы между палеозоем и протерозоем будут характеризоваться большим перерывом в морском осадконакоплении господством холодных континентальных условий (оледенение).

2. Существенные перерывы отмечены между всеми подгруппами протерозоя: нижним и средним, средним и верхним (преднижнерифейский), верхним рифеем и вендом (предвендский, предволынский). Наиболее значительным был преднижнерифейский перерыв, в течение которого (так же как и после архея) прошли горообразовательные процессы и денудация. В протерозое периодам (системам) палеозоя примерно соответствуют отдельные серии — свиты, но по продолжительности они превышают системы. В нижнем протерозое перерывы отмечены между средней и верхней курскими сериями и перед курбакинской серией.

В среднем протерозое перерывы были неоднократно. В Московской синеклизе и прилегающих районах отложений этого времени почти неизвестно. На восточной части Балтийского щита (Карелия) в общей толще мощностью до 11 000 *м*, образовавшейся примерно за 250 млн лет, выделено до шести серий — свит, разделенных перерывами и угловыми несогласиями. Возможно, что с существованием горного рельефа и его энергичным размывом и связано скопление крупных конгломератов (валуноподобных) в сериолийской и других сериях.

Перерывы, отмеченные между вышележащими частями протерозоя и палеозоя, имеет другой характер. Они свидетельствуют об осушении мест-

ности под влиянием общего подъема поверхности и, возможно, также дифференцированных движений различной величины блоков уже консолидированного фундамента.

В крестецкой серии (отнесенной Б. А. Яковлевым к верхнему протерозою — нижнему — среднему рифею) между рахинской и холовской сериями перерыв не отмечается. Однако салминская серия в Карелии и овручская на Украине (относящаяся к средней части верхнего протерозоя) в схемах обычно показаны ограниченными размывами снизу и сверху. Вопрос о перерывах в Московской синеклизе остается неясным. В верхнем рифее перерывы установлены между каверинской, пересыпкинской, веденяпинской и воронской сериями. В вендское время имелся перерыв между волынской и валдайской сериями.

Как уже указывалось, у нижней границы кембрия имеется незначительный и неповсеместный перерыв. Между кембрием и ордовиком также отмечается незначительный размыв и перерыв.

Весьма большой перерыв в морском осадконакоплении в Московской синеклизе и на ряде прилегающих площадей был между ордовиком и нижним девоном (он, очевидно, продолжался несколько десятков миллионов лет). Неясно, существовал ли перерыв между девонскими и каменноугольными отложениями. Если (как принято по схеме МСК) гипсоносную толщу относить к данковскому горизонту фаменского яруса верхнего девона, то между ними и вышележащими озерско-хованскими отложениями нижнего карбона следов размыва — перерыва не выявляется. Если же всю озерско-хованскую толщу, как это принималось ранее, отнести к верхнему девону, то граница между отложениями двух периодов будет более четкая — по основанию бисферовых слоев, залегающих повсеместно после небольшого размыва. Таким образом, контакты между отложениями периодов могут быть разнообразны.

3. Перерывы между отделами систем (эпохами). В кембрии, на границе между нижним и средним отделами, отмечается перерыв и кора выветривания. В ордовике перерыва между нижним и средним отделами нет. Условно выделяемый верхний отдел (ярославская серия) отделен перерывом. В девоне, на границе среднего отдела (живетский ярус) и верхнего (франский ярус), отмечается небольшой размыв (преднижнещигровский перерыв).

В карбоне значительный перерыв был на границе нижнего и среднего отделов. Сравнительно небольшой размыв — перерыв отмечается на границе среднего и верхнего отделов.

4. Почти все ярусы и подъярусы (внутри отделов) в разрезе палеозоя отделяются поверхностями размыва — перерыва. Особенно значительными они были на границе турнейского и визейского, намюрского и башкирского, башкирского и московского ярусов карбона.

5. В палеозойских отложениях Московской синеклизы (на колонке, см. рис. 2, 3) выделено 48 горизонтов и подгоризонтов и среди них отмечено 32 границы с размывами — следами перерывов, т. е. большинство стратиграфических подразделений этого ранга отделяются четкими границами. В девоне наиболее значительные размывы отмечены в преднижнеморсовское, предстарооскольское, предмуллинское, преднижне- и верхнещигровское время — в пределах живетского яруса и нижнефранского подъяруса. В верхнефранском подъярусе размывы уменьшаются и в фаменском ярусе они встречаются редко.

В нижнем карбоне существенные размывы — перерывы происходили в конце турнейского и в начале визейского времени (предчерепетский, предрадаевский, предбобриковский, предтульский перерывы). Значительный перерыв был в предбашкирское (предчеремшанское) время, потом в предазовское (предмелекесское) и в предмосковское (предверейское) время. В вышележащих отложениях московского и гжельского ярусов размывы небольшие, но многочисленные.

6. В разрезе от кембрия до верхнего карбона включительно выделено 61 самое мелкое стратиграфическое подразделение (толщи, слои и горизонты, если последние не разделены). Среди них зафиксировано 35 границ размывов — перерывов, часть из которых совпадает с перерывами, упомянутыми выше.

Таким образом, в Московской синеклизе и прилегающих районах в подавляющем большинстве случаев на границах стратиграфических подразделений всех рангов отмечаются перерывы в морском осадконакоплении. Перерывы выявлены то совершенно определенные, то менее отчетливые, или имеются только некоторые их признаки, однако все они имеют существенное значение для понимания стратиграфии отложений. Поэтому необходимо постоянное внимание к признакам перерывов, ибо неясные признаки в одной данной точке могут привести к выявлению более ясных признаков в данном горизонте на соседних площадях [1].

МОЩНОСТИ ТОЛЩ МЕЖДУ ПОВЕРХНОСТЯМИ ПЕРЕРЫВОВ

Поверхности двух последующих размывов — перерывов разделяют как толщи в сотни и тысячи метров (группы, системы, отделы, ярусы), так и горизонты, толщи и пачки слоев небольшой мощности (до 2—5 *м*).

В нижнем и среднем протерозое перерывы отделяют толщи мощностью около 1000 *м*, соответствующие отдельным крупным сериям или свитам. Перерыв внутри этих толщ в литературе не указывается, что вряд ли соответствует действительности и, очевидно, связано с недостаточной изученностью. В рифее и венде мощности толщ, разделенных перерывами, значительно уменьшаются и колеблются в пределах 200—400, реже более, до 500—700 *м*. В кембрии и ордовике мощности толщ между размывами — перерывами обычно меньше 200 *м* — около 100—150 *м* и иногда менее. В девонских отложениях перерывы отделяют толщи мощностью, как правило, 40—60 *м*, редко более 100 и около 15—20 *м*. В каменноугольное время мощности толщ между зафиксированными размывами — перерывами еще более сокращаются — обычно они меньше 40 *м*, большей частью 20—15 и 8—5 *м*.

Таким образом, намечается тенденция сокращения мощностей между перерывами вверх по разрезу. Следует напомнить, что подобные тенденции отмечались в геологической литературе.

Так, на схеме фаз складчатости, составленной В. В. Белоусовым (1948) по данным Г. Штиле и других авторов, намечается учащение фаз складчатости в альпийском цикле по сравнению с герцинским и каледонским.

С. А. Бубнов (1960) отмечает постепенное уменьшение продолжительности выделенных «больших циклов» в истории Земли от верхнеальгонкского в 280—300 млн лет до новотретичного (неоген) — в 25 млн лет и такое же уменьшение продолжительности эр: палеозой — 295—335 млн лет, мезозой — 130—140 млн лет, кайнозой — 60—70 млн лет.

По данным Ч. Шухерта (Schuchert, 1931), намечается увеличение скорости накопления осадков за единицу времени (1 год) от палеозоя к кайнозою (палеозой — 0,09 *мм*, мезозой — 0,21 *мм* и кайнозой — 0,42 *мм*).

Б. М. Келлер (1968), отмечая замедленность геологических процессов в рифейскую эру, охарактеризовал это «пока лишь интересной догадкой».

Отмеченное уменьшение мощностей между перерывами вверх по разрезу может отчасти зависеть от разной степени изученности более древ-

[1] Д. В. Наливкин (1969) полагает, что перерывы в отложениях и морские трансгрессии возникают не всегда благодаря тектоническим движениям, а вследствие поднятия и опускания уровня моря во время ураганов и бурь. Д. В. Наливкин упоминает об «ураганных перерывах», нарушающих ход осадконакопления в рифовых областях. В результате урагана рифы разрушаются и на ограниченных пространствах образуется грубообломочный материал.

них и молодых отложений, по в основном, очевидно, здесь проявляется геологическая закономерность. Окончательное подтверждение подмеченных тенденций, выявление их сущности и причин является весьма интересной задачей разностороннего изучения (геология, космогония, биология).

ПЕРЕРЫВЫ И ЭТАПЫ — ЦИКЛЫ ОСАДКОНАКОПЛЕНИЯ

Циклическое строение осадочных толщ, наличие в них циклов разного порядка и их сложное наложение друг на друга позволяют понимать многие крупные и мелкие закономерности распределения и изменения различных пород — слоев в разрезе и на площади.

Представление о цикличности обычно связывается с представлением о перерывах и размывах, хотя не обязательно границы циклов на всех участках данного бассейна отмечены перерывом в морском осадконакоплении. Детальный анализ фауны, фаций и палеогеографические построения всегда позволяют выделять одни и те же циклы, имеющие разное строение на различных соседних площадях. Цикличность — явление сложное и многообразное, требующее для его правильного понимания тщательного анализа комплекса признаков. Причиной цикличности являются колебательные эпейрогенические движения различной амплитуды, по разному проявляющиеся в разных структурных регионах.

Цикличность разных порядков характеризует весь комплекс осадочных пород, начиная от архея. Сравнительное детальное изучение типов цикличности отдельных стратиграфических подразделений представляет большой интерес и может выявить много деталей и специфических черт осадконакопления в разное время. Однако это является особой задачей, выходящей за рамки данной работы. Здесь мы приведем лишь некоторое сопоставление перерывов и этапов осадконакопления.

В архейском мегацикле Л. И. Салоп (1968а) выделяет четыре глубоко метаморфизованных комплекса:

A^{I} — ферралито-кварцево-амфиболитово-гнейсовый, исходными породами которого были различные пелиты, алевролиты, псаммиты (?), хемогенные кремнистые и железистые осадки, а также вулканиты.

A^{II} — метабазитовый, образованный, вероятно, из основных вулканитов и их туфов.

A^{III} — карбонатный — карбонатные породы слагают прослои, различно чередующиеся с гнейсами и амфиболитами, сланцами, реже образуют мощные однородные пачки.

A^{IV} — кварцево-амфиболитово-гнейсовый комплекс, близкий к комплексу A^{I}, но с редкими прослоями карбонатных пород и отвечающий регрессивной фазе мегацикла.

В Московской синеклизе и прилегающих районах (КМА, Карелия) нет верхних комплексов архея. Как уже упоминалось выше, архейские и протерозойские группы отложений заканчивались тектоно-плутоническими (диастрофическими) этапами — циклами, а, следовательно, перерывами в морском осадконакоплении.

Л. И. Салоп в 1970 г. уточнил и снизил абсолютный возраст трех нижних диастрофических эпох, не меняя их стратиграфического положения (табл. 1). Продолжительность каждой эпохи диастрофизма 100—200 млн. лет.

В недавно опубликованной статье А. В. Сидоренко и В. М. Чайка (1970) подчеркивают значение кор выветривания и денудационных поверхностей выравнивания для понимания истории докембрия (табл. 2).

Рассмотрение приведенных цифр в свете последних данных Л. И. Салопа вызывает необходимость уточнения некоторых вопросов стратиграфии и возраста. Предтикшеозерский перерыв авторы сопоставляют с пенепленом на уровне основания кейвской свиты на Кольском полуострове и по абсолютному возрасту (3200—3300 млн лет) относят эти серии и пе-

Таблица 1

Возраст и продолжительность перерывов в протерозое
(по Л. И. Салопу)

Перерыв	Возраст и интервалы, млн лет	
	Салоп (1968б)	Салоп (1970)
Послеэпипротерозойский (предвалдайский) *	600—620	620
Послепозднепротерозойский (предверхнерифейский)	1000—1100	1000—1100
Послесреднепротерозойский (преднижнерифейский)	1650—1850	1900—2000
Послераннепротерозойский (предсреднепротерозойский)	1900—2100	2600—2800
Послеархейский (преднижнепротерозойский)	2600—2800	3500

* В скобках — названия перерывов, принятые в данной работе.

рерыв к архею. Это было бы правильно, если верхнюю границу архея датировать в 2800 млн лет, как это был принято в 1968 г. (в книге «Геологическое строение СССР», т. 1). Установление возраста предкурского перерыва в 3200—3300 млн лет влечет за собой (по прежним представлениям) «перевод» курской серии в архей. Однако тикшеозерская и курская серии по стратиграфической схеме в упомянутой книге относятся к нижнему протерозою. Если принять предложение Л. И. Салопа о возрасте верхней части архея в 3500 млн лет, то новое определение абсолютного возраста этих серий, принятое А. В. Сидоренко и В. М. Чайка, оставляет их по-прежнему в нижнем протерозое.

Авторы предкарельский перерыв называют «главным денудационным уровнем архея Карелии..., соответствующим естественной границе между археем и протерозоем на Балтийском щите».

Весьма значительный перерыв на большей части Русской платформы был в силурийское и, очевидно, в раннедевонское время. Этому периоду

Таблица 2

Перерывы в протерозое
(по А. В. Сидоренко и др.)

Карелия	Воронежский массив и Русская платформа
	В основании рифейского осадочного чехла — 1100—1300 млн лет
Предсалминский (предиотнийский) —1600—1800 млн лет	Предверхнекурский — 2100—2300 млн лет
Предсреднеятулийский — 2300 млн лет	
Предкарельский (предъятулийский) 2600—2800 млн лет	
Предтикшеозерский — 3200—3300 млн лет	Предкурский — 3200—3300 млн лет

соответствуют на северо-западной границе Русской платформы орогенические движения и образование грампианских каледонид. Н. М. Страхов (1948) отмечал, что складкообразование проявляется с наибольшим размахом в эпоху восходящих колебательных движений. Силурийский перерыв в морском осадконакоплении подтверждает это заключение.

Н. М. Страхов считает, что «каждый тектонический этап (каледонский, герцинский и альпийский) начинается эпохой, длительностью 10—20 млн лет с минимальной площадью осадконакопления (Страхов, 1948, стр. 73).

Большое внимание характеристике цикличности уделял С. В. Тихомиров (1967) при изучении девонских отложений. В герцинской группе палеозоя на Русской платформе С. В. Тихомиров выделил несколько этапов (циклов) осадконакопления разного порядка. За начало этапа им принимается время начала расширения площади осадконакопления после ее наибольшего сокращения в конце предшествующего этапа. «Отложения самого начала нового этапа осадконакопления, независимо от того, являются они континентальными или морскими, кроме расширения площади осадконакопления, характеризуются также стратиграфическим несогласием с отложениями предшествующего этапа» (Тихомиров, 1967, стр. 296).

Наиболее крупными на схеме С. В. Тихомирова являются этапы III порядка: раннегерцинский (девон и нижний карбон) и позднегерцинский (средний и верхний карбон, пермь) [1].

Этапы следующих порядков (до VII) фактически соответствуют стратиграфическим подразделениям разных рангов.

К этапам IV порядка относятся: среднедевонский, верхнедевонский, динантский и башкирский. Этапами V порядка являются, по С. В. Тихомирову: эйфельский [2], живетский (в узком понимании), франский, фаменский, турнейский, визейский ярусы, нижнебашкирский, верхнебашкирский подъярусы.

К этапам VI порядка отнесены подъярусы девона: папример, щигровский, семилукский; в карбоне к VI порядку отнесены: московский ярус, весь верхний карбон.

Наконец, для этапов VII и более мелких порядков показаны отдельные горизонты, группы горизонтов и даже ярусы, например, гжельский, артинский и др. Из приведенного перечисления видно, что ранги этапов и ранги стратиграфических подразделений не всегда совпадают.

Различные этапы С. В. Тихомиров характеризует диаграммой площадей распространения различных типов осадков — пород, среди которых наиболее показательными являются карбонатные.

Причиной проявления этапности (цикличности) в осадконакоплении С. В. Тихомиров, как это принято, считает тектонические движения, причем на Русской платформе определенную роль имеют дифференцированные движения отдельных участков платформы. С. В. Тихомиров особо обращает внимание на отложения этапов VI порядка. Они характеризуются асимметрией в развитии трансгрессивной и регрессивной частей (например, бобриковско-веневский интервал — трансгрессивный, тарусско-протвинский — регрессивный).

С. В. Тихомиров считает, что «отложения этапов VI порядка с весьма специфическими чертами строения могут служить мерой осадочных толщ и, следовательно, и геологического процесса, которые позволят дать сравнительную оценку ранее без достаточного обоснования выделенных подразделений геологической шкалы таких, как ярус, отдел, система» (Тихомиров, 1967, стр. 259). Для нижнего карбона еще более 30 лет назад М. С. Швецов (1938), восстанавливая историю Московского бассейна, выделил колебания и циклы нескольких порядков и отметил, что обычные стратиграфические деления представляют отражение этих циклов.

В цикле I порядка дважды, в конце турне и после серпуховского времени, происходили крупные поднятия и осушения.

На границе циклов II порядка — лихвинского, чернышинского, продуктивного (бобриковского), тульского, окского, нижне- и верхнесерпуховского — имеются глубокие размывы или следы осушения. На фоне колебаний II порядка существовали колебания III и IV порядков. Например, три цикла III порядка в бобриковских отложениях (Виноградов, 1957),

[1] К I порядку относится палеозойская эра; весь герцинский этап — II по порядку.
[2] Как указывалось ранее, С. В. Тихомиров к эйфелю относит все нижние отложения живета до воробьевских и старооскольских, т. е. пярнуский и наровский горизонты.

стигмариевые прослои в алексинских и михайловских известняках на южном крыле Московской синеклизы и соответствующие им размывы — перерывы на западном (М. С. Швецов), два ритма в веневских отложениях (Осипова и Бельская, 1965а) и т. д.

М. С. Швецов (1938) подчеркивает значение метода физико-географического анализа прошлого — прослеживание по всему бассейну достаточно заметных эпох поднятий, особенно там, где они выражены резким размывом. Выделение колебательных движений и циклов разных порядков представляет «исключительно важный контрольный метод для проверки синхроничности устанавливаемых нами движений и способ выяснения возрастных границ, малозаметных по другим признакам» (Швецов, 1938, стр. 18). «Там, где нет точных фаунистических указаний, за границы надо принять времена наибольших поднятий, сопровождавшихся осушениями и вызывавших в дальнейшем смену фауны» (там же, стр. 20) [1].

Циклическое строение нижнекаменноугольных отложений Подмосковного бассейна подробно описал А. Э. Ульмер (1946).

При изучении среднего и верхнего карбона Московской синеклизы И. В. Хворова (1953) отметила, что одной из особенностей седиментационного процесса является отчетливо выраженная ритмичность. Она зависит от двух причин: колебательных движений в пределах области аккумуляции осадков и колебательных движений участков, с которых поступает обломочный материал. И. В. Хворова выделила различные типы и порядки ритмов, соответствующие как отдельным горизонтам, так и более мелким толщам и пачкам слоев. С границами циклов связаны выявленные перерывы в осадконакоплении.

Обычно чередование колебательных движений и порядок смены обстановок осадконакопления изображают на графике.

Общую картину цикличности осадконакопления в послепротерозойское время нарисовал С. М. Шик (1966). Описывая историю геологического развития центральных частей Русской платформы, он отмечает, что этап развития после среднего протерозоя характеризуется колебательными эпейрогеническими движениями различной амплитуды, которые обусловили циклическое строение всей осадочной толщи.

Первый цикл I порядка охватывает интервал от рифея до ордовика включительно, второй цикл — от среднего девона до среднего триаса. В первом цикле циклами II порядка являются рифейские, вендские, нижне- и среднеордовикские отложения. Во втором цикле I порядка выделено четыре цикла II порядка: 1) от среднего девона до турне включительно; 2) нижний карбон; 3) средний и верхний карбон, нижняя пермь; 4) верхняя пермь — нижний триас. Во втором и третьем циклах II порядка четко выделяются циклы III порядка, соответствующие отдельным горизонтам или их частям. Каждый горизонт в визе начинается терригенными континентальными или прибрежно-морскими отложениями и заканчивается карбонатными осадками. В среднем и верхнем карбоне среди карбонатных отложений выделяются и мергелистые, и глинистые пачки, иногда с примесью глинистого материала, свидетельствующие о сокращении площадей морского бассейна.

С. М. Шик указывает, что внутри карбонатных пачек нередко наблюдаются следы еще более мелких колебательных движений, вызывавших обмеления — прослои стигмариевых известняков, прослои автохтонных известняковых конгломератов и др. Об этих признаках неоднократно упоминалось выше при характеристике перерывов и рассмотрении стратиграфо-литологических колонок.

А. А. Рыжова и Э. Д. Котельникова (1971) отмечают общее подобие изгибов кривых колебательных движений в карбоне для центральных рай-

[1] Значение работ М. С. Швецова о периодичности осадочного процесса подробно разобрано С. В. Тихомировым (1965).

онов Русской платформы и Волго-Уральской области. Размыв и перерывы в морском осадконакоплении происходили на границе этапов. Между этапами 1 и 2 это было позднетурнейское и самое ранневизейское время (кизеловское и елховско-радаевское). Между этапами 2 и 3 — позднеамюрское — раннебашкирское (краснополянское и северо-кельменско-прикамское) и между этапами 3 и 4 — позднебашкирское — раннемосковское (мелекесское и верейское). На кривых не отражены колебательные движения более мелких порядков, следы которых имеются на границах дробных стратиграфических единиц. Подробный анализ цикличности, перерывов и положения аллювиальных толщ в разрезе сделан нами для карбона Донбасса (Жемчужников и др., 1959 и 1960).

Материалы различных исследователей показывают, что перерывы и континентальные размывы давно и широко используются при литологических, стратиграфических, палеогеографических исследованиях и установлении разных закономерностей осадконакопления.

В. В. Меннер (1963) показал крайнее несоответствие между собой отдельных отрезков стратиграфической шкалы, принимаемых за единицу в палеозое, мезозое и кайнозое. Он справедливо считает, что стратиграфические подразделения должны отражать естественные этапы геологической истории и ставит вопрос о проведении принципиальной ревизии геологической шкалы. Однако для этого необходимо провести большие целеустремленные комплексные исследования всего разреза осадочного чехла в разных, наиболее изученных районах СССР и зарубежных стран. Большое внимание должно быть уделено при этом выявлению и характеристике различных типов размывов и перерывов в осадконакоплении. Для территории Русской платформы можно констатировать, что большинство этапов — циклов разного порядка, выделенных разными исследователями, по существу соответствуют стратиграфическим подразделениям разных рангов и разделяются перерывами, выраженными в разной степени.

Однако этого общего признания перерывов и цикличности в настоящее время недостаточно[1]. Остается еще ряд нерешенных вопросов, которые мешают полностью использовать явления перерывов для восстановления палеогеографических обстановок на различных этапах геологической истории не только для площадей с морскими осадками, но и для областей суши. Одним из вопросов является выявление, характеристика и единое понимание признаков перерывов, их значение для воссоздания бывших условий на суше. Другой вопрос, требующий уточнения — разработка единых методов определения продолжительности континентальных перерывов и принципов типизации перерывов.

В связи с изложенными материалами о перерывах необходимо упомянуть некоторые данные, полученные А. А. Прониным (1969а, б) в результате детального изучения многочисленных разрезов и хронологии тектонических движений в каледонский и герцинский циклы истории Земли.

Различные данные о перерывах на территории СССР сведены в табл. 3.

Все перерывы, выделенные А. А. Прониным, отмечены автором при описании разреза Русской платформы (за исключением нескольких силурийских перерывов). Описано много перерывов, не учтенных А. А. Прониным. Из табл. 3 видно, что перерывы, связанные с тектоническими эпохами, выделенными А. А. Пропиным (в таблице они даны курсивом),

[1] Следует, также упорядочить терминологию и различные понятия. Закономерности изменения осадконакопления во времени и строение осадочных толщ сейчас именуются по-разному: цикличность, ритмичность, этапность, периодичность, пульсация и др.; часто считается, что это синонимы. В действительности это не так. Нами (Жемчужников и др., 1960) дана формулировка понятий «цикл» и «цикличность». Ю. А. Жемчужников (1955, 1963) и Л. Н. Ботвинкина (1963), специально отмечали различия между понятиями «цикличность» и «ритмичность». В. Е. Хаин (Общая геотектоника, 1964 г.) считает, что такого рода различия не существуют. Следует, очевидно, вновь вернуться к этим вопросам и договориться о максимальном единстве.

Таблица 3

Характеристика распространенности перерывов

Перерывы	Количество изученных районов (разрезов)	Разрезы, %	
		с перерывом	без перерыва
Предкембрийский, позднебайкальский	90	96	4
Внутринижнекембрийские (алданский — ленский ярусы)	90	7	93
Предсреднекембрийский	62	36	64
Внутрисреднекембрийский	50	14	86
Предверхнекембрийский	43	33	67
Салаирский (предордовикский)	94	89	11
Внутрисреднеордовикские	77	22	78
Предверхнеордовикский	63	18	82
Внутриверхнеордовикские	63	16	84
Таконский (предсилурийский)	65	83	17
Внутринижнесилурийские	51	6	94
Предверхнесилурийский предлудловский)	45	20	80
Внутринижнелудловские	65	2	98
Позднекаледонские			
Преддевонский	140	81	19
Внутринижнедевонские	118	29	71
Предсреднедевонские	145	71	29
Внутрисреднедевонские	136	45	55
Предверхнедевонские	141	40	60
Внутриверхнедевонские	124	27	73
Бретонский (предтурнейский)	94	61	39
Предвизейский	75	61	39
Внутривизейские	100	17	83
Судетский (предсреднекарбоновый ?)	71	82	18
Внутрисреднекарбоновые	71	34	66
Предверхнекарбоновый	61	15	85
Внутриверхнекарбоновые	66	14	86

имеют наиболее широкое, почти повсеместное распространение, а остальные проявлялись по-разному на различных площадях.

Такая же закономерность отмечена А. А. Прониным не только на территории СССР, но во всех других странах, что по мнению А. А. Пронина, подтверждает концепцию о периодическом усилении тектонической активности в земной коре и существовании тектонических эпох, приблизительно синхронных на всей поверхности материков.

Продолжительность эпох тектонической активности коры А. А. Пронин определяет в 15—20 млн лет (салаирская — 35 млн лет), а спокойных периодов преобладающего погружения земной коры в 30—40 млн лет.

ПРИЗНАКИ ПЕРЕРЫВОВ

Установленными признаками перерывов в морском осадкопакоплении на той или иной территории являются: 1) угловое несогласие с подстилающими породами; 2) поверхность размыва — обычно неровная, волнистая, срезающая нижележащие отложения на различную глубину от единиц сантиметров до десятков метров; 3) коры выветривания разной мощности и строения; 4) признаки карстообразования и выветривания в отдельных горизонтах карбонатных, глинистых и песчаных пород; 5) поверхности напластования с трещинами усыхания и брекчии; 6) прослои пород со следами автохтонной корневой системы растений (например, стигмарий), ископаемые почвы; 7) автохтонные угольные пласты и озерные песчано-глинистые породы; 8) прослои галек и конгломератов; 9) палеодолины и аллювиальные песчаные породы; 10) породы эолового происхождения; 11) ледниковые глинисто-песчаные, валунные отложе-

ния; 12) резкая смена фауны (если это не обусловлено сменой фаций на данном участке).

Все эти признаки отмечались выше при описании перерывов в различных интервалах осадочной толщи Русской платформы.

Приведенный перечень признаков перерывов далеко не исчерпывает возможный их список.

В. Крумбейн (W. C. Krumbein, 1942) впервые дал обстоятельный обзор признаков для определения несогласий (перерывов). Он назвал 42 признака, относящихся к трем группам: седиментологической, палеонтологической и структурной (табл. 4). Двумя крестами показаны признаки обычные или преимущественные для данных условий, одним крестом — редкие или случайные признаки.

В. Крумбейн отмечает, что при выявлении перерывов надо основываться не на одном, а на нескольких признаках, так как некоторые из указанных признаков встречаются в толще, где нет перерывов. Он пишет: «Глауконит сам по себе, например, не может иметь решающее значение, но если его присутствие привлечет внимание к небольшой, специфической зоне, дальнейшее тщательное изучение может обнаружить другие критерии, такие как фосфатные гальки, которые могут увеличить вероятность существования перерыва» (Krumbein, 1942, стр. 58).

Таким образом, некоторые признаки, перечисленные В. Крумбейном, являются не прямо определяющими перерыв, а указывающими на возможность перерыва.

Ряд признаков, указанных мною, не вошел в перечень В. Крумбейна, например, автохтонные угольные пласты, породы озерного происхождения, палеодолины, аллювиальные отложения, валунные породы. Существуют, очевидно, еще признаки, пока не учтенные.

Не всегда выявленный признак совершенно однозначно свидетельствует о континентальном перерыве. Следует учитывать, что, например, угловое несогласие может быть связано с конседиментационными структурами на дне бассейна; небольшие размывы могут быть вызваны подводными морскими течениями, прослои галек и конгломератов также могут иметь и континентальное, и морское происхождение. Однако тщательное изучение всех условий, выявленных признаков перерыва, позволяет прийти к определенному выводу. Установление, например, признаков очень небольшого размыва в ряде пунктов большой площади будет свидетельствовать о перерыве, а не о подводном размыве [1].

При рассмотрении вопроса о гальках особого внимания требует определение их вещественного состава и формы.

В среднем карбоне автором и многими исследователями отмечались тонкие прослои небольших галек. Такой прослой галек среди карбонатных пород не является сам по себе признаком перерыва, бывшего в данной местности, он мог образоваться силами морского течения. Однако, как правило, гальки состоят из темно-серого известняка, который известен не в среднем, а в нижнем карбоне. Следовательно, вещество галек может свидетельствовать, что они не автохтонные, а принесенные из какой-то соседней области, где разрушались и размывались нижнекаменноугольные известняки и в этой близкой соседней области был континентальный перерыв [2].

Другой вопрос связан с конгломератами. Казалось бы, что при таком продолжительном перерыве и размыве, который был в нижнем карбоне

[1] О разнообразной деятельности донных течений и ее результатах подробно изложено у Д. В. Наливкина (1955, т. 1).

[2] Гальки в морских отложениях могут быть занесены животными (В. Яблоков, А. Яблоков, 1957), плавающими льдами, деревьями. Д. В. Наливкин (1969) привел много интересных данных о переносе разных предметов (в том числе галек до 3,5 *см* в диаметре) ураганами, бурями и смерчами на десятки и сотни километров.

Таблица 4

Классификация признаков

Признаки	Наземные	Подводные	Признаки	Наземные	Подводные
Седиментологические			24. Резкая смена литологического состава	++	+
1. Базальные конгломераты	++	—	25. Резкий переход от морских к континентальным отложениям	++	—
2. Базальный, черный углистый сланец	++	—	26. Резкие изменения в химическом составе	++	?
3. Загар пустыни (корки Fe, Mn-окислов)	++	—	27. Зона с признаками нефти (битумов)	++	—
4. Остаточный гравий, прослои галек	++	++	28. Особенности состава тонкодисперсных минералов, определяемых рентгеном	++	++
5. Эоловая косая слоистость	++	—	29. Зона конкреций и пизолитов	++	+
6. Плитняковый конгломерат	—	++	30. Погребенные почвенные горизонты	++	—
7. Остаточный кремень	+++	—	*Палеонтологические*		
8. Окремнение эрозионной поверхности	++	—	31. Резкое изменение фауны	++	++
9. Глауконитовая зона	+	++	32. Перерывы в эволюции фауны	++	++
10. Фосфатные комочки или желваки	—	++	33. Следы сверлящих организмов	—	++
11. Фосфатизация эрозионной поверхности	++	—	34. Остаток наземных растений или животных in situ	++	—
12. Железисто-марганцевая зона	—	++	35. Водорослевые образования	++	++
13. Окисленные железистые зоны	++	+	36. Горизонтальное распространение коралловых рифов	—	++
14. Пиритизированные зоны	—	++	37. Конгломераты из костей и зубов	?	++
15. Почвенные карбонатные стяжения (калич)	++	—	38. Бикитовые кольца на окремнелых раковинах	++	—
16. Минерализованная корка, карбонатно-железистая, силикатная	++	—	*Структурные*		
17. Коррозионная поверхность	—	++	39. Несогласное залегание	++	—
18. Прослои конгломерата	++	++	40. Волнистая поверхность контакта	++	+
19. Прослои обломочных пород среди других	++	++	41. Срезанные дайки	++	—
20. Резкая смена ассоциации тяжелых минералов	++	+	42. Относительное смещение линий разломов	++	+
21. Зона радиоактивных минералов	++	?			
22. Пористые зоны в известняках	++	—			
23. Пористые зоны вообще	++	++			

в послечернышинское — добобриковское время, в основании угленосных отложений должны быть гальки и конгломераты из разрушенных и перемытых пород — черныпинских, упинских, малевских и прочих известняков. В действительности же такие гальки отмечаются крайне редко и базальные пески угленосной толщи являются почти чисто кварцевыми, состоящими из материала, принесенного из северо-западных областей. Почему так произошло? Почему нет гальки из толщи известняков, местами размытой на 50—80 *м*? Очевидно, можно назвать две причины. Во-первых, известняки, будучи сравнительно мягкими породами, подвергались не только энергичному механическому, но и химическому разрушению и, во-вторых, большое значение имели равнинность рельефа, длительность перерыва и процесса разрушения известняков.

Аналогичное положение существует с башкирскими (азовскими) и московскими (верейскими) песчаными отложениями, залегающими на

размытой поверхности нижнего карбона и почти не имеющими следов разрушения нижележащих известняков в виде галек и конгломерата.

Наконец, подобное явление (о котором уже было сказано выше) представляет почти полное отсутствие следов разрушения валунных ледниковых отложений (волынского оледенения) в вышележащих породах берестовецкой и редкинской толщи.

Как, при каких условиях происходит полное разрушение мощных ледниковых отложений? Эти вопросы заслуживают дальнейшего изучения. Во всяком случае нужно очень внимательно относиться к объяснению как присутствия галек — конгломератов, так и их отсутствия в случаях когда они должны были быть (если не допускать, что отсутствие следов валунных отложений не истинное, а кажущееся и связано с малым числом скважин и недостатками техники бурения и отбора образцов).

А. В. Сидоренко и О. И. Лунева (1967), отмечая присутствие нескольких горизонтов метаморфизованных конгломератов в протерозойских породах Кольского полуострова, подчеркивают их значение для восстановления истории осадочного этапа в развитии докембрия. Интересные данные о различных условиях происхождения брекчий в карбонатных породах верхнего визе на Северном Урале приводит В. А. Чермных (1966).

Кроме перечисленных признаков перерывов, есть еще и другие.

Д. В. Наливкин (1955), изучая девонские отложения, отметил, что смена морского режима континентальным связана с перерывами в осадконакоплении и последующими трансгрессиями. Он призывал специально изучать «пачки перерывов», которые имеют широкое распространение, и обращать внимание на детали их строения. Отмечая, по данным М. М. Толстихиной, что, например, над петинскими слоями залегает тонкая пачка железистых оолитовых глин, Д. В. Наливкин полагает, что континентальный перерыв был над петинскими слоями.

Н. М. Страхов (1963) указывает, что железистые оолиты бывают приурочены к верхнему горизонту коры выветривания, образующемуся в условиях тропиков и субтропиков.

Наконец, о континентальном перерыве может свидетельствовать резкая и кардинальная смена фауны. Однако надо проявить большую осторожность при решении этих вопросов, так как смена фауны может на данной площади произойти в результате изменения фациальной обстановки. Не останавливаясь далее на этом палеонтологическом и биостратиграфическом вопросе, отмечу только мнение С. В. Семихатовой об одном случае перерыва: «Если бы перерыв в отложении осадков, известный в основании московских слоев в Подмосковном бассейне, не был установлен на основании литологических особенностей соответствующих отложений и характера их налегания на нижележащие слои, то существование этого перерыва могло бы быть постулировано на основании изучения фауны брахиопод московского яруса» (Семихатова, 1934, стр. 84).

Многочисленные примеры различных несогласий — перерывов описаны и изображены у В. К. Крумбейна (Krumbein, 1942) и Р. Шрока (1950).

В связи с изложенным надо кратко остановиться на предложении разделить перерывы на две группы. Дж. Баррелл (Barrell) в 1917 г. считал, что термином «несоответствие (disconformity) теперь обозначают перерывы, существенно обязанные своим происхождением диастрофизму, выражающемуся в поднятии суши и опускании уровня океана, хотя за недостатком специального термина короткие перерывы теперь также рассматриваются, как несоответствия меньшего размера» (Шрок, 1950, стр. 54). К классу меньших перерывов «вызванных *значительными климатическими изменениями*» (разрядка наша — *В. Я.*), следует применять термин диастема [1], обозначающий перерыв в пространстве или во времени.

[1] Диастема — расстояние, промежуток... между резцами и рядом предкоренных и коренных зубов у млекопитающих (Геол. словарь, т. I, 1955).

У. Х. Твенхофел (1936) диастемами назвал «перерывы предположительно малой продолжительности» без указания, что причиной их являются климатические изменения. Наоборот, он отметил: «можно подозревать, что многие из них были очень продолжительными, что определяемое ими время такое же, как представленное несогласиями в напластовании» (Твенхофел, 1936, стр. 105). Последним заключением Твенхофел по существу опроверг целесообразность применения термина «диастема» вообще и в смысле, предложенном Барреллом. Твенхофел дал образное описание соотношения несогласий (поверхностей перерыва — *В. Я.*) в пространстве и в разрезе: «Каждое несогласие, или непосредственно, или через другое несогласие имеет связь с существующей поверхностью суши, и эту поверхность на самых древних породах можно сравнить с низким, широко раскидывающимся растением с веероподобными ветвями, протягивающимися во всех направлениях в окружающих более поздних осадочных материалах, иногда переходя в диастемы, которые, по всей вероятности, кончаются в предположительно постоянных отложениях глубокого моря, причем, несогласия имеют различное значение по времени в различных местах» (там же, стр. 554).

По В. Крумбейну, диастемы отвечают перерыву, охватывающему интервал, меньший чем век (ярус). К. Данбар и Дж. Роджерс считают, что диастемами называются «перерывы в разрезе, обусловленные периодами, в течение которых не происходит отложения осадков или его взмучивания» (Данбар, Роджерс, стр. 144). Они приводят пример детального изучения Бринкманом разреза оксфордских глин, мощностью 13 *м* в окрестностях Питерборо (Англия). Послойное (сантиметровое) биостатистическое изучение различных признаков аммонитов позволило выявить диастему, «которая должна отвечать пропуску во времени, равному тому промежутку, в течение которого нормально накопилось бы 80 *см* осадков. Очевидно, что мелкие диастемы, отвечающие отрезкам времени, необходимым для накопления 1 *см* глины, не улавливаются» (там же, стр. 145).

Приведенные цитаты из работ американских геологов, показывают, что сущность понятия «диастема» и причины их образования трактуются по-разному.

В советской литературе этот термин не нашел широкого применения. Еще в 1949 г. А. А. Богданов писал, что стремление выделять в особую группу кратковременные перерывы под названием диастем вряд ли разрешит вопрос об установлении точных критериев для восстановления двух — трех категорий несогласий по продолжительности времени.

Ю. А. Косыгин (1969) [1] ограничился приведением характеристики диастемы по К. Данбару и Дж. Роджерсу без каких-либо разъяснений или примеров.

Интересные результаты детального изучения небольших перерывов в верхнеюрских и нижнемеловых отложениях Туркмении описал Ю. Л. Верба (1972). Он считает, что «максимальные концентрации диастем, выделяемые в ранг рассеянных несогласий, образуют, таким образом, единый ряд со скрытыми и параллельными несогласиями, являясь самыми «неразвитыми» из них» (Верба, 1972, стр. 10).

В свете изложенного и учитывая, что термин «диастема» так или иначе входит в геологическую литературу, я полагаю, что его надо употреблять в следующем смысле: диастема — это наименьший перерыв из выявленных в данном разрезе, по времени соответствующий отложению одного слоя или небольшой пачки слоев (1—2 *м*). Перерыв может быть как субаэральный, так и субаквальный, местный или региональный. Основной признак диастемы — это очень малый период времени, определяемый условно, через мощность отсутствующих осадков. Эта мощность несравнимо мень-

[1] В книге Ю. А. Косыгина «Тектоника», на стр. 69, имеется опечатка: вместо 80 *см*, полученных Бринкманом, напечатано 80 *м*.

ше, чем мощность отложений яруса (века), о которых упоминал В. Крумбейн. Например, если длительность московского яруса принята в 10 млн лет (исходя из длительности всего карбона в 60 млн лет), то продолжительность небольших перерывов (диастем) в C_2 и C_3 может измеряться, очевидно, тысячами — десятками тысяч лет. В пространственном отношении можно принять положение диастем, как указано У. Твенхофелом в его схеме «ветвистого дерева». Оно близко к тому, о чем пишет Ю. Л. Верба.

Несколько слов следует сказать об одной разновидности, так называемых «скрытых перерывах», когда слои однотипных пород, принадлежащих к разным стратиграфическим толщам, контактируют без ясных следов перерыва. Р. Шрок (1950) приводит пример такого «спаянного контакта» между пластами известняка девона и ордовика. М. Жинью описывает в массиве Эрв (Бельгия) налегание отложений верхнего намюра на фаменские, причем переход осуществляется в тонком прослое гравия — «это любопытный и поучительный пример важнейшего стратиграфического перерыва, не подчеркнутого ни угловым несогласием, ни базальным конгломератом, ни даже размывом» (Жинью, 1952, стр. 179).

Значение скрытых перерывов для определения длительности формирования осадочных толщ отмечал Б. М. Келлер (1968).

Два скрытых перерыва в одном разрезе описал и К. Донбар и Дж. Роджерс (1962). В карьере Ньюсом (Тенесси) на известняках среднего силура лежат известняки нижней части среднего девона, а на них верхнедевонские известняки.

Р. Бринкман в 1929 г. описал очень небольшой скрытый перерыв в толще оксфордских глин в Англии (Донбар, Роджерс, 1962).

В Подмосковном бассейне, в Веневском районе выявлено залегание угленосных отложений средней юры на угленосных отложениях бобриковского горизонта нижнего карбона. Никаких следов громадного перерыва при разведке Восточно-Грызловского месторождения по литологическим признакам не было обнаружено и только детальный спорово-пыльцевый анализ установил разный возраст двух толщ (Заварзина, 1957).

А. И. Мушенко (1960) выявила на Воронежской антеклизе, в районе Дмитриева-Льговского залегание среднеюрских глин на алевритах нижнещигровского возраста (верхний девон) без каких-либо следов перерыва (ни галек, ни грубых песчаников). Разный возраст пород был установлен спорово-пыльцевым анализом, проведенным С. Н. Наумовой, а при описании керна граница эта была неясна.

Скрытые стратиграфические перерывы в карбонатных толщах карбона в гряде Чернышева описывает А. И. Елисеев (1966). В разрезах по притокам р. Адзьва средневизейские известняки непосредственно лежат на нижнетурнейских отложениях нижнего визе (елховских и радаевских) и верхнего турне (черепетских и кизеловских здесь нет); таким образом, этот перерыв был предбобриковским, а, возможно также и предъелховским и предрадаевским. А. И. Елисеев отмечает, что перерыв выражен небольшой (до 1 *м*) зоной доломитизации и трещиноватостью нижнетурнейских известняков.

В разрезах по р. Шарья известняки мячковского горизонта налегают на известняки каширского горизонта с выпадением из разреза подольских отложений. В основании мячковских отложений без видимых следов размыва залегают обломочные пятнистые известняки мощностью 0,4 *м*.

Скрытый перерыв установлен также в верхнем карбоне: псевдофузулиновый горизонт залегает на нижней части трицититовой толщи.

Как уже упоминалось, А. К. Башарин (1971) при определении типов залегания по вещественному признаку выделил «постепенный переход» и «резкий переход» (класс согласных залеганий). К. Донбар и Дж. Роджерс по этому вопросу отметили: «...хорошо выраженная смена материала говорит лишь о возможности перерыва (в данном или соседних районах —

В. Я.), а не служит доказательством существования такого перерыва» (Донбар, Роджерс, 1962, стр. 140).

Изложенное выше еще раз подтверждает необходимость детального и всестороннего изучения различных контактов между слоями и толщами для выявления перерывов в осадконакоплении.

Наконец, необходимо остановиться на употреблении в нашей литературе понятия «внутриформационный перерыв». Часто, явно или скрыто, подразумевается, что это какой-то «небольшой» перерыв в отличии от «большого» стратиграфического. Между тем существует определение признаков внутриформационного несогласия (перерыва) — это угловое несогласие, возникающее в сериях косослоистых пород (разрядка моя.— *В. Я.*); синоним — ложно-угловое, ложное» (Справочник по тектонической терминологии, 1970, стр. 61). Следовательно, нельзя подразумевать под «внутриформационным» перерывом вообще «небольшой» перерыв. В связи с этим, например, вполне понятно почему И. В. Хворова (1957), выявив многочисленные мелкие перерывы в карбонатной толще среднего карбона (без каких-либо серий косослоистых пород) и называя их ошибочно «внутриформационными», приходит к заключению, что между «внутриформационными» и стратиграфическими перерывами не существует резкой грани, а крупные внутриформационные перерывы иногда можно трактовать как мелкие и местные стратиграфические. В действительности же речь идет не о «внутриформационных» перерывах в правильном понимании, а о различных более или менее мелких перерывах. Можно ли их сопоставлять со «стратиграфическими перерывами»?

Стратиграфическое несогласие (перерыв) выражается в «нарушении возрастной последовательности в напластовании осадочных или вулканогенных толщ, обусловленном выпадением из геологического разреза комплекса слоев, яруса, отдела или даже системы в каком-либо регионе, в результате чего более молодые отложения отделяются поверхностью размыва от подстилающих более древних отложений». Основной причиной может быть поднятие морского дна выше уровня моря или усиление морских течений.

Это определение, данное в Геологическом словаре (1955, г. т. II), исчерпывающе характеризует понятие о стратиграфическом перерыве. Очевидно, почти все другие виды несогласий являются различным проявлением стратиграфического несогласия, в том числе и подводный размыв морскими течениями. Когда это течение прекратится или переместится, в его бывшем русле образуются осадки, отделенные от нижележащих каким-то интервалом времени. Следовательно, не надо употреблять термин «внутриформационный перерыв», а надо говорить о «внутриформационном несогласии» в том понимании, как это дано в Справочнике по тектонической терминологии. Очевидно, только в редких случаях такое несогласие (в косослоистых сериях) будет обозначать стратиграфический перерыв.

При решении вопросов о существовании перерывов необходимо стремиться находить и использовать комплекс признаков. Непременным условием является также четкое представление об общем ходе процесса осадконакопления на данной площади или участке до и после выявленного или предполагаемого перерыва.

ОПРЕДЕЛЕНИЕ ПРОДОЛЖИТЕЛЬНОСТИ ПЕРЕРЫВОВ

Одним из интересных, важных, но сложных вопросов является определение продолжительности континентальных перерывов. При рассмотрении стратиграфо-литологических колонок и учитывая главным образом выпадение из разреза каких-либо отрезков — единиц общей стратиграфической шкалы, уже создается впечатление о продолжительности перерывов, например, предрадаевского (нет отложений верхнего турне и

елховского горизонта нижнего визе), предсреднекарбонового (нет верхов намюра и двух нижних горизонтов башкирского яруса) и пр.

Сложность вопроса состоит в переходе от качественных к количественным определениям продолжительности разных типов перерывов. В настоящее время длительность каждого геологического периода в палеозое и рубежи между ними определены с точностью, примерно, в ±10—15 млн лет (табл. 5).

Таблица 5

Продолжительность геологических периодов

Период	По Л. Кальпу (млн лет)	По шкале абсолютного летоисчисления, млн лет (Жамойда, 1968)	Период	По Л. Кальпу (млн лет)	По шкале абсолютно о летоисчислении, млн лет (Жамойда, 1968)
Кембрий	100	70	Девон	60	70—50
Ордовик	75	60	Карбон	65	55—75
Силур	20	30			

Каким образом «внутри» этих цифр можно определить продолжительность перерывов? Можно указать несколько способов, которые помогут приблизиться к решению задачи, но все они требуют дальнейшей разработки.

Определение длительности перерыва по данным абсолютного возраста. Это, казалось бы, самый простой и точный способ, «необходимо только» иметь непосредственное или косвенное определение абсолютного возраста пород, лежащих выше и ниже поверхности размыва — перерыва. Разница в этих цифрах определяет продолжительность перерыва. В действительности продолжительность перерывов может быть несколько меньшей, так как остается неизвестным, были ли до перерыва какие-либо более молодые отложения, уничтоженные в начале перерыва.

Надо учитывать также возможность, особенно для глубинных магматических и метаморфических пород, получения радиологическим методом, так сказать, «омоложения» возрастных дат, что связано с термальными и иными процессами, обусловившими миграцию радиоактивных элементов и продуктов их распада (Салоп, 1968б).

К сожалению, точные данные об абсолютном возрасте пограничных слоев у поверхностей размыва в протерозое и палеозое отсутствуют (во всяком случае опубликованные), что не позволяет сейчас широко использовать этот метод. Как, например, можно попытаться определить продолжительность преднижнерифейского перерыва (6) в Московской синеклизе — центральных областях Русской платформы? Во-первых, надо условно принять, что отложения курской серии нижнего протерозоя, известные на КМА (или их аналоги), имеются в Московской синеклизе. Примем возраст нижней границы среднего протерозоя — 2100 млн лет и верхней его границы — 1650 млн лет («Геологическое строение СССР», т. I). На схеме МСК (1965) и Л. И. Салопа (1968б) среднепротерозойских отложений в центральных районах не показано. Это отсутствие можно объяснить двумя причинами: 1) среднепротерозойские отложения здесь не образовывались и был континентальный перерыв продолжительностью около 500 млн лет (а может быть и на 300 млн лет больше, если учесть, что возраст вышележащей рахинской свиты 1245—1345 млн лет; Яковлев, 1971). Следует отметить, что в это время в Карелии образовалась сложного строения толща осадочных пород мощностью до 11 000 *м*, и, таким образом, трудно представить, чтобы на территории Московской синеклизы никакого накопления осадков не происходило; 2) в Московской синеклизе были среднепротерозойские отложения, но они разрушены в какое-то предпозднепротерозойское время.

Как указывалось Б. А. Яковлевым, за последние годы в Крестецкой и Рыбинской скважинах обнаружены песчаники, подобные шокшинским, и мраморизованные доломиты. Возможно, это какие-то аналоги верхней части среднего протерозоя Карелии, сохранившиеся от размыва. Далее можно только высказать уверенное предположение о том, что при большем количестве глубоких скважин в синеклизе будут обнаружены еще следы — останцы среднепротерозойских отложений, сопоставляемые с частями разреза в Карелии. Происходили ли на территории Московской синеклизы такие же неоднократные перерывы и размывы, как в Карелии, уничтожавшие постепенно ранее отложенные осадки, или режим был другим и все отложения (предполагаемые) были разрушены в самом конце среднего протерозоя — начале позднего протерозоя — на эти вопросы также ответить сейчас нельзя. В последнем случае перерыв и размыв осадков, очевидно, происходил во время очередного тектоно-плутонического цикла в интервале 1650—1850 млн лет, т. е. на протяжении 200 млн лет.

Трудно ожидать в ближайшем будущем получения данных по абсолютному возрасту, о «почве» и «кровле» зафиксированных перерывов в рифее и палеозое и, следовательно, этим методом пользоваться пока нельзя.

Определение длительности перерывов, исходя из общего времени данного геологического периода. Первый пример — предсреднедевонский перерыв. Как принято по схеме МСК и Геологического управления центральных районов, девонские отложения в рассматриваемом районе начинаются с живетского яруса среднего девона. Отсутствуют и не отлагались породы силурийского периода (длительность которого 30 млн лет), нижнего девона, нижней части среднего девона. Условно для нижнего девона и части среднего можно принять 20—25 млн лет. Таким образом, длительность перерыва будет составлять 50—55 млн лет. Если же считать, как указывалось выше, что на значительной части платформы не отлагались ордовикские и верхнекембрийские образования, то перерыв увеличится еще на 75 млн лет и достигнет 120—130 млн лет.

Второй пример — предрадаевский перерыв в нижнем карбоне. На чернышинских известняках верхнего турне лежит с большим размывом песчано-глинистая толща радаевского горизонта малиновского надгоризонта.

Таким образом, «в перерыве» отсутствуют отложения двух горизонтов: кизеловского (верхнего турне) и елховского (нижнего визе). Весьма условно и грубо можно принять, что продолжительность времени, соответствующая одному горизонту, равна 2—3 млн лет. Таким образом, время перерыва определяется примерно в 4—6 млн лет.

Третий пример — предчеремшанский (предбашкирский) перерыв. Если принять, что в Московской синеклизе не было отложений краснополянского горизонта намюра, северокельтменского и прикамского горизонтов башкирского яруса, т. е. трех горизонтов, и считать, что каждому горизонту соответствует интервал примерно 2—3 млн лет, то продолжительность перерыва достигает 6—9 млн лет.

Использование кор выветривания для определения продолжительности перерывов. Коры выветривания являются бесспорным показателем континентальных условий. В приведенных литолого-стратиграфических разрезах (см. рис. 1—3) (архей — верхний карбон) неоднократно отмечалось присутствие кор выветривания различного строения.

Изучению кор выветривания за последние годы уделяется много внимания. Для Русской платформы следует назвать работы А. Н. Заварицкого и В. Л. Батурина (1951), А. В. Копелиовича (1951), А. Г. Завидоновой (1951), А. Г. Завидоновой и М. М. Веселовской (1956), М. М. Веселовской (1957а, б; 1959 и др.), А. И. Мушенко (1960), В. П. Петрова (1967), А. П. Никитиной (1968), А. И. Тугаринова,

Е. В. Бибикова, С. И. Зыкова (1964), Н. Н. Верзилина (1969). На большое научное и практическое значение изучения кор неоднократно указывал А. В. Сидоренко (1963, 1964, 1970).

Однако существует ряд причин, препятствующих использованию кор выветривания для определения продолжительности перерывов.

В. П. Петров считает, что скорость образования кор (как и современных почв) может быть принята в 1 *см* за 100 лет[1] (или 100 *м* за 1 млн лет). Н. М. Страхов (1963), приводя эти цифры, отмечает, что эта быстрота объясняет какое-то, чуть ли не мгновенное геологическое появление значительных по мощности кор выветривания. Исходя из этих цифр, время образования кор выветривания КМА на железистых кварцитах можно определить для площадных кор мощностью до 200 *м* в 2 млн лет, а для линейных до 500 *м* в 5 млн лет.

По данным А. П. Никитиной, примерные подсчеты показывают, что общее время образования мощных кор КМА определяется несколькими десятками миллионов лет. Учитывая материалы А. И. Тугарипова и др., следует, что продолжительность образования коры определяется, примерно, в 60—70 млн. лет.

Л. Б. Рухин (1961) приводит данные о том, что разрушение свежих глыб гранита и мрамора до 5 *см* глубиной происходит через 340—1500 лет, т. е. от 0,1 до 0,5 *мм* в год.

На пеплах, выброшенных во время извержения Кракатау, за 35 лет образовался слой почвы в 35 *см*.

Л. Б. Рухин считает, что на кристаллических породах скорость образования коры надо исчислять сотыми, реже десятыми долями миллиметра в год. Он отмечает, что долями миллиметра в год измеряется средняя скорость денудации равнинных областей и скорость колебательных движений земной коры умеренной амплитуды. «Это вполне сравнимая величина со скоростью почвообразования, что делает возможным существование коры выветривания — размыв ее восполняется одновременным ростом коры в глубь материнских пород» (Рухин, 1961, стр. 251).

А. А. Никонов (1968) приводит данные, что в ряде пунктов Фенноскандии кора выветривания мощностью до 2 *м* образовалась за 40 000 лет в условиях главным образом холодного климата, 0,05 *мм* в год, т. е. 0,5 *см* в 100 лет.

Такая разность в цифрах свидетельствует о неясности вопроса. Определение возраста кор выветривания на Русской платформе затрудняется и тем, что по данным буровых скважин не всегда можно установить возраст нижележащих пород фундамента. Существенным недостатком при изучении кор выветривания на платформе часто является небольшой выход керна при прохождении скважинами этих толщ. Ознакомление с описаниями кор выветривания в работе А. Г. Завидоновой и М. М. Веселовской, к сожалению, показывает, что этот материал еще далеко недостаточен для восстановления полных разрезов кор выветривания и получения исчерпывающей картины условий их образования. Примеры показывают, что нет еще определенных средних цифр скорости образования кор выветривания. Трудность получения таких данных заключается в том, что скорость образования кор на участках разной тектонической подвижности, с разными горными породами, выходящими на поверхность и в различных климатических условиях, несомненно, будет неодинакова. К тому же, сохранившиеся мощности кор заведомо меньше, чем они были раньше, так как самые верхние части могли быть смыты перед захоронением под позднейшими осадками. Наконец, коры

[1] За год образуется 0,1 *мм*. В. П. Петров отмечает, что эта скорость минимальная, она может быть в 2—5 (?) раз больше.

выветривания не отражают всей продолжительности континентальных эпох, ибо были, очевидно, какие-то этапы до и после их образования.

Таким образом, пока коры выветривания не помогают определению продолжительности континентальных эпох.

Определение продолжительности перерывов по скорости денудации пород. В принципе, для решения поставленной задачи необходимо иметь данные о мощности разрушенных пород и скорости процесса разрушения. В действительности же получение достоверных данных для каждого конкретного случая представляет большие трудности. Что можно сказать о скорости разрушения, размыва пород? И. В. Мушкетов (1926 г.) приводит данные, что ежегодно в Средней Европе с площади бассейнов рек сносится слой в 0,03 *мм*[1] (т. е. 3 *мм* в 100 лет, или 30 *м* за 1 млн лет). Для других районов, например, Южная Азия, даны бо́льшие цифры.

Н. М. Страхов (1963) указывает следующие цифры механической денудации в год: а) умеренно влажный пояс — около 10 $т/км^2$, реже до 50 $т/км^2$; б) субтропический и тропический пояс — около 50—100 $т/км^2$, часто до 200 $т/км^2$, реже больше. Для равнинных рек умеренного, теплого климата Н. М. Страхов отмечает интенсивный снос (механической и химической денудации) до 50—70 $т/км^2$.

Эти разнообразные цифры дают некоторое общее представление о количественной характеристике размыва суши без учета различия слагающих и выходящих на поверхность горных пород.

В. В. Добровольский (1964) приводит данные Ж. Корбеля о скорости эрозии известняков в разных ландшафтных условиях. В холмистом рельефе при жарком климате и количестве осадков 1600—1000 *мм* в год скорость эрозии известняков достигает 45 $т/км^2$. В равнинных условиях при жарком климате и меньшем количестве осадков (300—350 *мм* в год) эрозия снижается до 10 $т/км^2$. Эти цифры несколько меньше, чем данные Н. М. Страхова.

Для последующих расчетов примем цифру 50 $т/км^2$ (по Н. М. Страхову для субтропического пояса), отдавая отчет в ее условности. Таким образом, можно определить, что для смыва на большой площади толщи осадочных пород в 10 *м* мощности (10 млн $м^3/км^2$) необходимо время в 0,5 млн лет, а 100 *м* — 5 млн лет.

Существует понятие — «денудационный метр»,— это время, в течение которого поверхность бассейна реки под влиянием совокупности денудационных процессов понижается на 1 *м*.

Пересчет данных о денудации в тоннах на квадратный километр или в кубических метрах на квадратный километр показывает значительное расхождение в продолжительности времени, необходимого для смыва 1 *м* пород, что естественно объясняется различием в обстановках денудации.

Для наших расчетов вероятная цифра денудационного метра для каменноугольного периода принимается в 30 000 лет. Для смыва толщи в 10 *м* необходимо 300 000 лет, т. е. эта цифра близка к ранее приведенным. Таким образом, определение времени, необходимого на размыв какой-то толщи пород, может быть произведено двумя способами — по количеству кубометров или тонн породы, смываемой за год с 1 $км^2$, или по денудационному метру.

Второй вопрос — определение мощности толщ, размытых за время того или иного перерыва. Эти мощности могут быть определены при построении литологических профилей и колонок соответствующих стратиграфических интервалов или из анализа палеогеологических карт поверхностей перерывов.

Определение продолжительности перерывов по времени накопления синхронных толщ на соседних участках. Когда в центральных областях

[1] Ч. Дарвин приводил данные Кроля о площадном смыве твердых пород — 0,05 *мм* в год.

Русской платформы бывали перерывы в морском осадконакоплении, то на восточной окраине платформы одновременно накапливались морские терригенные и карбонатные отложения, в которых часто отмечаются только «отзвуки» перерывов.

Продолжительность перерыва на какой-либо площади можно попытаться определить, учитывая время образования осадков на соседней площади, соответствующих стратиграфическому интервалу перерыва. Необходимо знать скорость накопления толщ и их мощности. В действительности же дело обстоит не так просто. Л. Б. Рухин (1961) приводит данные А. Б. Ронова о том, что средняя скорость накопления толщ на Русской платформе в интервале девон — нижний триас равна 0,02 *мм*/год.

Г. И. Бушинский (1954), детально изучая тонкую слоистость маастрихтского глинистого мела, установил, что для накопления слоя мела мощностью в 1 *см* потребовалось 120 лет, т. е. 0,08 *мм* в год. Подсчитывая скорость накопления мела путем деления общей мощности верхнемеловых отложений в Днепровско-Донецкой впадине, равной 600 *м*, на продолжительность позднемеловой эпохи — 30 млн лет, Г. И. Бушинский получает цифру в 2 *см* в 1000 лет или 0,02 *мм* в год, т. е. величину одинаковую с данными А. Б. Ронова и в 4 раза меньшую, чем при подсчете по тонкой слоистости.

Н. М. Страхов (1960) приводит пересчет скорости осадконакопления из данных А. Б. Ронова, по которым следует, что скорость осадконакопления в карбоне в Московской синеклизе была очень небольшая — около 0,005 — 0,01 *мм* в год, а в Волжской синеклизе — 0,01 — 0,02 *мм* в год.

Согласно А. З. Широкову (1963) средние (средневзвешенные по площади) скорости накопления осадков в среднем карбоне в разных частях Донбасса характеризуются следующими цифрами: площади спекающихся углей — 0,16 *мм* в год; площади тощих углей и антрацитов 0,26 *мм* в год (т. е. скорость увеличивается в направлении с запада на восток). Он же приводит данные Шухерта для кайнозоя — 0,42, мезозоя — 0,21, палеозоя — 0,09 *мм* в год; В. В. Белоусова для Кавказской геосинклинали — 0,1—0,4 *мм* в год; Н. И. Николаева — для складчатых зон в четвертичное время — 1,3, глубоководных илов — около 1,76 и красной глины — 0,86 *мм* в год.

Ю. А. Жемчужников (1963) по материалам разных исследователей приводит следующие цифры скоростей осадконакопления в миллиметрах в год: пермские микрослоистые озерные мергели — 0,67, третичные кремнистые сланцы в Америке — 0,1—0,2, верхнемеловые алевролиты и мергели в штате Вайоминг — около 0,2, ледниковые ленточные глины — до 10, известняки среднего карбона Оренбургской области — 0,5.

А. Г. Коссовская, В. Д. Шутов, В. А. Александрова (1964) скорость накопления «угленосной формации Подмосковья» определяют в 0,01 *мм* в год, а угленосных формаций Приверхоянья, Караганды, Печоры в 0,10—0,17 *мм* в год.

Попытку определить скорость образования разных типов пород сделал П. П. Зотов в докладе на заседании секции осадочных пород Московского Общества испытателей природы в марте 1969 г. Путем весьма сложных подсчетов мощностей пород по разным стратиграфическим интервалам от кембрия до неогена в 30 регионах СССР он получил следующие цифры: глины — 0,03—0,04; известняки — 0,02—0,03; алевролиты — 0,04—0,05; песок — 0,05—0,06 *мм* в год, т. е. цифры одного порядка с подсчетами А. Б. Ронова, Г. И. Бушинского и других для платформенных условий.

Сейчас наблюдаются скорости образования метровых и многометровых песчано-глинистых толщ (например, в русле рек при паводках, в дельтах) за очень короткое время, определяемое часами, сутками, месяцами, годами.

В угленосных толщах известны многократные случаи захоронения вертикально стоящих стволов высотой в несколько метров. Конечно, такой процесс мог продолжаться максимум десяток лет, пока стволы не сгнили. Однако, если принять, например, скорость накопления песчано-глинистых осадков хотя бы в 1 *м* в год и рассчитать, исходя из нее, время образования 50-метровой угленосной толщи Подмосковного бассейна, то получим результат (50 лет!), противоречащий всем существующим представлениям о длительности геологических периодов.

Следует учитывать, что в угленосной толще залегают несколько угольных пластов суммарной мощностью до 6 *м*, на образование которых (по существующим расчетам) надо 60 тыс. лет, что совершенно не соответствует только что вычисленной продолжительности для всей угленосной толщи.

Ленточные глины в различных современных ледниковых озерах образуются со скоростью до 15 *см* в год (Наливкин, 1955). Некоторые наблюдения над ископаемыми озерными отложениями дают разные цифры. Само выделение годичных пар слойков требует уточнения методики. Д. В. Наливкин в «годовой паре» — микроритме, выделяет четыре слоя — следа четырех времен года. Имеются данные о возможном образовании слойков в зависимости от более или менее устойчивых погодных периодов.

Интересные данные, о скорости накопления тонкослоистых, ленточных карбонатных и терригенных пород из верхнепротерозойских толщ Западного Урала еще в в 1947 г. привел Л. Лунгерсгаузен. Детальные наблюдения выявили несомненно сезонное накопление пары тонких слойков, отвечающих зимнему и летнему периодам.

Средняя величина годового прироста колеблется от 0,8 (реветская свита) до 15—19 (инзерская, туканская и серегинская свита), чаще цифры колеблются между 4—8 *мм* в год. В результате определения общей мощности тонкослоистых и грубообломочных толщ и установленной им скорости накопления осадков и с учетом известных и возможных перерывов, Л. Лунгерсгаузен пришел к выводу, что «абсолютная продолжительность накопления грандиозной, свыше 10 *км* суммарной мощностью, толщи отложений никак не более, чем 4,5 — 5 *мм* в год» (Лунгерсгаузен, 1947, стр. 43). По данным же Л. И. Салопа (1968б, в) юрматинская и каратауская серии находятся в интервале примерно от 1500 до 800 млн лет, а возраст ашинской серии определяется в 500 млн лет. Таким образом, продолжительность накопления указанных серий составляет, по Л. И. Салопу, около 1 млрд лет, а по Л. Лунгерсгаузену, только 5 млн лет — разница в 200 раз!

Кроме наблюдений над тонкой слоистостью карбонатных и алевритовых (морских) отложений древних свит, Л. Лунгерсгаузен исследовал ленточные алевролиты озерного характера (ашинская свита?), лежащие над тиллитами. Средняя величина годового прироста осадков определена в 4,9 *мм*. Д. В. Наливкин (1955) приводит расчет о скорости образования лудлоуских сланцев — 1500 *м* за 700 000 лет, т. е.— 2,1 *мм* в год, цифра, близкая к некоторым данным Л. Лунгерсгаузена.

О своем выводе об очень большой скорости образования протерозойских толщ Л. Лунгерсгаузен пишет, что он «может показаться парадоксальным», но тем не менее «традиционное представление о необычайной продолжительности геолотических эпох, запечатленных в докембрийских отложениях, в известной части может оказаться ошибочным» (Лунгерсгаузен, 1947, стр. 43) [1].

Исходя из данных Л. Лунгерсгаузена, средняя годичная скорость накопления равна 2 *мм* (10 000 *м* за 5 млн лет). По данным абсолютного воз-

[1] Наблюдения и выводы Л. Лунгерсгаузена почему-то не получили никакой оценки в последующее время. Работа Л. Лунгерсгаузена даже не упомянута в статье М. Е. Рабен (1966), в статьях А. И. Иванова (Геология СССР, т. XIII, ч. 1, 1964 г.), Ю. Р. Беккера и Л. И. Салопа (Геологическое строение СССР, т. I, 1968), касавшихся тех же вопросов, что и Л. Лунгерсгаузен.

раста (для той же толщи) скорость накопления 0,01 *мм* (10 000 *м* за 1 млрд лет). Б. М. Келлер считает, что миньерская свита (доломиты и известняки) мощностью до 600 *м* (в пределах уральской миогеосинклинали) формировалась в течение 150 млн лет, т. е. в отрезок времени, равный по длительности всему мезозою» (Келлер, 1963, стр. 633) — следовательно, в год накапливалось только 0,004 *мм*. Следует отметить, что, по данным А. И. Иванова, мощность миньерской свиты на Урале достигает местами 1200 *м* и, таким образом, скорость накопления могла быть 0,008 *мм* — близкой к средней скорости 0,01 *мм*, указанной выше.

Приведя цифры Л. Лунгерсгаузена (5 млн лет), Б. М. Келлер пишет, что «причину такого несоответствия можно видеть в том, что при формировании всякой слоистой толщи интервалы времени, в течение которых происходило накопление осадков, несравненно меньше промежутков времени, отвечающих скрытым перерывам. А если этот так, то замедленный темп осадконакопления в рифее становится легко объяснимым и, по-видимому, связан, с увеличением длительности скрытых промежутков перерыва в осадконакоплении» (Келлер, 1963, стр. 634). Вопрос о скорости осадконакопления в докембрии и отличия ее от скорости в палеозое и мезозое до сих пор остается окончательно не решенным.

М. Е. Раабен (1966) проанализировала различные материалы и пришла к выводу, что представления о замедленных темпах осадконакопления в рифее пока не опираются на сколько-нибудь убедительные факты. Основные трудности состоят в том, что обычно сравниваются данные по разрезам мощности и длительности накопления, точность определения которой также неодинаков. Нет уверенных данных о максимальных мощностях отложений разных периодов, причем за последние годы эти мощности по мере детальности изучения меняются. Скорости накопления в одном периоде в разных районах с предполагаемыми полными разрезами также резко меняются. Так, для ордовика Приполярного Урала скорость равна 0,05 *мм* в год, на Южном Урале она уменьшается до 0,02 *мм* в год, а на западном склоне даже до 0,002 *мм* в год. Для девона Приуралья при максимальной мощности скорость равна 0,045 *мм* в год, при минимальной — всего 0,006 *мм* в год.

Для приведенных выше различных данных о скорости накопления осадков характерны очень большие колебания. Очевидно, что нельзя просто переносить наблюдения над скоростью образования геологического разреза на определение скорости накопления всего разреза данной толщи. Примеры с ископаемыми стволами в угленосных толщах и тонкослоистыми породами протерозоя говорят о том, что в геологической летописи мы встречаем и изучаем лишь отдельные сохранившиеся страницы или абзацы. Многие же страницы, на которых были запечатлены различные последующие этапы образования осадков, исчезли во время длительной геологической истории.

Неполнота геологической летописи связана со значительно большей ролью перерывов в осадконакоплении, размыва и неоднократными перемывами и переотложениями ранее образовавшихся осадков — пород. Это обстоятельство существенно затрудняет любые расчеты скорости накопления осадков, исходя из их сохранившейся мощности.

Необходимо отметить, что применяемый всеми метод подсчета скорости образования осадков путем деления мощности толщ пород на время (предполагаемую продолжительность их образования) не позволяет определить истинную скорость осадконакопления, так как он не учитывает: мощность размытых толщ, продолжительность бывших перерывов во время взятого для расчета интервала, тип осадка (карбонатный, терригенный), величину уплотнения при переходе осадка в породу. Полученную скорость следует считать средней, результирующей, а не истиной, и называть ее не скоростью осадконакопления, а скоростью образования пород — толщ. Такие данные нельзя просто сравнивать со скоростью современного

осадконакопления. Учитывая существование приведенных выше противоречивых данных и не имея возможности в настоящее время разрешить эти противоречия, автор вынужден при дальнейших расчетах скорости образования пород для платформенных условий принимать условно среднюю цифру — 0,03—0,05 *мм* в год или 30—50 *м* в 1 млн лет.

При подсчетах скорости накопления осадков и в прошлое и в настоящее время надо учитывать движения земной коры в данном районе. При тенденции к погружению скорость накопления будет бо́льшая, а при поднятии — меньшая. Разным образом скорость накопления зависит от донных течений, которые могут не только уменьшать эту скорость, но вообще не допускать осадконакопления или размывать уже отложенные осадки. Однако при получении средних цифр и приближенных расчетах учет и цифровое выражение упомянутых факторов для ископаемых осадков вряд ли возможны.

ПРИМЕРЫ ОПРЕДЕЛЕНИЯ ПРОДОЛЖИТЕЛЬНОСТИ ПЕРЕРЫВОВ РАЗНЫМИ МЕТОДАМИ

Разберем этот вопрос на примере пяти наиболее отчетливо выраженных перерывов в каменноугольное время: предрадаевского, предбобриковского, предчеремшанского (предбашкирского), предазовского (предмелекесского), предверейского (предмосковского). При этом будет видна и трудность подсчета и условность получаемых цифр.

Предрадаевский перерыв. Продолжительность перерыва можно определить двумя способами.

1. Между поверхностью перерыва, сложенной чернышинскими известняками и основанием радаевских отложений, отсутствуют отложения двух горизонтов — кизеловского и елховского, которые есть на востоке платформы [1]. Принимая условно, что продолжительность образования пород одного горизонта равна 2—3 млн лет, получаем, что предрадаевский перерыв равен 4—6 млн лет.

2. Во время предрадаевского перерыва на востоке платформы шло непрерывное осадконакопление — в кизеловское время позднего турне и в елховское время раннего визе. В Камско-Кинельской и других впадинах (по схеме МСК) кизеловские отложения (икчигильские и раковские слои) представлены известняками с прослоями глин, мощностью до 150 *м*.

Елховская толща состоит из аргиллитов с пачками известняка, достигая мощность 110 *м*. Таким образом, общая мощность отложений, по времени соответствующих предрадаевскому перерыву, в Московской синеклизе определяется в 250 *м*. Принимая, что на востоке за 1 млн лет образуется 50 *м* отложений, получаем продолжительность перерыва около 5 млн. лет. Можно считать, что это цифры одного порядка, и перерыв продолжался около 5—6 млн лет. Уточняя название, предрадаевский перерыв следует назвать кизеловско-елховским.

Предбобриковский перерыв. Вопрос об определении продолжительности этого перерыва более сложен. При описании предбобриковского перерыва (49) и анализе палеогеологической карты было установлено, что к началу бобриковского времени размыв должен был уничтожить толщу в 150 *м* (от радаевских до малевских слоев) на весьма большой площади. Казалось бы, наиболее простое решение заключается в том, чтобы определить, за какое время могла быть размыта указанная толща, и таким способом установить время перерыва. Если взять цифры денудационного метра (30 000 лет), то продолжительность перерыва достигает 5—6 млн лет.

[1] Как отмечалось выше, возможно, в Московской синеклизе местами накапливались песчано-глинистые континентальные осадки этого возраста.

Таким образом получаем, что продолжительность предбобриковского перерыва весьма значительна и может соответствовать примерно продолжительности накоплений двух-трех горизонтов. Однако между радаевским и бобриковским горизонтом нигде нет никаких других толщ и промежуточных горизонтов не существует. Это вызывает сомнение в правильности определения интервала перерыва.

Следует отметить также, что в Черепетском районе (единственном, где изучены радаевские отложения) граница между радаевским и бобриковским горизонтом, проходит «внутри» единой угленосной толщи, литологически она никак не выявляется и установлена только по характеру споровых спектров (Умнова и др., 1960, 1962). Это свидетельствует о близости палеогеографических условий накопления той и другой толщи и против продолжительности перерыва.

Как только что отмечалось, общность песчано-глинистых угленосных отложений и характер коптакта радаевского и бобриковского горизонтов не дает основания говорить о длительном перерыве.

Можно полагать, что основной размыв черепетских, упинских и нижележащих пород произошел в предрадаевский перерыв. В предбобриковский перерыв были уничтожены радаевские отложения (за исключением некоторых участков, очевидно, находящихся в тектонических впадинах) и продолжался размыв нижележащих горизонтов. Трудно определить продолжительность предбобриковского перерыва. Если считать, что максимальная мощность радаевских отложений была 40 *м*, то для ее размыва (вне прогиба) необходимо около 1—1,5 млн лет.

Таким образом, получается, что предбобриковский перерыв был значительно меньше предрадаевского.

Приведенные соображения о продолжительности предрадаевского и предбобриковского перерывов существенно уточняют наши представления о геологической истории данного интервала нижнего карбона. И если цифра в 6 млн лет, полученная вычислением времени, необходимого для размыва 150 *м* пород, не могла характеризовать собственно добобриковский перерыв, то она косвенно подтверждает большую продолжительность предрадаевского перерыва (определяемого, таким образом, третьим способом).

Предчеремшанский (предбашкирский) перерыв. Условия предчеремшанского перерыва вообще сходны с предрадаевскими и его продолжительность может быть установлена аналогичными расчетами.

1. Между поверхностью перерыва, сложенной протвинскими известняками нижнего намюра, и основанием черемшанских пород, отсутствуют отложения трех горизонтов: краснополянского (верхний намюр), северокельтменского и прикамского (нижняя часть башкирского яруса), которые встречены на востоке платформы.

Продолжительность накопления трех горизонтов можно условно определить в 6—7 млн лет.

2. Во время предчеремшанского перерыва на востоке накапливались осадки краснополянского горизонта верхнего намюра, а также северокельтменского и прикамского горизонтов башкирского яруса.

Краснополянский горизонт сложен известняками мощностью до 40 *м*. Северокельтменский и прикамский горизонты сложены известняками мощностью до 70 *м*. Таким образом, общая мощность пород, синхронных перерыву, достигает 110 *м*. Принимая ту же скорость накопления — 0,05 *мм* в год или 50 *м* в 1 млн лет, получаем, что вся толща образовывалась за 2,0—2,5 млн лет. Расхождение большое. Условно принимаем продолжительность в 5 млн лет. Уточняя название, предчеремшанский перерыв следует называть краснополянско-прикамским.

Предазовский (предмелекесский) перерыв. Особенность залегания азовских (мелекесский горизонт башкирского яруса), преимущественно песчано-глинистых, отложений заключается в том, что они известны

(пока) только в глубоких палеодолинах, врезанных в нижнекаменноугольные породы.

В настоящее время нет ни одного указания о том, что в Московской синеклизе палеонтологически охарактеризованные азовские (мелекесские) отложения лежат на палеонтологически доказанных черемшанских карбонатных породах. Это позволяет допускать одновременность или близость по времени образования на разных площадях синеклизы отложений двух типов, что вызывает трудности при восстановлении палеогеографических условий для различных горизонтов башкирского времени и предверейского перерыва. Остается неясным, распространялись ли карбонатные породы первоначально на более южные части синеклизы и были потом уничтожены, или их там никогда не было.

На палеогеографической карте башкирского века (Атлас..., 1960) карбонатные отложения (мелкое море, распространяющееся с северо-востока) показаны до широты Москвы, а к северо-западу, югу и юго-востоку (до широты Гомель — Курск — Воронеж) показана прибрежная равнина, временами заливавшаяся морем. Эта карта мало помогает уточнению условий образования и распространения интересующих нас отложений. Во-первых, она составлена для всего башкирского яруса, в том числе и для двух нижних горизонтов, отложений которых заведомо нет в Московской синеклизе, во-вторых, во всех скважинах к югу от Москвы показано, что верейские отложения лежат на нижнем карбоне или девоне, т. е. башкирские отложения не выделены, и, следовательно, нет оснований показывать здесь башкирские отложения, если не быть уверенным в том, что они полностью уничтожены в предверейское время.

Очевидно, для решения этих неясных вопросов надо ждать дополнительных данных по новым скважинам и их тщательного палеонтологического и петрографического исследования. Можно все же попытаться решить вопрос о длительности предазовского перерыва. Как указывалось ранее, в азовских отложениях выделяются две толщи. Нижняя толща — косослоистые пески, иногда с растительными остатками, в основании встречаются гальки протвинских известняков; общая мощность до 110 *м*.

Верхняя толща состоит из двух пачек: нижняя — пески, глина с прослоями углистого материала, прослой известняков (до 1,4 *м*); верхняя — серая и черная глина, растительные остатки, прослои гумусового угля (до 0,25 *м*); общая мощность до 40 *м*. Из анализа этого разреза следует, что в какой-то этап башкирского времени южное крыло Подмосковного бассейна испытало подъем и сильный размыв — образование речных долин глубиной до 100 *м*. Потом, при новом опускании местности, долины заполнились аллювиальными и прибрежно-морскими отложениями.

Сколько нужно времени, чтобы «пропилить» в твердых известняках долину 100-метровой глубины и шириной 6—10 *км*.

При определении времени, необходимого для смыва различных толщ на площади, выше были приведены цифры, по данным Н. М. Страхова и других исследователей, и показатель денудационного метра — 30—40 тыс. лет. Глубинная эрозия, несомненно, происходит значительно скорее. Она также зависит от многих факторов: крутизны склона, крепости пород, количества осадков, мощности потока, положения базиса эрозии и пр. К сожалению, каких-либо определенных, хотя бы средних данных о скорости глубинной эрозии, нет.

Н. И. Макавеев (1955), приведя много материалов, характеризующих процессы образования русла реки, не счел возможным сообщить какие-либо итоговые цифры. Это связано со сложностью вопроса. Наблюдения за современной эрозией показывают, что талые или ливневые воды способны промыть русло в песчано-глинистых породах, глубиной до 5 *м*, в считанные часы или сутки.

Л. Б. Рухин (1961) сообщил, что одна из рек Новой Зеландии прорезала русло глубиной 33 *м* и шириной 1,6 *км* за 3000 лет.

Но как от современных данных о скорости образования оврагов и русел рек перейти к расчету скорости образования палеодолин, сказать трудно.

Существует распространенное представление, что скорость глубинной эрозии должна исчисляться 1—2 *см* в год. Простой расчет, исходя из этих данных, показывает, что предазовская долина глубиной до 100 *м* могла быть образована в 10 или 5 тыс. лет. Однако это заведомо не так, ибо нельзя себе представить, что «пропиливание» русла — долины происходило равномерно и непрерывно. Несомненно, что в предазовское время общий подъем сопровождался остановками и опусканиями, когда размыв коренных пород прекращался, русло заполнялось осадками, потом снова начинался размыв и т. д. Привело ли это к тому, что долина образовалась в 50—100 тыс. лет — ответить невозможно.

А. А. Никонов (1971) рассчитал скорость врезания рек, исходя из соотношения высот расположения археологических стоянок и современного уровня рек. Для горных областей скорость врезания определилась в 1—3 *мм* в год (местами до 4—7 *мм*), а для равнинных (реки Волга, Белая, Днестр) только 0,4—0,7 *мм* в год. Последние цифры примерно на один порядок превышают скорость плоскостного смыва, (исходя из «денудационного метра» она равна 0,03 *мм* в год). Если грубо взять скорость врезания в 1 *мм* в год, то азовская долина глубиной в 100 *м* могла образоваться не в 10 тыс. лет (как только что указывалось), а минимум, в 100—200 тыс. лет или больше.

Таким образом, приходится признать, что определить продолжительность предазовского перерыва описанным способом в настоящее время уверенно не удается.

Другой способ связан с определением времени, необходимого на размыв карбонатных черемшанских пород (если не сомневаться, что азовские отложения лежат на черемшанских отложениях), мощность которых в Московской синеклизе колеблется от 0 до 26 *м*. Очевидно, это неполная мощность, так как какая-то верхняя часть была уничтожена позднейшим размывом. Условно примем первоначальную мощность в 35 *м*. Время необходимое на размыв такой толщи, определяется в 1,5—2 млн лет.

Предверейский перерыв. Данных для определения продолжительности перерыва тремя указанными способами мало.

Ранее указывалось, что из анализа палеогеологической карты доверейской поверхности следует, что мощность пород, уничтоженных на большой площади до образования верейских отложений, достигает 130 *м*. Принимая ежегодный смыв 1 *м* за 30 тыс. лет, получаем время размыва около 4—5 млн лет. Однако этот вопрос решается не так просто.

Верейские отложения залегают обычно на протвинских и серпуховских, а местами на нижележащих окских отложениях нижнего карбона. На отдельных участках они покрывают сохранившиеся от размыва черемшанские породы или находящиеся в древних долинах азовские отложения башкирского яруса. Трудность заключается в том, что размыв всех нижележащих отложений происходил не только в верейское время, но и раньше, в предчеремшанское и предазовское. Предверейский размыв местами наложился на предыдущие и, очевидно, усилил последствия их деятельности. Таким образом, определить, что и в какой период было разрушено, невозможно. В палеодолинах верейские отложения залегают с размывом на верхнеазовских (мелекесских) породах.

Следует напомнить, что верхнеазовские отложения относятся к трансгрессивной части цикла, в них имеются прослои известняков — свидетельство ингрессии моря по древним долинам. Потом последовал подъем местности, размыв, новое опускание и начало накопления континентальных и прибрежно-морских верейских отложений. Песчано-глинистые пестроцветные азовские и верейские отложения имеют много сходных черт, и хотя они, несомненно, относятся к разным циклам осадконакопления,

вряд ли можно предположить большую продолжительность предверейского перерыва.

Таким образом, из-за отсутствия данных распространения азовских отложений на площади, и мощности их вне глубоких долин, без выяснения, какие толщи были размыты именно в этот перерыв (а не раньше), выяснить продолжительность перерыва не представляется возможным. Условно примем его в 1 млн лет.

ОБЩАЯ СРАВНИТЕЛЬНАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА ПЕРЕРЫВОВ

Выявленные перерывы показаны на трех литолого-стратиграфических колонках (см. рис. 1, 2, 3). В архее и нижнем протерозое перерывы отмечены большими размывами и угловым несогласием. Продолжительность их большей частью громадная — многие десятки или сотни миллионов лет. Предкурский перерыв (2), предсреднепротерозойский (5), преднижнерифейский (6) совпадают с тектоно-плутоническими циклами, продолжительность которых по данным абсолютного возраста определяется в 100—200 млн лет.

Продолжительность некоторых перерывов в верхнем рифее и венде, определенная по мощности размытых пород и другим способом, большая. Так, предпачелмский (9), предволынский (11), предберестовецкий (12) и предвалдайский (13) продолжались около 10 млн лет каждый.

Последний перерыв (13) совпадает с эпипротерозойским тектоно-плутоническим циклом в 600—620 млн лет абсолютного возраста. Остальные перерывы, расположенные между упомянутыми, имеют продолжительность значительно меньшую — условно в тысячи — десятки тысяч лет.

В раннем палеозое очень большой перерыв (17) был в предордовикское время — 20—25 млн лет. Возможны значительные перерывы в верхнем ордовике (20, 21), однако, из-за отсутствия полной ясности о стратиграфическом положении и распространении митинской и варлыгинской толщ, характер этих перерывов неясен.

Очень большой перерыв в морском осадконакоплении в центральных областях Русской платформы был в силуре — до нижнего девона (22). Значительные перерывы в девоне зафиксированы в предпярнуское (23), предморсовское (25), преднижнещигровское (30), предстарицкое (31) время. Остальные перерывы, отмеченные в девоне, очевидно, были короче — условно их продолжительность определена либо в десятки — сотни тысяч лет, либо в тысячи — десятки тысяч лет.

Большой перерыв (около 6 млн лет) был в нижнем карбоне в дорадаевское время (48), и менее продолжительный — в предбобриковское время (49) — до 2 млн лет. Сравнительно незначительные перерывы были в доагеевское (45) и предтульское (50) время.

Продолжительность остальных перерывов в нижнем карбоне была небольшой.

В начале среднего карбона большой перерыв (60) отмечен в предчемпанское время и вслед за ним значительные перерывы были в предазовское (61) и предверейское (62) время. Остальные перерывы в среднем и верхнем карбоне были небольшие.

Проведя сравнительный анализ зафиксированных перерывов, выявилась возможность выделить шесть типов перерывов по их предполагаемой продолжительности и наметить их числовую характеристику:

1. Громадный — перерыв — 200—100 млн лет
2. Очень большой » — 100—50 »
3. Большой » — 25—5 »
4. Значительный » 3—1 »
5. Незначительный » — десятки — сотни тысяч лет
6. Небольшой » — тысячи — десятки тысяч лет

Естественно, эти цифры могут рассматриваться как условные и могут быть значительно изменены при дальнейших исследованиях. В настоящее время они определяют место данного перерыва среди других типов.

О СООТНОШЕНИИ ПРОДОЛЖИТЕЛЬНОСТИ КОНТИНЕНТАЛЬНЫХ И МОРСКИХ УСЛОВИЙ

Кроме определения продолжительности отдельных перерывов — размывов, представляет интерес рассмотрение вопроса вообще о продолжительности континентальных условий в отдельные этапы геологической истории. Разберем два примера из каменноугольного периода.

Какая продолжительность континентальных условий была в интервале после окончания образования чернышинских известняков и до появления в разрезе более или менее устойчивых тульских известняков нижнего карбона? Постановка такого вопроса предусматривает признание того факта, что в Московской синеклизе не отлагались морские осадки кизеловского (верх чернышинского надгоризонта верхнего турне) и елховского горизонта (низ малиновского надгоризонта нижнего визе). Следовательно, этот интервал слагается из: 1) времени, соответствующего отложению морских осадков кизеловского и елховского горизонтов на востоке платформы, что определяет продолжительность предрадаевского перерыва в Московской синеклизе; 2) времени, соответствующего образованию радаевских отложений в синеклизе и на востоке платформы; 3) времени предбобриковского размыва; 4) времени образования бобриковских отложений; 5) времени предтульского перерыва — размыва; 6) времени образования толщ континентальных песков в основании тульского горизонта.

Как можно определить перечисленные отрезки времени в цифровом выражении?

1. Время — продолжительность накопления отложений кизеловского и елховского горизонтов на востоке, или предрадаевского перерыва, было уже определено ранее — 6 млн лет.

2. Мощность радаевских отложений в Подмосковном бассейне (преимущественно глинистых, с углями) составляет 30 *м*. Такая же мощность зафиксирована па Татарском и Башкирском сводах, а в Камско-Кинельской впадине она достигает 140 *м*.

Допуская, что какая-то верхняя часть радаевских отложений в Подмосковном бассейне была разрушена в предбобриковский перерыв, условно примем первоначальную мощность радаевских отложений в 40 *м*. По данным Н. И. Умновой и др. (1960, 1962) до 85% разреза составляют алевриты и глина и до 15% уголь. Примем скорость накопления алевритов и глин в 0,04 *мм* в год (по П. П. Зотову) — 4 *м* в 100 тыс. лет. Следовательно, толща алевритов — глин в 34 *м* могла образоваться за 900 тыс. лет.

Суммарная мощность угольных пластов и прослоев составляет в разрезе 6 *м*. По обычным расчетам мощность торфяника была в 10 раз больше — т. е. 60 *м*. Скорость накопления торфяника принимается в 1 *мм* в год, т. е. 1 *м* за 1000 лет. Следовательно, время, необходимое на образование торфяной массы (превратившейся позднее в уголь), составляет всего 60 тыс. лет.

Таким образом, общая продолжительность образования радаевских отложений определяется примерно в 1 млн лет.

3. Продолжительность предбобриковского перерыва ранее была определена величиной около 2 млн лет.

4. Для определения времени образования бобриковского горизонта примем его мощность в 50 *м* (учитывая, что часть его смыта в предтульский перерыв), в том числе суммарную мощность всех угольных пластов в 15 *м*.

Среднюю скорость накопления песков, алевролитов и глин возьмем 0,05 *мм* в год (5 *м* в 100 тыс. лет). Следовательно, песчано-глинистые отложения бобриковского горизонта мощностью в 35 *м* накопились за 700 тыс. лет. Угольные пласты, суммарной мощностью 15 *м*, образовались за 150 тыс. лет. Вся толща бобриковского горизонта образовалась за 0,8—1,0 млн лет.

5. Продолжительность предтульского перерыва условно примем в одну треть предбобриковского, т. е. 0,5 млн лет.

6. В основании тульского горизонта находится довольно устойчивая песчаная толща преимущественно аллювиального происхождения. Принимая мощность песчаной толщи до 15 *м* и скорость накопления песков 0,6 *мм* в год (или 6 *м* в 100 тыс. лет), получаем, что время ее накопления определяется, примерно, в 200 тыс. лет.

Таким образом, общая продолжительность существования континентальных условий на большой площади, а местами преимущественно континентальных, после регрессии позднетурнейского (чернышинского) моря и до более или менее устойчивого трансгрессирующего тульского моря определяется цифрой порядка 10 млн лет.

Второй пример — продолжительность континентальных условий после окончания образования протвинских известняков (нижний намюр) и до появления морских отложений в разрезе верейского горизонта. Этот континентальный перерыв был беспрерывный, очевидно, только в южной и западной частях синеклизы. К северо-востоку и северо-западу от Москвы морское осадконакопление происходило почти в середине перерыва, в черемшанское время.

Выделение континентального периода предполагает признание того, что в Московской синеклизе не отлагались осадки краснополянского горизонта (верхний намюр), северокельтменского и прикамского (нижняя часть башкирского яруса) — никаких следов этих отложений пока не найдено. Следовательно, континентальный период состоит из: 1) времени, соответствующего отложению морских осадков трех указанных горизонтов — т. е. предчеремшанского перерыва (продолжительность его принята в 5 млн лет); 2) времени, соответствующего образованию черемшанских морских отложений мощностью до 35 *м*, для чего необходимо около 1 млн лет; 3) времени предазовского перерыва и образования азовских отложений в долинах рек — около 1,5—2 млн лет; 4) времени предверейского перерыва и образования нижней части верейских отложений — около 1 млн лет.

Таким образом, общая продолжительность континентального периода достигает цифры порядка 8 млн лет. Суммарная же продолжительность двух континентальных эпох равна 18 млн лет, а вместе с другими перерывами в течение карбона она возрастает до 20 млн лет, что составляет около 30% продолжительности всего карбона (принимая ее в 65 млн лет). Это показывает, что значение континентальных условий в общей характеристике карбона существенно больше, чем это обычно представлялось.

Третьим примером определения продолжительности континентальных условий для более древних отложений может быть интервал между концом образования пачелмской свиты верхнего рифея и до начала образования берестовецкой свиты (верх волынской серии венда).

Этот интервал состоит из: 1) времени предвильчанского (предволынского) перерыва, примерно 9 млн лет; 2) времени вильчанского ледникового периода — 1 млн лет; 3) времени послеледникового — предберестовецкого размыва ледниковых отложений — до 9 млн лет.

Общая продолжительность континентального ранневолынского периода определяется в 19—20 млн лет. В данном случае имеется возможность проверить правильность определения продолжительности данного континентального периода. По определению абсолютного возраста верхняя

граница пачелмской свиты, т. е. поверхность предвильчанского размыва, имеет возраст 650 млп лет (в действительности эта поверхность в момент начала перерыва была «моложе», чем 650 млн лет, так как часть отложений пачелмской свиты была разрушена до перекрытия вышележащими отложениями). Возраст верхней границы волынской серии определяется в 600—620 млн лет, и, таким образом, продолжительность всего волынского времени равна 30 млн. лет.

Верхняя половина волынской серии представлена песчано-глинистыми отложениями берестовецкой серии мощностью до 100 *м*. Они лежат с большим размывом. Время, необходимое на образование 100 *м* осадков, определяется примерно в 3—4 млн лет, которые надо вычесть из 30 млп лет. Следовательно, цифра 20 млн лет для продолжительности континентальных условий (или болсе 50% всего волынского периода) не кажется завышенной, а, наоборот, она может быть и больше.

Эта проверка позволяет считать, что предыдущие расчеты для континентальных периодов в нижнем и среднем карбоне, сделанные по той же методике, могут отражать действительное соотношение между продолжительностью морских и коптинентальных условий.

На большей части Русской платформы (кроме площади между Москвой и Опежским озером) континентальные условия были в кембрии (70 млн лет), ордовике (60 млн лет), силуре (30 млн лет), в нижней половине девона (20 млп лет).

Таким образом, общая продолжительпость господства континентальных условий на Русской платформе (от кембрия до верхнего карбона включительно) определяется в 150 млн лет, т. е. около 50% общего времени данного интервала.

Это является чертой, характеризующей общие палеогеографические условия, бывшие на Русской платформе.

СОПОСТАВЛЕНИЕ ПЕРЕРЫВОВ В ДЕВОНЕ И КАРБОНЕ ПОДМОСКОВНОГО И ДОНЕЦКОГО БАССЕЙНОВ

Простое сравнение литолого-стратиграфической колонки девопа Московской сипеклизы и аналогичной колонки для Днепровско-Донецкой впадины (составленной Р. М. Пистрак и Е. И. Пашкевич) показало, что около половины всех перерывов, зафиксированных в первой колонке, сразу сопоставляются со второй. Это перерывы: предпярнуский (23), предстарооскольский (28), преднижнещигровский (30), предсаргаевский (32), предсемилукский (33), предверхнефранский (35), предворонежский (36) и предданковский (39). В нижнем карбоне западного Донбасса, по данным В. З. Ершова, есть ряд перерывов, сопоставляемых с Подмосковным бассейном.

В. Г. Белоконь (1966) по северному Донбассу — южному склону Воронежской антеклизы отмечает 13 перерывов в нижнем карбоне и башкирском ярусе, также сравнимых с Подмосковным бассейном.

Поверхности перерывов, представленные кавернозными известняками и размывами, зафиксированы, по данным В. Г. Белоконя, на следующих уровнях разрезов: верхи алексинского (52), михайловского (53), тарусского (55), стешевского (56) и протвинского (57) горизонтов нижнего карбона. В среднем карбоне отмечен размыв в нижней части краснополянского, в верхней части прикамского и в нижней части черемшанского горизонтов. Это представляет значительный интерес для воссоздания палеогеографических условий в областях с платформенным и геосинклинальным режимом и заслуживает специального исследования.

НЕКОТОРЫЕ ИТОГИ И ЗАДАЧИ ДАЛЬНЕЙШИХ ИССЛЕДОВАНИЙ

Материалы, изложенные в первой и второй главах подтверждают: 1) возможность выделения перерывов в морском осадконакоплении на основе комплекса признаков в различных интервалах стратиграфического разреза палеозоя и протерозоя Русской платформы; 2) возможность определения продолжительности перерывов разными методами и их типизации по продолжительности; 3) возможность выявления различных этапов в течение крупных континентальных эпох; 4) возможность установления большего, чем обычно считается, значения континентальных эпох в истории геологических периодов; 5) возможность прослеживания перерывов не только на больших площадях платформы, но и в прилегающих районах с другим тектоническим режимом.

Из изложенного материала видно, что, несмотря на несомненно большую роль перерывов и континентальных периодов в общем процессе образования осадочных отложений на Русской платформе, многие вопросы остаются пока нерешенными.

Необходимо существенно уточнить характеристику уже выявленных типов континентальных отложений (коры выветривания, аллювий, озерно-болотные отложения, ледниковые образования), их распространение, связь с палеогеологией и палеогеоморфологией.

Для восстановления условий, существовавших во время перерывов, следует составлять следующие карты, анализ и сопоставление которых может помочь выявить как основные черты, так и детали бывших условий: 1) палеогеолого-литологическую карту времени перерыва с максимальной точной характеристикой типов пород, слагающих поверхность после регрессии моря; 2) палеотектоническую карту; 3) карту-схему палеорельефа начала перерыва (на основе первых двух карт); 4) карту палеорельефа конца перерыва (по отметкам подошвы покрывающих слоев от какого-либо ближайшего сверху выдержанного горизонта); 5) палеогеографическую карту наименьшей стратиграфической толщи (пачки слоев, горизонты), покрывающей поверхность размыва.

Если сохранились какие-либо континентальные образования времени перерыва, то их типы и распространение должны быть показаны на карте палеорельефа конца перерыва, так же как и, возможно, установленные границы климатических зон.

При наличии большого материала по указанным вопросам, карта палеорельефа превратится в новую карту — палеогеографическую карту времени континентального перерыва.

Возможно хотя бы частичное решение вопросов об условиях, бывших во время перерывов, так сказать обратным способом. Продукты разрушения пород сносятся с континента в морские бассейны и в различной форме входят в состав осадков, отлагавшихся где-то одновременно с размывом континента.

Большие успехи, сделанные за последние годы в точной диагностике минералов, образовавшихся как в сингенетическую, так и в последующие стадии становления осадочных пород, позволяют при тщательном минералого-химическом исследовании морских синхронных осадков определить геохимические условия, существовавшие на континенте во время перерыва.

Учитывая большое количество глубоких скважин, пробуренных на Русской платформе, и результаты многочисленных минералогических и химических анализов, содержащихся в отчетах по обработке кернов, а также различные опубликованные тематические и обобщающие работы, можно считать, что уже имеются некоторые материалы для анализа и построения карт.

Составление же указанной серии карт для докембрия и палеозоя, несомненно, позволит с большой полнотой восстановить историю осадконакопления на Русской платформе, что имеет как научное, так и практическое значение [1].

Для характеристики перерывов особенно важно иметь данные о площади, на которой прекращалось морское осадконакопление. Площадь перерыва — суша образуется постепенно, увеличивается по мере регрессии моря и уменьшается при трансгрессии. Перерыв не бывает строго одновременным и повсеместным. На площади перерыв проявляется неодинаково: в одних местах идет плоскостной смыв, в других происходит глубинная эрозия и формирование речной сети, в третьих накапливаются различные континентальные образования. Существенное значение при этом имеет неодинаковая скорость поднятия или опускания отдельных участков суши. В каждый данный момент где-то проходит береговая линия, т. е. граница континентальных и морских условий, и эта граница постоянно изменяется. При изучении керна и анализе разреза надо стремиться подмечать любые, иногда малозаметные признаки, свидетельствующие о перерыве, а также учитывать циклическую закономерность разных порядков.

С континентальными периодами связано образование различных полезных ископаемых. Кроме угля, следует отметить железные руды, бокситы, россыпные месторождения. Следовательно, установление и изучение перерывов может в ряде случаев либо помочь выявить новые месторождения полезных ископаемых, либо поставить вопрос об их поисках.

Представляется необходимым и обязательным при любых палеогеографических исследованиях и построениях специально освещать вопрос о перерывах в морском осадконакоплении в данном стратиграфическом интервале.

Одним из важных вопросов является уточнение относительной продолжительности перерывов разных типов и выражение ее в единицах времени. Следует произвести отбор большого количества проб из керна нескольких глубоких скважин, пригодных для определения абсолютного возраста, и особенно из пород, непосредственно подстилающих и покрывающих поверхность перерыва.

Определение продолжительности перерывов и континентальных эпох, выяснение характера и интенсивности денудационных процессов может существенно уточнить стратиграфические палеогеографические построения, а также корреляцию отложений разных районов.

[1] Нечто подобное сделано В. К. Голубцовым и А. С. Махначем для территории Белоруссии (1961).

ГЛАВА III

ПАЛЕОРЕКИ В ПАЛЕОЗОЙСКОЕ ВРЕМЯ

Перерывы в морском осадкопакоплении, особенно длительные, с образованием больших участков суши, формированием ее рельефа, несомненно, сопровождались созданием речных систем. Таким образом, при палеогеографических реконструкциях как периодов перерывов, так и периодов, непосредственно следующих за ними, можно ожидать выявления речных систем или их частей, а также различных типов осадков, заполняющих речные долины.

Однако, очевидно, это сделать не так легко, так как, например, на многочисленных картах Атласа палеогеографических карт докембрия и палеозоя, в условных обозначениях и в пояснительном тексте (История геологического развития, 1964) о древних речных системах и осадках почти не упоминается. Условный знак — «аллювиальные равнины и озерные бассейны, терригенные, красноцветные осадки» отсутствует на всех палеозойских картах и имеется только на палеогеографической карте татарского века. Речная сеть намечается на карте лишь со среднего плиоцена. Это объясняется не отсутствием рек на древних сушах, а отсутствием частых точек наблюдений и, отчасти, недостатком внимания к этому вопросу.

Несомненно, что основным условием выявления речных систем в древних отложениях является частота точек наблюдений на значительной площади — буровых скважин, карьеров, горных выработок, естественных обнажений. Для додевонских отложений точек наблюдения сравнительно мало, особенно учитывая, что ширина речных долин может исчисляться только сотнями метров, километрами, реже десятками километров. Для девона точек наблюдения значительно больше. Особенно возрастает количество точек для карбона, в связи с поисковыми и разведочными работами на уголь и нефть и наблюдениями на шахтах в Подмосковном и в других угольных бассейнах.

ПАЛЕОРЕКИ В ДОДЕВОНСКОЕ ВРЕМЯ

А. И. Зоричева (1963) считает, что косослоистые песчаники ненокской свиты (сердобская серия верхнего рифея) на северо-западе Русской платформы представляют собой речные и дельтовые отложения. Данных о руслах не имеется, но, очевидно, они располагались на прилегающем крае Балтийского щита.

А. А. Клевцова (1969) указывает присутствие аллювиальных отложений в серафимовской и леонидовской свитах (низ пачелмской серии верхнего рифея) в ряде районов Волго-Уральской области.

Из известных мне описанных палеодолин древними являются верхнерифейские — довендские. И. А. Кожемякина и Н. М. Чумаков (1969) доказывают, что до оледенения в начале волынского (точнее вильчанского) времени, после прекращения образования отложений пачелмской свиты, в Белоруссии и в прилегающих районах выявились два направления палеодолин: юго-восточное и юго-западное. Ширина их измеряется первыми километрами, они прослежены на 20—30 *км*. При общем довольно пологом рельефе разница в отметках в долинах достигает 300 *м*.

Во время последующих перерывов: предберестовецкого, предредкин-

ского, предбалтийского, верхнеижорского, предоболовского, вероятно, также на каких-то площадях была эрозионная сеть, но пока она еще не выявлена.

Свидетельство о происходившем размыве в виде галек и конгломератов отмечалось в ряде скважин свит — горизонтов: в основании берестовецкой свиты (верх волынской серии), гравелиты и конгломераты в основании валдайской серии — в одних местах и сохранившаяся кора выветривания — в других, например, Редкино, гальки и конгломераты в основании оболовых песчаников нижнего ордовика. Однако, не имея данных о характере распространения галек и конгломератов на площади, нельзя определить их происхождение только по форме галек (речное или прибрежно-морское).

На любой палеогеографической карте, где показаны контуры суши и моря, можно предполагать какие-то варианты расположения речных систем, но конкретных данных об этом нет.

Нельзя считать обоснованным заключение Д. В. Наливкина, что в раннепалеозойские и докембрийские эпохи «рек не было и перенос продуктов разрушения производился только временными потоками» (Наливкин, 1955, стр. 100).

ПАЛЕОРЕКИ В ДЕВОНСКОЕ ВРЕМЯ

Б. П. Асаткин (1934), изучая среднедевонские отложения Ленинградской области (в районе ст. Веймары), установил наличие узких, почти каньонообразных древних долин, врезанных в нижнесилурийские отложения и заполненных среднедевонскими породами (размеры долин и их протяженность не указаны).

На присутствие русловых отложений на Главном девонском поле указывал Р. Ф. Геккер (1941).

Несомненно русловые отложения описаны С. В. Тихомировым (1961) в среднем девоне у с. Тори на р. Пярну. Общая мощность нескольких косослоистых пачек около 4 *м*. Они залегают в древнем русле, врезанном в нижненаровские отложения, и относятся к верхней части верхненаровских отложений, аналогам калужских слоев. Ширина русла и протяженность его не установлены.

По сообщению В. С. Сорокина, им описан врез речной долины в дубниковских слоях под порховскими песчаниками (т. е. вверху нижнефранского подъяруса — при трехчленном делении), на р. Сясь у дер. Столбово. Глубина вреза более 3 *м*, ширина до 20—30 *м*. Интересная зарисовка В. С. Сорокина показывает своеобразные аллювиальные отложения приустьевой части реки и хорошо отражает сложную историю и различные этапы накопления и размыва прибрежно-морских и речных осадков. Направление русла близко к северо-запад — юго-восточному. Аналогичный врез им описан в бассейне р. Сясь у дер. Гверстовки в ильменских слоях.

В. С. Сорокин считает, что в снетогорское, дубниковское, порковское и ильменское (?) время вполне вероятно существование небольших рек на Белорусском своде, выносивших песчаный материал в северо-западном направлении.

В. М. Куршс и А. В. Стинкуле в гауйской толще Латвии (низы нижнефранского подъяруса) в карьере Балы и в других местах описали различные типы косой слоистости и формы залегания песчаных толщ аллювиального типа, но авторы объясняют их происхождение действием прибрежно-морских течений.

По данным Д. Н. Утехина (1968) в палеорельефе кристаллического фундамента северного склона Воронежской антеклизы к началу мосоловского времени вырисовываются долинообразные понижения шириной до 3—4 *км* и глубиной до 50—100 *м* с простиранием юго-восток — северо-запад и падением тальвега 0,5—1 *м/км*. Выявлены также узкие полосы докем-

брийских пород того же простирания, превышающие уровень мосоловского моря на 50 *м* и более. Общий уклон додевонской поверхности на север составляет около 0,4 *м/км*.

Д. Н. Утехин (1962) допускал, что петинские слои частично являются дельтовыми отложениями. Следовательно, в предворонежское время были реки.

По сообщению Н. П. Хожаинова в юго-восточной присводовой части Воронежской антеклизы в малиновской толще терригенных пород (аналог верхней части фамена и нижней заволжского яруса турне) имеются отложения речных русел и пойм.

В разных районах на востоке платформы С. М. Аронова, И. Г. Гассанова и др. (1970) указывают аллювиальные и дельтовые отложения в такатинских слоях (аналог ряжских?) в кальцеолово-бийских (морсово-мосоловских), в воробьевских, в нижнеардатовских и пашийских слоях. Материалов о расположении речной сети в различное время не приводится.

Н. М. Страхов (1939), при описании условий образования доманиковой фации Южного Урала полагал, что примерно в районе р. Белой была девонская суша, с которой в доманиковый бассейн с запада впадали крупные реки.

ПАЛЕОРЕКИ В РАННЕКАМЕННОУГОЛЬНОЕ ВРЕМЯ
(бобриковское и тульское)

ПОДМОСКОВНЫЙ БАССЕЙН [1]

Как выше указывалось, многие исследователи, изучая рельеф известнякового фундамента в различных районах Подмосковного бассейна, объясняли его формы эрозионной деятельностью, проходившей главным образом в послечерныпинское, а в восточной и северо-западной части, возможно, и в рапне-послеупинское время.

Л. М. Бирина, А. Э. Ульмер, К. К. Рождественская, В. Ф. Шульга, Е. В. Михайлова, А. М. Блох, И. П. Ломашев разными способами выделяли доугленосные долины в рельефе фундамента по отдельным районам бассейна. Первая карта палеорельефа доугленосной поверхности всего южного и западного крыла Подмосковного бассейна составлена Б. Г. Виноградовым, К. Ю. Волковым, В. А. Котлуковым, А. П. Саломоном и В. Ф. Шульгой [2]. (Геология месторождений угля, 1962). Изогипсы палеорельефа в ряде мест вырисовывают длинные долиноподобные понижения. Однако на этой карте не получили достаточного отражения ряд долин-русел, установленных другими исследователями. Взяв за основу указанную карту, я с возможной точностью нанес на нее контуры долин по другим источникам, что позволило создать более определенную картину расположения древних долин на всем южном крыле (рис. 10).

К западу и к северу от Тулы и к востоку от Михайлова цифры 50, 80, 100 означают расстояние поверхности фундамента от подошвы алексинских известняков, вычисленное непосредственно по скважинам. К востоку от Тулы, там, где нет алексинских известняков, расстояние до фундамента сначала определяется отсчетом от подошвы II угольного пласта. Для пересчета в единую систему от подошвы алексинского известняка, обыч-

[1] В Подмосковном бассейне (на южном и западном крыле) пробурено несколько тысяч буровых скважин, которые дали исключительно большой материал о контурах карбоновых палеорек и строении песчаных толщ, заполнивших палеодолины. Обилие фактических данных и платформенные условия залегания позволяют на этой площади дать наиболее подробную характеристику различных вопросов, связанных с палеореками, что имеет не только региональное значение.

[2] В дальнейшем для краткости будем называть ее «картой Б. Г. Виноградова».

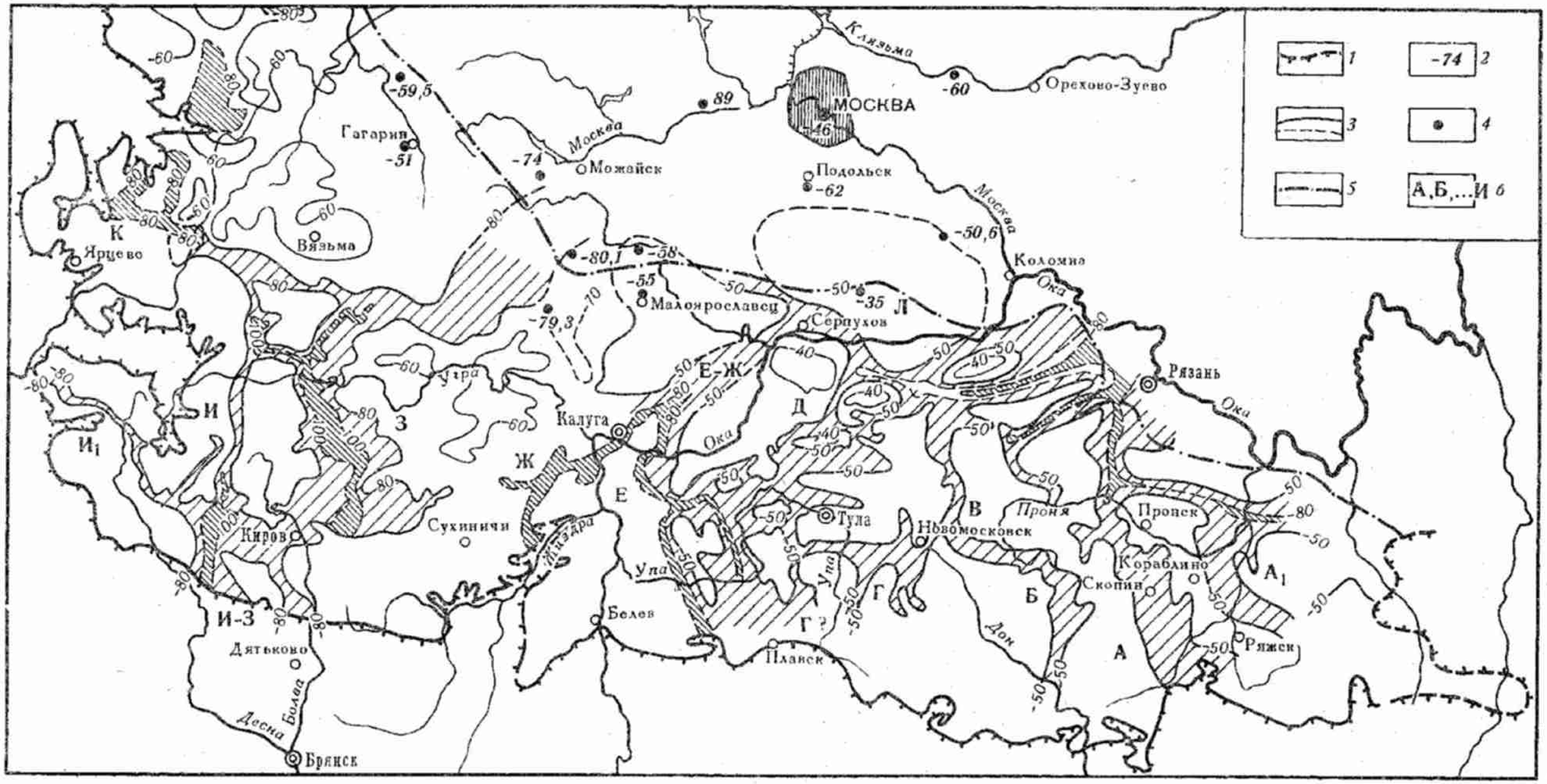


Рис. 10. Схематическая карта палеорек в раннем карбоне южного крыла Подмосковного бассейна. Составлена на основе «Схематической карты палеорельефа доугленосной поверхности», 1962 г. под редакцией Б. Г. Виноградова, К. Ю. Волкова и В. А. Котлукова, с дополнением В. С. Яблокова, 1970 г.

1 — южная граница распространения угленосной толщи; *2* — расстояние поверхности фундамента от подошвы алексинских известняков; *3* — изогипсы поверхности известнякового фундамента (тонкий пунктир — предполагаемые); *4* — скважины; *5* — глубина 200 *м* залегания угленосной толщи; *6* — индексы палеорек: А — Скопинская, $А_1$ — Рановская, Б — Чернаво-Малинковская, В — Древне-Пронская, Г — Дедилово-Новомосковская, Д — Щекино-Обидимская, Е — Ханинская, Ж — Козельско-Калужская, З — Восточно-Барятинская, И — Спас-Деменская, $И_1$ — Ельнинская, К — Сафоново-Издешковская, Л — палео-Ока

но, к мощности отложений, ниже пласта II прибавляют еще 40 *м* (средняя, установленная сравнением) [1]. Палеодолины обозначены заглавными буквами русского алфавита — А, Б, ...К, Л с востока на запад. Краткая характеристика положения долин приводится ниже [2].

Контуры палеодолин в рельефе фундамента

А. М. Блох (1958) в восточных районах проследил более, чем на 60 *км* довизейскую Скопинскую палеореку (А), протекавшую в северо-западном направлении — примерно, к востоку от ст. Милославской на Скопин и западнее Пронска (см. рис. 10; рис. 11). Ширина ее (в границах распространения аллювиальных песков) достигает 10—12 *км*. От Ряжска впадает в Скопинскую реку Ряжский палеоприток. А. М. Блох отмечает уменьшение медианного размера песчаных зерен в северном направлении (от 0,18—0,16 на самом юге, до 0,11—0,08 *мм* к северу от Скопина). Северные контуры долины, показанные А. М. Блохом, совпадают с изогипсами 50 на карте Б. Г. Виноградова и др., которые обрисовывают продолжение этой долины на Рязань. На юге долина прослежена до границы современного распространения угленосных отложений.

В 20—30 *км* восточней Скопинской палеодолины выявлена другая долина с притоком (Геология месторождений угля..., 1962), которую можно назвать Рановской ($А_1$). Северо-западнее Пронска она соединяется со Скопинской. В районе р. Рановая в русле палеореки под песками залегают малевские и озерско-хованские отложения. Ширина участков, где вскрыты наиболее глубоко лежащие озерско-хованские отложения, достигает 10—15 *км* (рис. 12).

Е. В. Михайлова (1956) установила Чернаво-Малинковскую палеореку (Б), западнее Скопинской долины, имеющую в пределах 15 *м* мощности подстилающих основной угольный комплекс отложений ширину 5—15 *км*; полоса с мощностью 25 *м* — в два-три раза у́же. Долина прослежена на расстоянии около 50 *км* почти от р. Дон в районе к западу от г. Чернавы до верховьев р. Прони. Далее к северу продолжение долины не вполне ясно. По данным Е. В. Михайловой, полоса с мощностью русловых осадков, превышающей 25 *м*, уходит в восточном направлении и, таким образом, Чернаво-Малинковская река может слиться со Скопинской.

По материалам Л. М. Бириной (1941) в Новомосковско-Донском и прилегающих районах на основании не только гипсометрии, фундамента, но и изучения стратиграфии поверхности фундамента, выделяется Древне-Пронская палеодолина (В), идущая от верховья р. Пропи на север-северо-запад, немного северо-восточней деревень Соколовка, Солнцева, Ширино, Выглядовка, Алмазово. Ширина долины в пределах обнаженных малевских отложений колеблется от 2—3 до 6—8 *км*. В русле вскрыты озерско-хованские слои. Очевидно, эта же долина намечается Е. В. Михайловой (1956) по мощности песков в 15 *м* ниже осповного угольного пласта, северо-восточней Ширино-Сокольнического месторождения. На юге эта долина хорошо сочленяется с северным концом Чернаво-Малинковской реки. На северо-запад контуры ее совпадают с изогипсами 50—60 на

[1] Следует отметить, что при таком переводе — сопоставлении цифр заведомо допускается некоторая неточность, так как между временем образования II угольного пласта и 1-го известнякового слоя алексинского горизонта, очевидно, прошли десятки—сотни тысяч лет. Положение поверхности фундамента на отдельных участках могло измениться, т. е. рельеф доалексинский может отличаться от рельефа доугленосного. Однако надо думать, что эта условность не влечет за собой каких-либо крупных неточностей или искажений.

[2] Необходимо отметить, что на карте (см. рис. 10) контуры долин довольно условны. Первичная документация и региональные схемы различными авторами вычерчивались на картах разного масштаба. Последующая сводка также проводилась на неодинаковых картах.

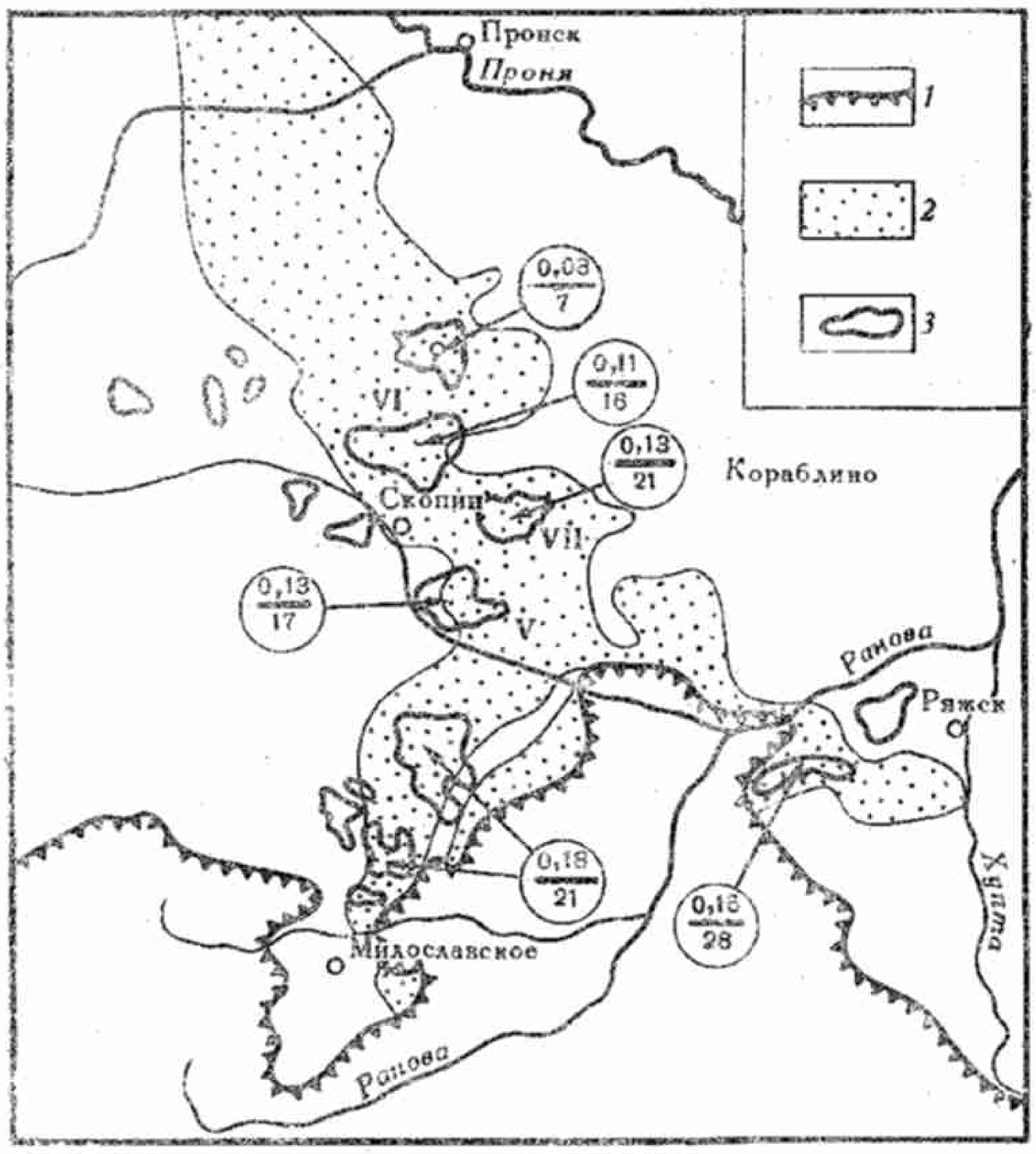


Рис. 11. Карта распространения фаций русловых осадков бобриковского горизонта — Скопинская палеорека (Блох, 1958)

1 — граница распространения каменноугольных отложений; *2* — зоны русловых осадков; *3* — месторождения V угольного пласта (в кружках: числитель — средний для месторождения медианный размер песчаных зерен в миллиметрах, знаменатель — количество анализов)

карте Б. Г. Виноградова, на которой вырисовывается меридиональная долина, идущая на север от Новомосковска.

В Древне-Пронскую и другие долины впадали более мелкие притоки. Л. М. Бирина намечает узкую Зубовскую долину.

Следующая к западу речная система наиболее отчетливо выявлена Е. В. Михайловой (1956) и хорошо вырисовывается на карте Б. Г. Виноградова по изогипсе 50; ее можно назвать Дедилово-Новомосковской палеорекой (Г). Она начинается узкой меридиональной долиной к западу от р. Упы (в районе Липковского месторождения). Другое возможное начало этой палеореки было западнее г. Щекина и в районе Ясной Поляны, где выявлена узкая меридиональная долина (Г?) и широтная долина. Однако не исключено, что эти долины относятся к следующей, Щекино-Обидимской, палеореке (Д).

К западу от Узловой и к югу от Болохова по разным материалам вырисовывается расширение долин до 10—15 *км*. К югу и северо-западу от Узловой имеются еще притоки, причем южные показаны только на карте Б. Г. Виноградова, а по данным Е. В. Михайловой они не выявлялись.

На участке к северу от Узловой, у дер. Узуново, в скв. 6367, в центре русла мною, еще в 1936 г., определены под угленосными отложениями озерско-хованские слои, т. е. глубокий эрозионный размыв. Таким образом, и здесь устанавливается, так же как и в Древне-Пронской долине, полный размыв упинских и малевских отложений.

К северу от Новомосковска, Дедилово-Новомосковская река соединяется с Древне-Пронской. На площади между Щекиным, Узловой и Богородицком и к востоку от Богородицка при более детальном исследовании, очевидно, можно выявить еще несколько притоков Дедилово-Новомосковской палеореки.

Собственно Новомосковское русло после соединения с Древне-Пронским продолжается на карте Б. Г. Виноградова по направлению к р. Оке.

В районе г. Тулы (к западу и северу) существовала другая палеорека. Сопоставляя данные Е. В. Михайловой (1956) и В. Ф. Шульги (1956) можно оконтурить Щекино-Обидимскую палеодолину (Д), проходящую далее к востоку от Варфоломеевского и Никулинского месторождения, к западу от Лаптевского месторождения, вливающуюся у р. Оки в широтное понижение в рельефе, показанное на карте Б. Г. Виноградова, у г. Серпухова и восточнее. Местами ширина долины достигает 10—12 *км*. По отсчетам от угольного пласта, оконтуривается широтный Северотульский и Ревякино-Филатовский, притоки, которые не отражены на карте Б. Г. Виноградова.

Е. В. Михайлова долину к северо-западу от Тулы называла Северной палеодолиной.

Следует отметить, что Л. М. Бирина в 1941 г. составила геологическую карту поверхности фундамента Новомосковско-Донского района, и позднее, в 1951 г. территории к востоку от Тулы до Скопина. Как уже упоминалось, ею были выделены несколько палеодолин, склоны которых сложены малевскими породами, а в наиболее низких частях русла — разными горизонтами озерско-хованских отложений (рис. 13).

Контуры этих долин (в пределах развития малевских отложений) в ряде случаев напоминают только что описанные долины, выделенные А. М. Блохом, Е. В. Михайловой и В. Ф. Шульгой, но имеется и много несовпадений. Так, по меридиану г. Скопина Л. М. Бирина выделяет Палеовердеревскую долину, близкую к Скопинской палеодолине, по данным А. М. Блоха (если взять только распространение озерско-хованских отложений).

Чернаво-Малинковская река (согласно Е. В. Михайловой) на карте Л. М. Бириной намечается в южной ее части выходом озерско-хованских пород. Л. М. Бирина выделяет Палеоламинцево-Лютерическую долину, хотя западный Ламинцевский участок на карте не выделен, а только частично условно намечен. Это в общем совпадает с картой Е. В. Михайловой.

Лютерическая же долина с предполагаемыми выходами озерско-хованских отложений другими исследователями не выделяется, и это известное понижение в рельефе фундамента (выделяемое и по изогипсам подошвы малевских отложений) обычно объясняется изгибом слоев. Однако, как следует из анализа и сопоставления составленных мною профилей, через безугольную полосу к северу от Богородицка, оконтуривание здесь нескольких палеодолин-притоков вполне возможно.

Ключевская долина отчасти совпадает с Новомосковской долиной.

К юго-востоку и юго-западу от Калуги, по карте Б. Г. Виноградова, изогипса 80 оконтуривает две долины, сливающиеся в 20 *км* к северо-востоку от Калуги. Одну более восточную долину можно назвать Хапинской (Е), другую — Козельско-Калужской (Ж). Обе палеодолины выявлены отсчетом от подошвы алексинских известняков.

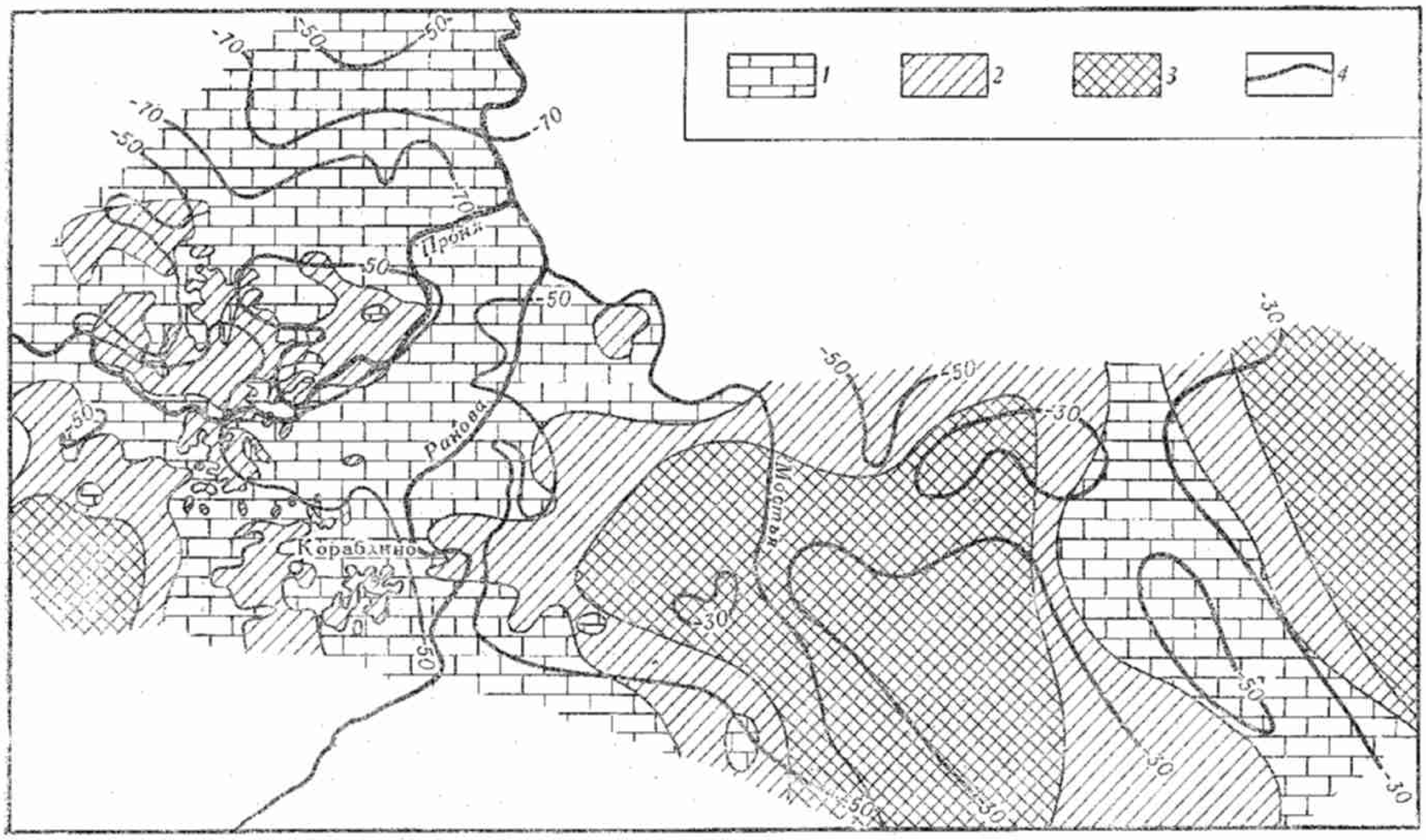


Рис. 12. Схема палеорельефа, состав и мощность пород доугленосного фундамента в Кораблинском районе (Геология месторожд. угля..., 1962) — Раповская палеорека

1 — озерско-хованские известняки; *2* — лихвинские отложения мощностью от 1 до 5 *м*; 3 — то же, мощностью 5—15 *м*; 4 — изогипсы палеорельефа в условных отрицательных отметках (от подошвы алексинских известняков)

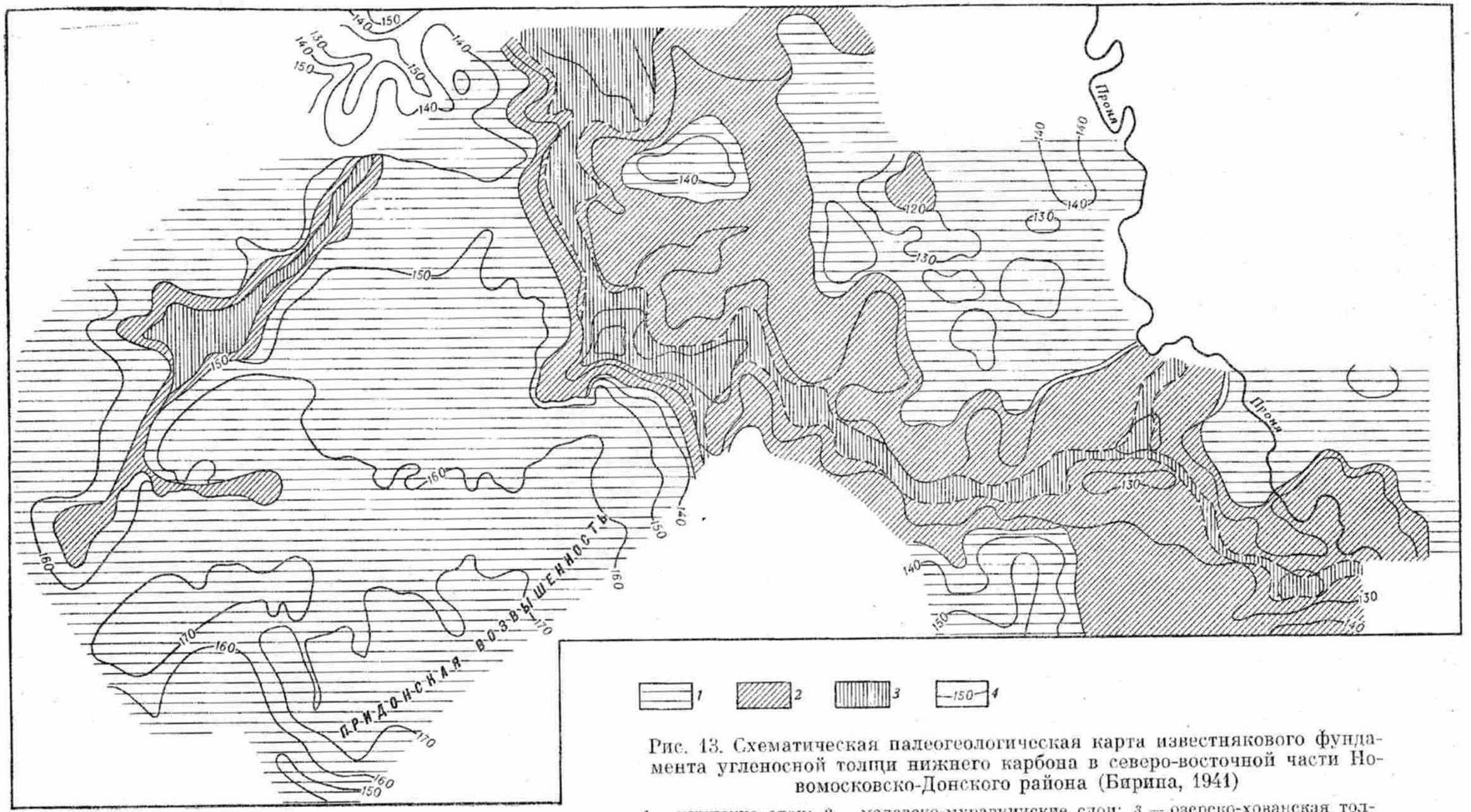


Рис. 13. Схематическая палеогеологическая карта известнякового фундамента угленосной толщи нижнего карбона в северо-восточной части Новомосковско-Донского района (Бирина, 1941)

1 — упинские слои; *2* — малевско-муравинские слои; *3* — озерско-хованская толща; *4* — изогипсы поверхности фундамента

Все ранее перечисленные долины, идущие с юга, соединяются с большой широтной долиной, намеченной на карте Б. Г. Виноградова, от г. Серпухова на Рязань — это Ранневизейская палео-Ока (Л).

Наконец, западнее Козельско-Калужской палеореки по тем же изогипсам выявляется другая древняя система палеодолин. Восточная — Барятинская (З) меридиональная долина (проходит немного восточней железной дороги от г. Кирова на г. Вязьму) на севере доходит до р. Угры, прослеживаясь на 70—80 *км*, и уходит далее на северо-восток, западнее г. Медынь.

По данным К. К. Рождественской (1960), если судить по распространению подугольной песчаной толщи, палеорека прослеживается от г. Кирова до Людинова, причем она двумя рукавами пересекает и огибает южную часть Барятинского поднятия. На карте Б. Г. Виноградова по изогипсе 80 такие два рукава не выявляются. Полоса с изолиниями 100 пересекает Барятинское поднятие (в месте его «пережима») и отчасти совпадает с восточным рукавом, по данным К. К. Рождественской. Контур изогипсы 80 расширяется в восточном направлении и начинается юго-западней г. Мещовска. Ширина долин в пределах изогипсы 80 достигает 15—30 *км*, а в пределах изогипсы 100 — только 3, 5, 10 *км*.

Немного западнее меридиана Спас-Деменска на карте хорошо вырисовывается другая долина, южная часть которой установлена в районе впадения р. Снопоть в р. Десну. На севере эта Спас-Деменская палеодолина (И) сливается с Барятинской палеодолиной. К. К. Рождественская эту долину не выделяет. Ширина долины несколько меньше Барятинской. По изогипсам намечается узкий приток ($И_1$), идущий с северо-запада, южнее Ельни.

Таким образом, на южном крыле Подмосковного бассейна на расстоянии около 400 *км* выявляются семь-восемь речных долин ранневизейского времени, врезанных в известняковый фундамент. Долины имеют в общем субмеридиональное простирание, отклоняясь на отдельных участках то на северо-восток, то на северо-запад. Расстояние между долинами колеблется от 20 до 50 *км*. Водораздельные пространства фундамента превышают оконтуривающие изогипсы долин незначительно — на 10—20 *м*, редко больше. Глубина вреза долин достигает 60 *м*, ширина 1—2 *км* (Ломашев, 1956), иногда до 10 *км*.

Долины прослежены на 50—120 *км* по течению. Несомненно, они были длиннее, но точно это установить нельзя, так как на юге контуры некоторых долин пересекаются границей распространения угленосных отложений, а на севере их нельзя проследить из-за малого количества буровых скважин, достигших известнякового фундамента.

На северо-западном крыле, в Тихвинском районе, С. Г. Вишняков (1934) выявил ряд небольших долин в девонских отложениях. Долины имеют восточное направление. Ширина долин от 50 до 200 *м*, а в местах слияния — до 500 *м*. Долины прослежены (на разведанных участках) на расстоянии до 4 *км*. Небольшие долины заполнены глинистыми и бокситовыми породами; встречена большая долина, заполненная темными углистыми породами. В крупных углублениях поверхности девона часто залегают пески нижнего карбона.

В Тихвинско-Боровичском районе Н. Н. Форш (1935) установил несколько долин, врезанных в девонские породы и заполненных песчано-глинистой толщей нижнего карбона. Глубина долин (район Пикалево, Неболчи) достигает 40 *м* и более, ширина 15—20 *км*. Глубокий размыв девонских отложений отмечается в Боровичском районе. Установлен также ряд значительно меньших долин-притоков, заполненных бокситовыми породами.

Е. П. Брунс (1939) на северо-западном крыле, к северу от Боровичей, выделила в рельефе поверхности девона ряд пониженных и повышенных участков, в том числе «Волгинскую долину», прослеженную на 5—6 *км*

Рис. 14. Волгинская палеодолина (к северу от Боровичей) в доугленосном фундаменте, по Е. П. Брупс, 1939 г. (Наливкин, 1955)

1, 2 — границы выклинивания: *1* — слоев $Б_1$ нижнего песчано-глинистого комплекса, *2* — нижнего комплекса в целом; *3* — пески; *4* — глины пластичные и песчаные; *5* — глины сухарные и полусухарные; *6* — угли и углистые глины; *7* — буровые скважины

и идущую в субмеридиональном направлении. Ширина долины до 1 *км*, при глубине до 15 *м* (рис. 14).

А. С. Корженевская (1941) и В. А. Котлуков выделили в добобриковском палеорельефе на западном крыле следующие геоморфологические области: 1) Тихвинское континентальное плато, расчлененное сетью оврагов и речных долин III и IV порядков; 2) Боровичско-Валдайскую область с долинным рельефом рек II и III порядков, лежавшую на несколько десятков метров ниже средних отметок Тихвинского плато;

В. Ю. Горянский и др. указывали, что поверхность девонских отложений в Тихвинском районе «буквально вся изрезана сетью эрозионных долин» (Горянский и др., 1958, стр. 66), и что, несмотря на нивелирующее воздействие угленосных отложений, этот рельеф проявляется в алексинское и михайловское время.

3) Селижарово-Дорогобужскую область плоских террасированных прибрежных пространств с долинным рельефом рек I и II порядков, располагавшуюся на 20—30 *м* ниже Боровичско-Валдайской области и на 50—80 *м* ниже Тихвинского плато; 4) восточную область наиболее глубоких депрессий эрозионной поверхности, находившуюся на 100—150 *м* ниже Тихвинского плато и располагавшуюся восточнее Селижарово-Дорогобужской полосы угольных месторождений.

Позднее С. Г. Вишняков (1948) охарактеризовал докарбоновый рельеф упомянутых районов и указал на связь с ним распределения полезных ископаемых и направлений потоков.

На схематическом профиле, составленном А. П. Саломоном и Л. И. Суворовой по угленосным районам западного крыла (Атлас углей Подмосковного бассейна, 1962), показано несколько добобриковских палеодолин, врезанных в упинско-малевские и верхнедевонские отложения.

В. С. Кофман (1968), описывая косую слоистость в песках патровской свиты (яснополянский надгоризонт), отмечает выдержанную мощность серий (20—25 *см*) и направление падения слойков на юг — юго-запад 185—190°.

На западном крыле Подмосковного бассейна, судя по карте палеорельефа под редакцией Б. Г. Виноградова, К. Ю. Волкова и В. А. Котлукова и по тексту главы о палеорельефе, составленному А. С. Корженевской, В. Ф. Шульгой, Б. Г. Виноградовым, Е. В. Михайловой и др. (1962), намечается несколько палеодолин или одна палеодолина с притоками (от Боровичей, оз. Пено, Ржева), соединяющаяся на юге с Сафоново-Издешковской долиной (К). Однако контуры этих долин на карте нечеткие, возможно, от недостаточного количества фактических данных. В районе Андреаполя в русле долины вскрыты озерско-хованские доломиты на глубину до 10 *м* и по бокам ее — лихвинские глины (малевские) мощностью до 20 *м*. Сафоново-Издешковская долина на юге соединяется с долинами Спас-Деменской и Барятинской.

Таким образом, намечаются две системы речной сети: западная — от Тихвина, Ржева до Сафонова, Спас-Деменска, Барятина, Кирова и восточная — на площади от Козельска — Калуги — Серпухова до Ряжска и Рязани.

Возникает вопрос, куда был сток в древней речной системе? Какие имеются данные для решения вопроса?

В Атласе палеогеографических карт (1960) есть две карты, по которым можно представить общие условия во время предвизейского перерыва. На карте турнейского века суша показана в области Воронежского поднятия и к западу от меридиана Смоленска.

На следующей карте малиновского времени (уже начала визе) суша занимает большие пространства к северу, юго-востоку и к западу от Коломны — Серпухова. Воронежская суша соединялась с западной сушей. Мелководные морские терригенные осадки занимают залив, намечающийся с юга вверх по р. Дон к Серпухову — Калуге и южнее. Такие же мелководные осадки имеются далеко к югу, в районе современного Донбасса.

Более морские условия существовали ближе к Ростову. Очевидно, близкие границы суши и моря были и во время перерыва. Возможно, что пролива между северной сушей и сушей на Украинском кристаллическом щите во время перерыва не существовало.

Таким образом, очевидно, речной сток с площади Бологое — Ржев — Смоленск — Калуга мог происходить непосредственно на юг (через район Брянска).

Судя по тексту А. С. Корженевской, В. Ф. Шульги и др. (1962), можно предположить, что авторы склоняются (хотя и не останавливаются на этом специально) к представлению о стоке через Брянско-Рославльский прогиб, полагая, что и восточная система рек от Рязани до Серпухова соединяется у Медыни с западной.

Аргументом в пользу такого предположения может служить глубина вреза долины: в районе Сафонова — Спас-Деменска — Барятино на больших протяжениях в русле долин идут изопахиты в 100 *м* (условно отсчитанные от подошвы алексинских известняков). На севере (Осташков, Тихвин), по данным карты Б. Г. Виноградова, долины оконтуриваются изопахитами 30—40 *м*.

Такая разница в отметках может свидетельствовать (при равных геологических условиях) о направлении стока с севера на юг и о возможном его продолжении куда-то далее на юг, за Брянск к Новгороду-Северскому; еще далее можно предположить впадение в мелководный пролив или, если его не было, продолжение стока на юг или юго-восток. Протяженность основной долины от Боровичей до Новгорода-Северского, примерно, равна 800—900 *км*.

К сожалению, остается пока неизвестным, какие геологические горизонты вскрыты в самых глубоких частях западных палеодолин. В восточных районах, по данным Л. М. Бириной (1954), в глубоких долинах у Новомосковска и Скопина обпажаются разные части озерско-хованских слоев — они находятся (после пересчета разных данных) на расстоянии около 60 *м* ниже подошвы алексинских известняков. Хованские породы вскрыты у Андреаполя — на северо-западе. В юго-западных районах это расстояние увеличивается до 90—100 *м* и редко более. Следовательно, можно предположить, что в Барятинской и Спас-Деменской палеодолинах вскрыты более глубокие слои — кудеяровские, по прежней стратиграфической схеме, или низы озерско-хованских, в нынешнем понимании.

Такое предположение подтверждает увеличение размыва пород по мере падения отметок русла реки. Однако возможно и другое объяснение сильного увеличения расстояния от подошвы алексинских слоев до нижних отметок в палеодолинах. Районы Барятина, Спас-Деменска расположены на площади Брянско-Рославльского прогиба, который, по мнению ряда исследователей (Р. М. Пистрак, К. К. Рождественская, Д. И. Погуляев, Д. Н. Утехин), начал возникать в девоне и, несомненно, существовал в турнейское время.

Правомерно допустить, что район Брянско-Рославльского прогиба опускался несколько быстрее во время накопления угленосных и тульских отложений, что и привело к увеличению их мощности по сравнению с другими районами. Увеличилась и мощность речных отложений и, например, по данным К. К. Рождественской, в Барятинской палеодолине она достигает 30, даже 40 *м* и более.

Связь Подмосковного бассейна на юго-западе с Днепровско-Донецкой впадиной отражена и на палеогеографической карте яснополянского времени (Атласе..., 1960).

По данным О. Л. Эйнора, Д. Е. Айзенверга и др. (1965), связь Подмосковного и Донецкого бассейнов существовала только в турнейский век (через район Брянск — Гомель). На палеогеографической карте визейского века и раннего намюра между Брянском и Гомелем показана суша.

Восточная система палеодолин изучена более детально. В связи с современным размывом угленосных отложений южные отрезки палеодолин прослеживаются только к северу от линии Козельск — Богородицк — Ряжск. Пройдя в северном направлении примерно около 100 *км*, иногда, сливаясь, они впадают, как уже указывалось, в долину широтного простирания, намечающуюся от Серпухова на Рязань, Ранневизейскую палео-Оку (Л). А. С. Коржневская, В. Ф. Шульга и др. (1962) указывают на возможность существования широтной долины, от Рязани на Подольск и Можайск, у Медыни сливающейся с западной системой палеодолин. Однако достоверных данных у авторов не было. Вероятнее допустить, что сток восточной системы происходил на юго-восток по направлению Рязано-Саратовского прогиба.

Условия залегания толщ, заполняющих палеодолины

Для выяснения условий залегания песчаных толщ, установления какой-либо связи между расположением палеодолин и контурами угольных залежей, выявления характера рельефа известнякового фундамента по

разрезам разведочных скважин мною составлено около 30 профилей, секущих южное крыло Подмосковного бассейна [1].

Направление профилей выбиралось с учетом расположения палеодолин и форм рельефа фундамента и контуров угольных залежей, но часто зависело от фактического расположения скважин и качества их документации. По всем выбранным направлениям разрезы скважин были подобраны в б. трестах Мосбассуглегеология, Калугауглегеология и в Геологическом Управлении центральных районов Министерства геологии РСФСР, причем в первых двух организациях были частично составлены и сами профили (М. И. Шмидт, В. П. Козырева, И. П. Гальчин, В. М. Розбицкая).

Общая протяженность всех профилей достигает 2150 *км*, на них показаны разрезы 700 скважин. При построении профилей и увязке разрезов было просмотрено примерно еще столько же разрезов скважин на прилегающих площадях и, кроме того, много профилей из отчетов по геологоразведочным работам. Разрезы скважин, изображенные на профилях, большей частью взяты по первичной документации. Таким образом, можно считать, что составленные профили достаточно полно отражают как общие черты строения каменноугольных отложений, так и ряд деталей условия залегания угольных пластов. В нижней части профилей показаны протяженность поднятий поверхности известнякового фундамента (квадратные скобки) и опусканий (круглые скобки), выявленных по профилям и по карте К. Ю. Волкова и Е. В. Михайловой (верхние и нижние волнистые линии [2]).

На геологических профилях сплошная увязка произведена только для отложений бобриковского и тульского горизонтов, а все вышележащие показаны колонками скважин. Фациальную характеристику и циклы на профилях показать нельзя, так как специального литологического изучения по всем линиям не было проведено.

Большая разница в вертикальном и горизонтальном масштабах (в 1 *см* — 10 *м* и в 1 *см* — 1000 и 2000 *м*) неизбежно приводит к увеличению углов наклона слоев, изображению резких форм рельефа фундамента и пр., однако основные черты геологии остаются видны достаточно хорошо. На нескольких профилях отдельные участки вычерчены в том же вертикальном масштабе, а горизонтальный взят 1 *см* — 50 *м*, и, таким образом, уменьшено искажение и изображение приближено к действительности.

Анализ разрезов скважин и составленных профилей показал, что строение отложений, заполняющих палеодолины, часто бывает сложным. Песчаные отложения слагаются несколькими толщами, образовавшимися в начале разных циклов и покрывающимися разными угольными пластами. Таким образом, в одной палеодолине, установленной по отметкам в рельефе фундамента, могут быть следы нескольких разновременных палеорек, причем подошва более молодых отложений иногда и не достигает поверхности известнякового фундамента. На профилях, у названий палеорек, к индексу $C_1^{2вб}$ — бобриковские отложения, прибавляется индекс угольного пласта — I, II и т. д., показывающий, ниже какого пласта лежат данные речные отложения.

Не имея возможности приложить все профили к данной работе, автор вынужден ограничиться только несколькими примерами (частями разных профилей), показывающими строение толщ, выполняющих палеодолины. Однако при описании палеорек будут упоминаться данные по другим профилям (профили имеются в фондах ГУЦР и Тульской геологической экспедиции).

[1] Расположение профилей показано на рис. 44 (схематической карте основных структур известнякового фундамента); профили имеют нумерацию от 1 до 24.

[2] Упоминаемые в работе прогибы или понижения и поднятия в известняковом фундаменте, как правило, определялись по отметкам кровли малевских глин. О тектонических формах фундамента будет сказано в следующей главе.

Восточная система палеорек [1]

Скопинская палеодолина (А). На профиле, составленном А. М. Блохом (рис. 15), Скопинская палеорека вырисовывается очень хорошо. Ширина ее (на широте Восточно-Вердинского участка) достигает 20 *км*. Мощность песков, заполняющих долину, составляет 25—30 *м*. Хорошо прослеживается покрывающий углисто-глинистый комплекс I пласта, переходящий с русла на берега, где он залегает непосредственно на известняковом фундаменте.

А. М. Блох (1958) подчеркивает приуроченность всех промышленных запасов V пласта (I пласта — по синонимике К. Ю. Волкова, Б. Г. Виноградова) к древней долине и ее склонам, что соответствует и закономерностям расположения современных торфяников, установленным М. Н. Никоновым (1948 г.). А. М. Блох отмечает, что на приуроченность залежей V пласта в Скопинском районе к понижению в известняковом фундаменте еще в 1956 г. указывал Б. Г. Виноградов.

На профиле 3 (рис. 16) эта же русловая песчаная толща Скопинской палеореки подсечена в скв. 73718 и 15604. На этом же профиле видно, что над отложениями Скопинской палеореки, раннебобриковского времени, выделенной А. М. Блохом под угольным пластом I, имеются песчаные отложения еще двух горизонтов: во-первых, среднебобриковские, на Вердинском месторождении ниже группы пластов (III пласт?) и во-вторых, верхнебобриковские или частично тульские пески.

Как уже указывалось, на 20—30 *км* восточнее (за пределами профиля 3) установлена Рановская палеодолина ($А_1$). Возможно, что верхнебобриковско-тульские пески в Скопинской палеодолине связаны с притоками или старыми руслами Рановской палеореки.

Таким образом, в одной палеодолине, выраженной в рельефе известнякового фундамента, есть отложения трех палеорек разного возраста: Скопинской раннебобриковской, Вердинской среднебобриковской и Рановской позднебобриковской (?) [2].

Чернаво-Малинковская палеорека (Б). Специальных профилей, построенных при ее выделении Е. В. Михайловой, у нас не имеется. Е. В. Михайлова отмечает, что эта долина, как и другие, «выполнена аллювиальными отложениями, представленными в основном (более 50% состава) косослоистыми разнозернистыми песками» (Михайлова, 1956, стр. 385). Е. В. Михайлова и В. Ф. Шульга, говоря о Северной, Новомосковской и Чернаво-Малинковской палеореках, утверждают (в противоположность А. М. Блоху), что «в долинах палеорек угленакопление или совсем не происходило, или происходило отложение высокозольных углей со следами местной аллохтонии» (Там же, стр. 385).

Разрез поперек палеореки на профиле 4 (рис. 17) в контурах по данным Е. В. Михайловой, находится между скв. 93069 и 65879. Этот участок приходится на площадь Горловского прогиба, с которым и связаны низкие

[1] На схематической карте (см. рис. 10) показаны долины, выраженные по разным данным на поверхности известнякового фундамента. При рассмотрении профилей в ряде случаев выявляются мощные песчаные толщи, относящиеся, очевидно, к притокам главных долин, дно которых не достигло поверхности известнякового фундамента. Такие притоки на карте не показаны. Учитывая, что в большинстве случаев песчаные толщи, зафиксированные в палеодолинах, относятся к нескольким этапам накопления, теоретически надо было составить карты палеодолин для каждого этапа (до II пласта, до III пласта, до IV пласта, до тульских морских отложений). Однако практически это невозможно сделать, ибо границы соответствующих циклов проследить по всей площади с одинаковой уверенностью нельзя.

[2] К сожалению, строение песчаных толщ бобриковского и тульского горизонтов (характер слоистости и ее изменение по вертикали и на площади, контакты между толщами и пр.) установить как в этом, так и в других случаях, по данным бурения нельзя, так как из рыхлых песков сплошной и ненарушенный керн не поднимается.

отметки фундамента. Судя по этому разрезу, только в скв. 93205 и восточней можно выделить ниже угольного пласта (II или III) песчаные толщи мощностью до 15—20 *м*. Наиболее мощная песчанан толща лежит выше и относится к тульскому горизонту. Здесь видно, что угольные пласты образовались на месте прежней долины.

Для выяснения строения большой безугольной полосы к северо-западу от Катинской линзы, проходящей юго-западней Малинковского и северо-восточней Зубовского месторождения (т. е. по северной части Чернаво-Малинковской палсореки), были построены профили 5 (рис. 18) и 6. На первом профиле, вдоль полосы видно, что почти на протяжении всех 40 *км* непосредственно на известняковом фундаменте или отделяясь от него небольшим слоем глины лежит мощная, до 30 *м*, толща песков. Судя по тому, что в западной половине профиля пески непосредственно покрываются глинами с прослоями известняков, пески скорее следует отнести к тульскому горизонту. В центральной и восточной частях профиля имеются две песчаные тульские толщи. Возможно, однако, допустить, что угольный пласт Катинского участка (пласт IV по последней синонимике) может быть увязан с пластами в скв. 26157, 26147 и пластами Титяковского участка в скв. 44510. Тогда нижнюю песчаную толщу в восточной половине профиля и какую-то ее часть на западе, соответствующую пескам под пластом в скв. 44510, надо отнести к верхней половине бобриковского горизонта. Возможность такой трактовки подтверждается профилем 6, проходящим поперек безугольной полосы, и, следовательно, в восточной части профиля 5 возможно наложение тульских песков на бобриковские.

Древне-Пронская долина (В). Выделена Л. М. Бириной и является западным продолжением Чернаво-Малинковской долины. На профиле, составленном Л. М. Бириной, виден глубокий врез до озерско-хованских отложений. Эта глубокая бобриковская долина заполнена песчано-глинистыми отложениями, перекрытыми тонким пластом угля — очевидно, пласт I. Долина совпадает с центром прогиба, выделенного Е. В. Михайловой по изогипсам кровли малевских слоев,— Избищенским.

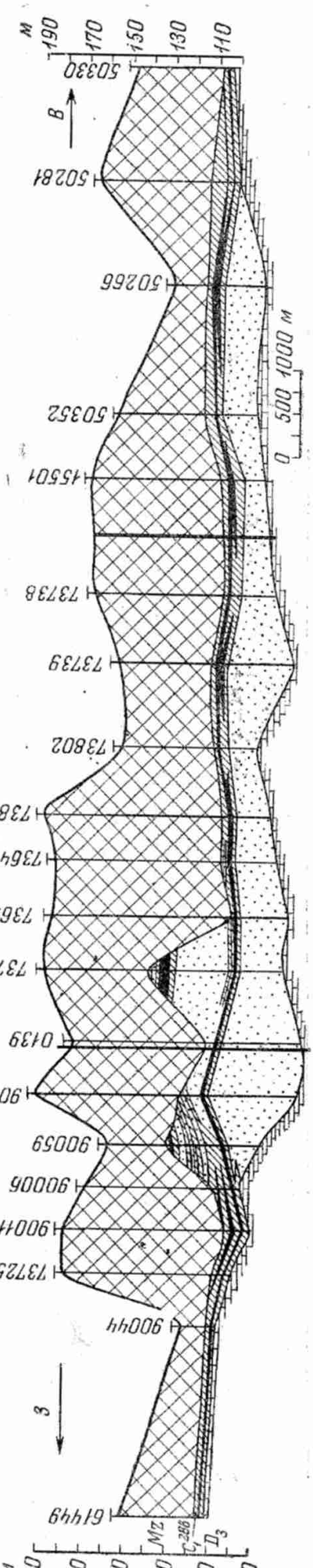


Рис. 15. Профиль через Скопинскую палеореку (Блох, 1958)

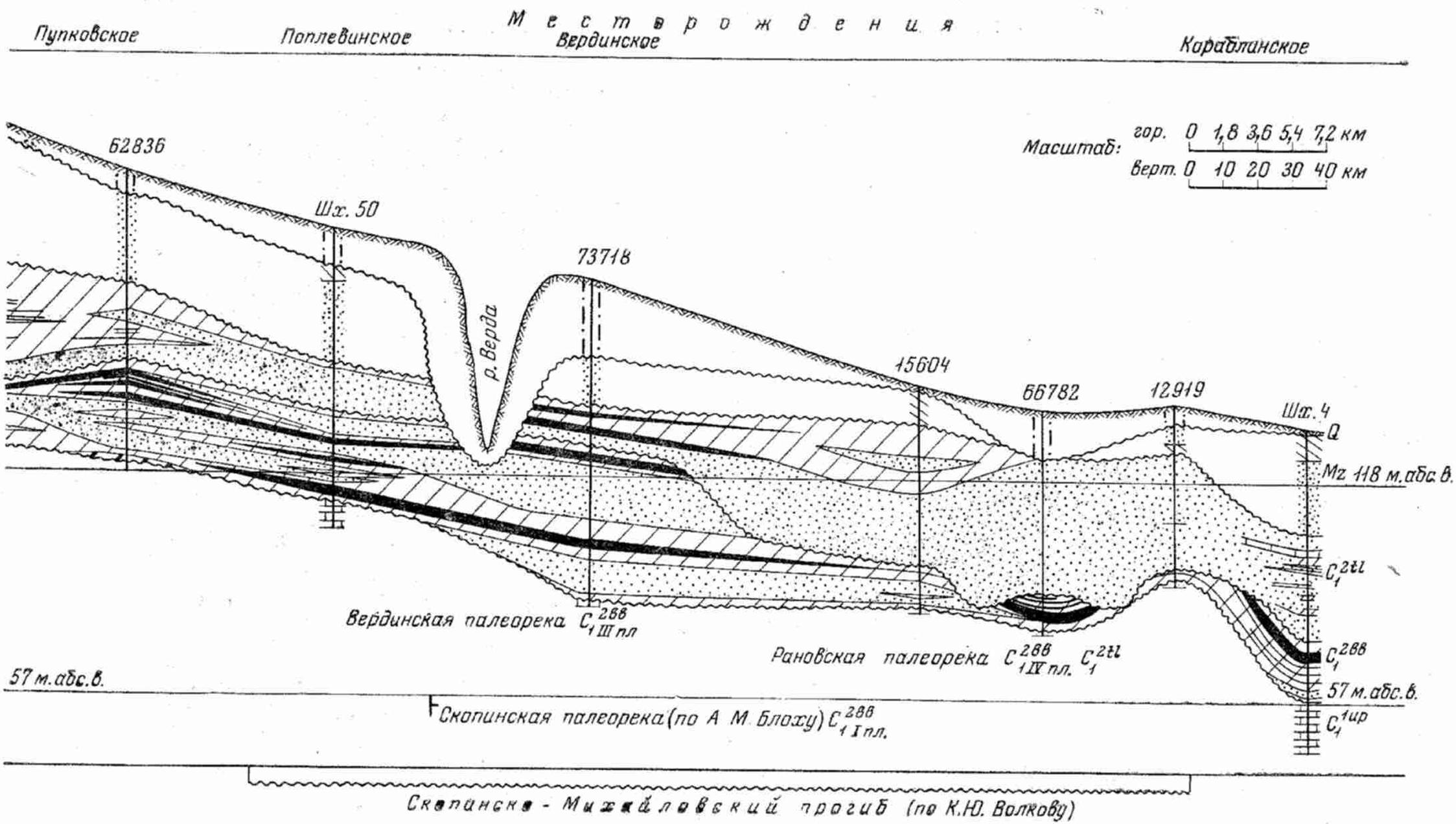


Рис. 16. Профиль через Скопинскую и Рановскую палеореки (восточная часть профиля 3)

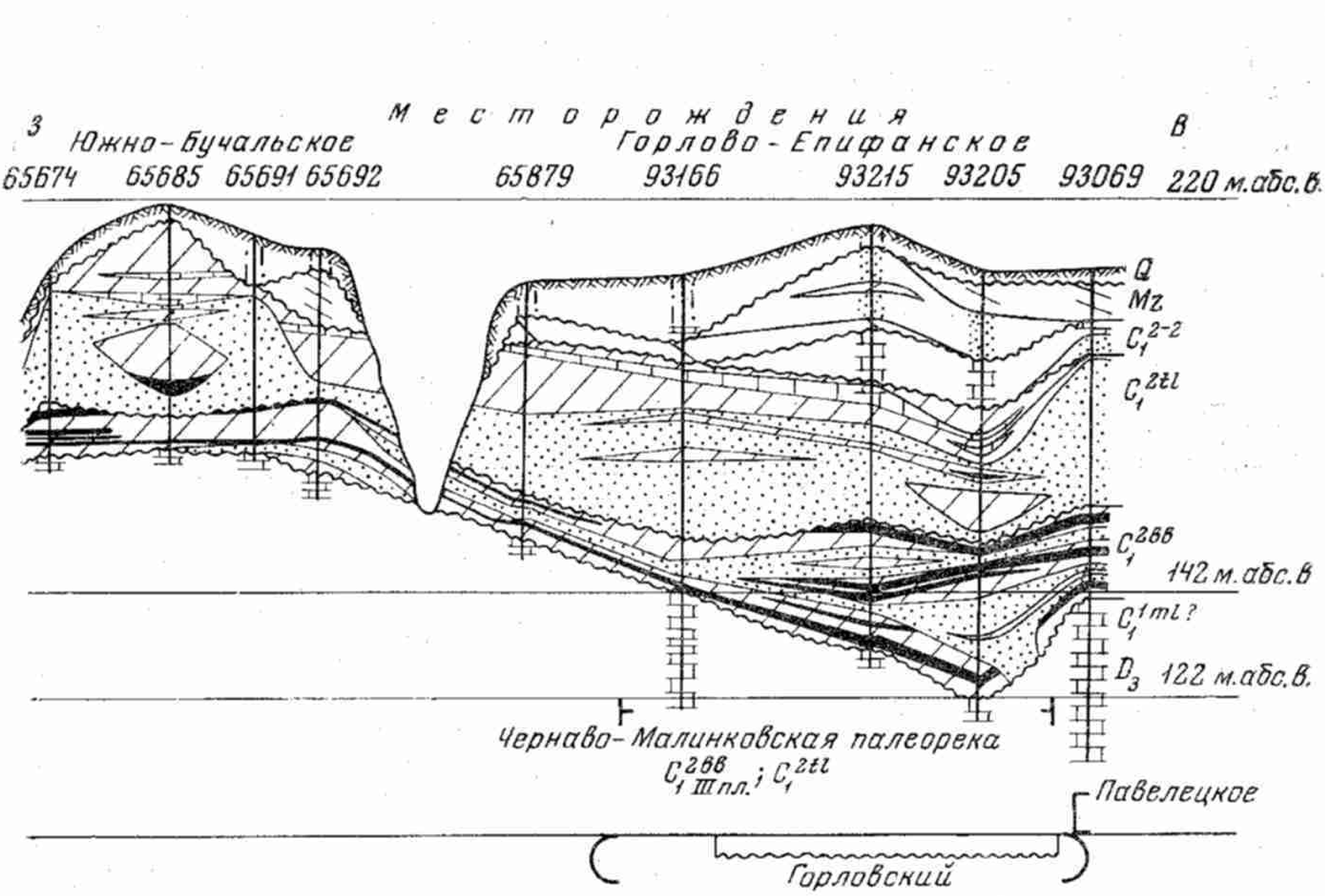


Рис. 17. Профиль через Чернаво-Малинковскую палеореку
(восточная часть профиля 4)

На 5—10 *м* выше, на южном склоне долины, отделяясь от пласта I глиной и слоем песка, лежит основной мощный пласт Ширинского месторождения, а на северном склоне, выше пласта I, расположена песчаная толща, достигающая мощности 15—25 *м*, а северней — до 50 *м*. Очевидно, она состоит из наложенных пачек тульских и бобриковских песков.

Дедилово-Новомосковская палеодолина (Г). По широтному отрезку Дедилово-Новомосковской палеодолины проведен профиль 7, построенный по безугольной полосе к северу от Ломинцевского, к югу от Болоховского месторождения по направлению на Новомосковск-II, без учета контуров палеодолины в рельефе. В настоящее время на всем протяжении профиля мощная толща песков залегает непосредственно на известняковом фундаменте и имеет, очевидно, тульский возраст. Не исключено, что ранее здесь были и бобриковские пески, следы которых отмечены в некоторых скважинах. По профилям и карте видно, что Дедилово-Новомосковская палеодолина проходит по Болоховскому поднятию и склону Тульского поднятия (выделенным не только по современному рельефу фундамента, но главным образом по положению кровли малевских отложений). Это говорит о том, что поднятия произошли в послетульское время. Профиль 3 пересекает эту долину в южной части по косой линии между Киреевским и Смородинским месторождениями (скв. 47836, 52274) и под основным угольным пластом здесь фиксируется максимальная мощность песчаных и глинистых пород — 10 *м* (а не 15—20 *м*, по данным Е. В. Михайловой).

Еще северней, к юго-востоку от Венева, контур долины в изолиниях 15 *м* (от подошвы угольного пласта) проходит по Березовскому месторождению, между скв. 57793 и 69831, которые, однако, судя по профилю 3А не дают оснований для выделения здесь русловых осадков бобриковского возраста. Выше здесь видны тульские пески, мощность которых на восток от скв. 69806 увеличивается и, очевидно, они залегают с размывом на бобриковском углисто-глинистом комплексе. Следует отметить, что громадный размыв фундамента, вскрытый скв. 48129 на профиле 1 (около 8 *км*

Рис. 18. Профиль через северную часть Чернаво-Малинковской палеорски (профиль 5)

южней дер. Федоровка и северней ст. Узуново), и мощная (до 50 *м*) толща песков тульского возраста находятся на продолжении Новомосковской палеореки по направлению на г. Озеры.

Щ е к и н о - О б и д и м с к а я п а л е о д о л и н а (Д). Верховья долины или собственно Щекинская долина на юге хорошо видна на профиле 21 между двумя залежами Щекинского месторождения [1] (рис. 19). Судя по профилю, пески, покрывающие углисто-глинистый комплекс, относятся к тульскому горизонту, и трудно представить, что можно нижнюю часть песков в скв. 37489 пытаться поместить ниже пласта угля, т. е. полагать, что пески отлагались ранее периода торфонакопления или, частично, одновременно. Особенно это становится ясным, если тот же участок профиля вычертить с меньшим искажением масштаба. Таким образом, «река», выделенная по большим мощностям песков и низким отметкам поверхности фундамента, была в предтульское время (а не в предбобриковское) и она не размывала поверхность фундамента. Следует, очевидно, допустить, что в конце бобриковского времени наметился меридиональный прогиб фундамента, по которому и образовалось русло в период общего предтульского поднятия местности.

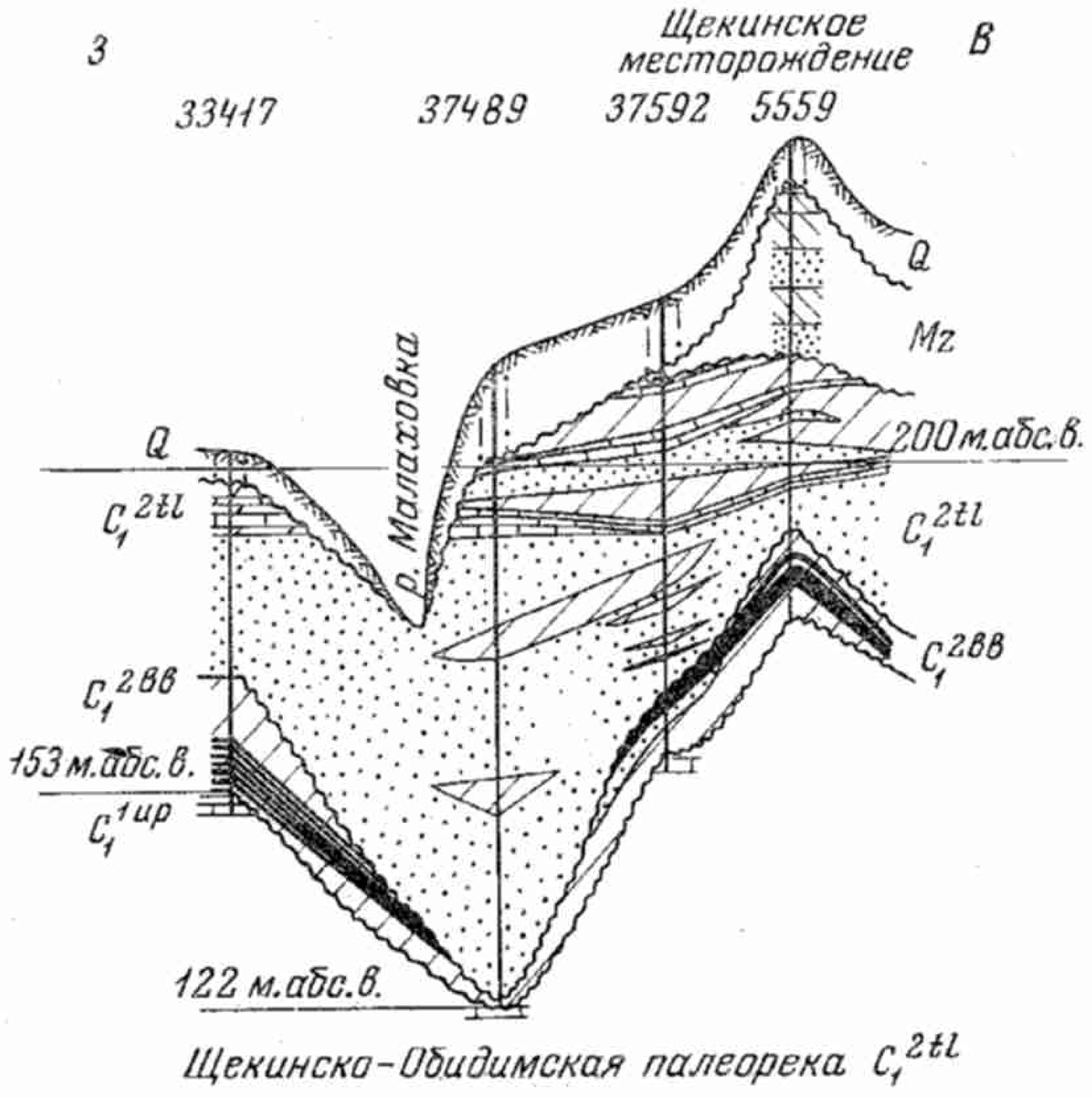
Нельзя, кстати, не отметить, что на профиле 21 современный рельеф подобен древнему предтульскому рельефу. Унаследованность ряда древних поверхностей

[1] Как указывалось ранее, этот отрезок долин (Г? на рис. 10) может быть несколько севернее соединяется с Дедилово-Новомосковской палеодолиной.

рельефа в Подмосковном бассейне давно уже отмечалась рядом исследователей, начиная с М. С. Швецова (1932), и обьясняется неоднократными тектоническими движениями. Та же картина видна и на профилях 20 в районе р. Шат и 22 у Грапковского месторождения.

В ряде мест по профилю 2А, идущему, примерно, вдоль палеореки, видны песчаные отложения начала бобриковского времени.

Интересное расположение песчанных толщ разного возраста в контуре Щекино-Обидимской палеодолины (установленной Е. В. Михайловой и В. Ф. Шульгой по отметкам фундамента от подошвы основного угольного пласта) и прилегающих площадей видно па профиле 10 (рис. 20).



Щекинско-Обидимская палеорека C_1^{2tl}

Рис. 19. Профиль через южную часть Щекино-Обидимской палеореки (профиль 21)

В левой части профиль сечет приток основной палеодолины, проходящий с юга, от Южно-Веригинского месторождения, на север, через край Северо-Веригинского, на Деевское месторождение. От скв. 68909 профиль поворачиваст на северо-восток, пересекает Никулинское месторождение и идет вдоль палеодолип. В южной части видна песчаная толща ниже II и IV(?) пластов, над ней с размывом лежат тульскис пески, и еще выше — небольшая липза нижнеалексинских песков. Следует отметить, что мощные толщи тульских песков лежат с размывом на углисто-глинистом комплексе на Северо-Веригинском и Деевском месторождениях, где нст пижнебобриковских песков, т. с. вне контура бобриковской палеодолины. На площади Северо-Веригинского, Деевского и Никулинского месторождений нижнебобриковская палеорека (до III—IV пласта) не распрозтранялась — здесь накапливался углисто-глинистый комплекс, верхняя часть которого перекрывала палеорусло. Во время предтульского поднятия произошел размыв как на площади старой бобриковской долины, так и на новых участках (образовались притоки тульской палеореки) [1]. На Никулинском месторождении и северней прослеживаются отложения только бобриковской палеореки. Очевидно, русло тульской палеореки прошло в другом месте, но из-за малого количества скважин к северу от Лаптева пока установить этого нельзя.

Ханинская палеорека (Е) в «среднем течении» пересекается профилем 12 к востоку от Желовского и к западу от Южноокского участков. В скв. 81636, в центре палеодолины, основного угольного пласта нет и на подстилающих его глинах залегает мощная толща песков (около 30 *м*), перекрытых слоем глины до 10 *м*, а потом песками. Нижние пески относятся к тульскому горизонту, а верхние, возможно, к алексинскому (?).

Никакого резкого размыва фундамента в бобриковское время не обнаруживается, а предтульская эрозия фундамента не достигла. По данным карты Б. Г. Виноградова, К. Ю. Волкова и др., западный рукав, которым начинается ханинская палеорска протягивается на юг до р. Упы.

[1] О времени образования прогибов и поднятий, показанных на профиле, будет сказано в главе IV.

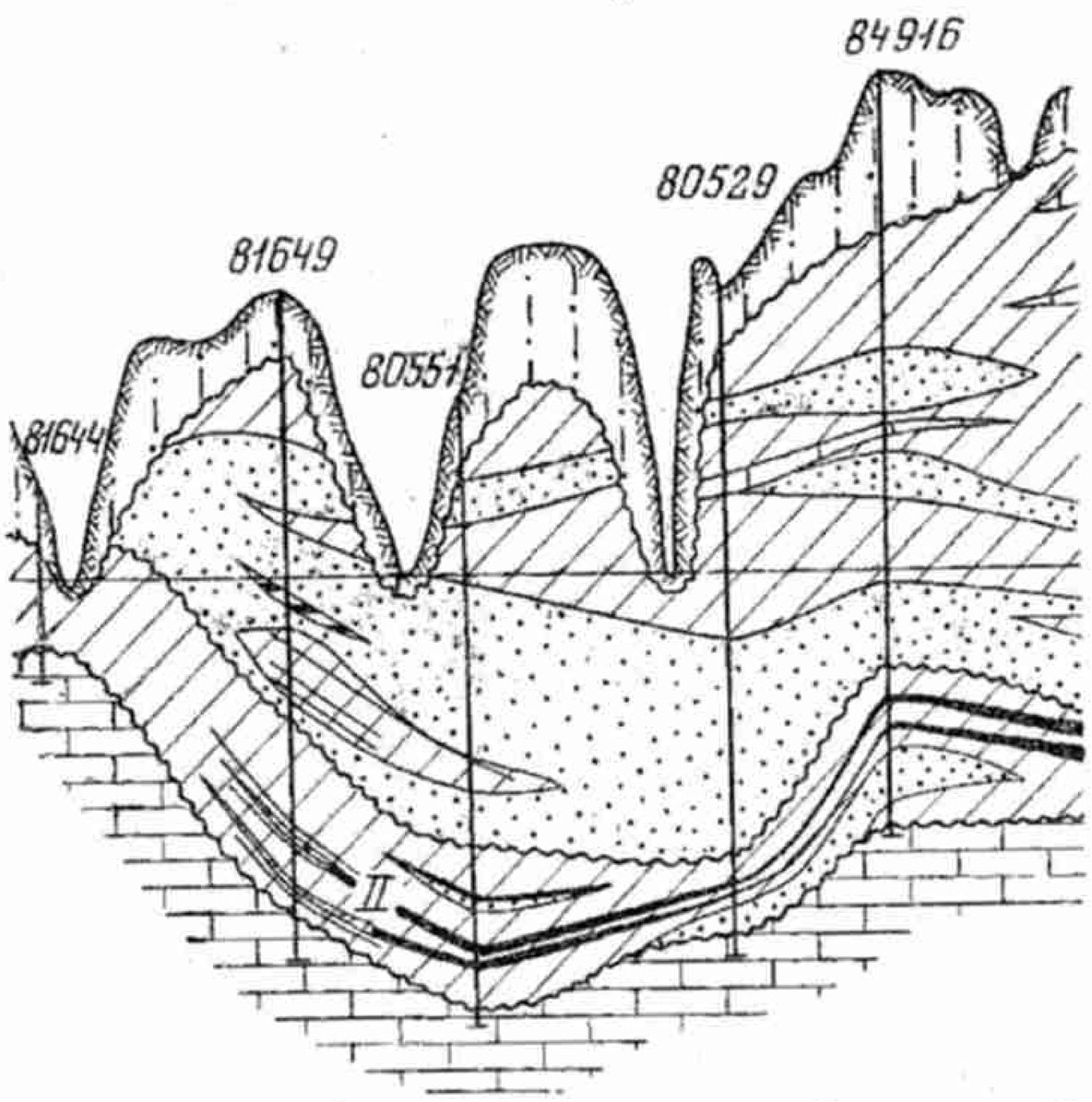


Рис. 21. Профиль через западный рукав Ханинской палеореки (восточная часть профиля 11)

Далее к югу контуры рукава пересекаются с профилем 11 около скв. 81649—80529 (рис. 21), но здесь отсутствуют данные для проведения добобриковского русла. В понижении фундамента нет бобриковских песков и на основном углисто-глинистом комплексе лежат мощные тульские песчаные отложения. Понижение фундамента произошло, вероятно, в послебобриковское время и послужило причиной прохождения здесь нижнетульской речной долины.

Восточный рукав — исток Ханинской реки, по данным Б. Г. Виноградова, К. Ю. Волкова и др., прослежен только до железной дороги Тула — Козельск, но по данным профиля 11 он протягивается на 20—25 *км* южнее и зона размыва достигает 3—4 *км*.

Следует отметить, что в описываемых районах и западнее, около Барятино, геологи И. П. Гальчин и В. М. Розбицкая при составлении карты распространения угольных залежей и геологических профилей показывают контуры размыва угольного пласта, часто в основном совпадающие с контурами палеодолины, выделенной по отсчетам от алексинского известняка.

Козельско-Калужская палеодолина (Ж). Выделена по карте Б. Г. Виноградова. Ее также пересекают несколько профилей. Однако они, будучи построены без учета контура долины, с большими расстояниями между скважинами, не дают ясной картины строения этих участков и подтверждения существования такой долины в предбобриковское время.

Профиль 15 (рис. 22) сечет западный приток Козельской реки, идущий от Бабынинского месторождения. В скв. 75203, 75219, 75224, 86087 видно углубление фундамента, заполненное песками (до 20 *м*), лежащими ниже II пласта — это, очевидно, следы реки бобриковского возраста. Угольный пласт над «руслом» либо уничтожен предтульским размывом, либо выклинился — в последнем случае этот разрез может служить иллюстрацией взглядов Е. В. Михайловой и В. Ф. Шульги, утверждающих, что основное угленакопление происходит по бортам долины, а в самой долине образуются только маломощные пласты. В этом разрезе хорошо видны песчаные отложения позднейшей тульской реки.

Северней по профилю также виден предтульский размыв и мощная песчаная толща (до 50 *м*). Судя по карте, она может отвечать другому, Куракинскому притоку Козельско-Калужской палеореки, соответствующему, по данным И. П. Гальчина и В. М. Розбицкой, полосе размыва основного пласта.

Западная система палеорек

Барятинская палеодолина (З). Ее пересекают два широтных профиля.

Профиль 11 (рис. 23) проходит в южной части долины (около 5 *км* к северу от Кирова). Первое, что следует отметить — это размыв и мощные

(до 40 *м*) пески раннебобриковского возраста (до II пласта) к востоку от Кировского участка, располагающиеся на Барятинском поднятии (между скв. 15334 и 9530). Выше по разрезу и немного восточней видны мощные песчаные толщи, относящиеся уже к реке тульского возраста, а еще выше — песчаная линза в основании алексинского горизонта. Восточнее профиль сечет приток Барятинской палеореки, песчаные толщи которого относятся к трем или четырем горизонтам [1].

На профиле 12 (рис. 24), секущем долину на 15 *км* северней, к востоку от скв. 9798 на Каменском участке (южнее ст. Барятино) на расстоянии до 35 *км*, в контурах палеодолины на карте видна песчаная толща (до 40 *м*), лежащая местами на нижнем углисто-глинистом комплексе с пластом II, а большей частью непосредственно на известняковом фундаменте. Покрываются пески углисто-глинистым комплексом с пластами III и IV (по индексации б. треста Калугауглегеологии). Таким образом, основной размыв был не предбобриковский и не предтульский, а среднебобриковского времени. Однако существование предбобриковского (до I пласта) или раннебобриковского (до II пласта) размыва не исключается.

Судя по карте Б. Г. Виноградова, на восток от Барятина, по направлению к Белобородову намечается приток палеореки.

Вдоль Барятинской долины меридионально проходит профиль 16. Здесь можно выделить, судя по увязке разрезов, проведенной И. П. Гальчиным и В. М. Розбицкой, до четырех песчаных толщ, которые могут соответствовать палеорекам, бывшим до образования II, III, IV пласта и в раннетульское время.

Месторождение Старохолмское представлено III пластом, который залегает на русловых песках, т. е. в долине, аналогично тому, как в Скопинском районе лежит I пласт в долине Скопинской палеореки.

Из рассмотренного материала профилей по Барятинской палеореке нельзя получить ясного подтверждения выводов К. К. Рождественской о приуроченности всех угольных залежей к террасам древних долин, так как вопрос о выделении долины строго одного возраста весьма затруднен.

Единая по разрезу песчаная толща может представлять фактически несколько наложенных толщ, и выделение палеодолины по изолиниям мощностей песчаных отложений в местах отсутствия основного II пласта (только экстраполяции и интерполяции его положения по соседним скважинам) не может считаться убедительным.

Спас-Деменская палеорека (И). Пересекается в разных местах профилями 11 и 24. На юге, к северо-западу от г. Кирова, профиль 11 (см. рис. 23) показывает мощные песчаные отложения, главным образом, тульского возраста, в основании которых, возможно, сохранились и пески более древние, бобриковские.

Сафоново-Издешковская палеорека (К). Как указывалось, эта палеорека является концом, «устьем» западной меридиональной реки, идущей от Боровичей. Она соединяется с Барятинской и Спас-Деменской долинами. В северной части профиля 17 видна мощная песчаная толща, возможно, внизу сложенная раннебобриковскими отложениями, а выше — тульскими.

Е. П. Брунс (1939) также отмечала на северо-западном крыле налегание с размывом друг на друга песчаных толщ разного возраста (внутри бобриковского — тульского горизонтов).

Ранневизейская палео-Ока (Л). Пересекается профилями 1 и 2. На обоих профилях, в наиболее глубоких точках, долины (скв. 48088 к югу от г. Серпухова и скв. 48294 к югу от г. Озер на р. Оке) вскрыты песчаные толщи мощностью до 40 *м*, которые, очевидно, можно отнести к верхнебобриковским и тульским отложениям.

[1] О формах рельефа известнякового фундамента и условиях залегания угленосных и вышележащих отложений будет сказано в главе IV.

При рассмотрении границы разрезов палеодолин, изображенных на профилях, и сравнении их с контурами добобриковских долин, выделенных на картах Б. Г. Виноградова, в ряде случаев имеются расхождения. Это показывает, что не всякое эрозионное понижение в фундаменте связано с предбобриковскими долинами; они могли образоваться в предтульское время.

После рассмотрения материалов, характеризующих палеодолины раннекаменноугольного времени в Подмосковном бассейне, выделенные различными исследователями, следует ответить на несколько вопросов.

1. Первый вопрос — о времени образования песчаных отложений, заполняющих палеодолины.

При анализе материалов я выделил пять основных этапов образования песчаных толщ: до I, до II, до III, до IV пласта бобриковского горизонта и в нижнетульское время. Как видно, это соответствует циклам — комплексам, твердо выделяемым за последние годы исследователями Подмосковного бассейна (В. Ф. Шульга, Е. В. Михайлова, Б. Г. Виноградов и др.) В некоторых случаях в определении индекса пласта и возраста песчаных толщ могут быть некоторые неточности, которые, однако, не могут оказать существенного влияния на общую картину. Стратиграфическое положение песчаных толщ определялось по индексации угольных пластов, принятой в геологоразведочных партиях и по совокупности данных разрезов скважин в контурах долин и скважин окружающих. Для того, чтобы отразить строение долин по большой площади в ряде случаев одна палеодолина разделялась по течению на ряд участков — отрезков. Всего проанализировано более 40 пересечений, на которых выявлено до 50 песчаных толщ, которые можно отнести к палеорекам разного возраста.

До I угольного пласта песчаная толща определенно отмечена только в двух случаях, по данным А. М. Блоха и Л. М. Бириной, соответственно в Скопинской и Древне-Пронской палеодолинах и, возможно, в западном рукаве Ханинской долины.

До образования II угольного пласта пески отмечены в 14 случаях в пределах большинства палеодолин, за исключением Скопинской и Чернаво-Малинковской.

До III угольного пласта пески зафиксированы в пяти случаях в Скопинском районе, в южной и северной частях Чернаво-Малинковской долины и на западе в Барятинской долине.

Пески, лежащие ниже IV пласта, отмечены более определенно в Чернаво-Малинковской, Щекино-Обидимской палеодолинах и, очевидно, в Барятинской долине. Наконец, пески тульского возраста установлены фактически на площадях всех выделенных палеодолин (25 нахождений) [1], причем в ряде мест намечаются две песчаных тульских толщи.

Таким образом, из анализа профилей можно сделать вывод, что: а) возраст песков, заполняющих долинообразные понижения фундамента, может быть разным; б) в ряде случаев песчаные толщи, сложены несколькими наложенными друг на друга песчаными пачками, что говорит о многоэтапном образовании песчаных толщ.

2. Второй вопрос — о характере размыва в основании песчаных толщ. Для совершенно однозначного решения этого вопроса надо иметь точные данные о возрасте карбонатных пород, вскрытых скважинами в пределах всех долин — понижений фундамента, т. е. детальную палеогеологическую карту поверхности фундамента южного крыла. К сожалению, такие данные имеются только по Скопинской и Рановской долинам (см. рис. 12),

[1] Залегание тульских песков с размывом на нижележащих слоях и их широкое распространение отмечалось нами в 1936 г. и хорошо видно также на ряде профилей, составленных А. Э. Ульмером (1946).

по Древне-Пронской палеореке, отрезку Новомосковской реки и на западе у г. Андреаполя, где в наиболее глубоких частях древнего русла непосредственно под угленосными отложениями лежат малевские и разные горизонты озерско-хованских слоев, что, без сомнения, подтверждает глубокий предбобриковский размыв. Размыв фундамента и его время, а также характер нижней границы разных песчаных толщ по профилям определяется, исходя из общих построений, и с меньшей точностью и уверенностью. Песчаные толщи до I пласта в обоих случаях залегают на размытой поверхности фундамента.

Попутно заметим, что предбобриковский размыв фундамента не всегда бывает заполнен песчаными отложениями, например, на Веригинском месторождении, скв. 33226 (см. профиль 3) во впадине вскрыты глины с прослоями угля. На северо-западном крыле, как уже упоминалось, в довизейских долинах залегают и бокситсодержащие породы. Песчаные толщи до II пласта в десяти пересечениях лежат непосредственно на фундаменте с размывом, а в четырех пересечениях размыв не вполне ясен, так как в основании толщ имеется глина.

Для песчаных толщ, подстилающих III пласт, в трех случаях из пяти отмечено залегание непосредственно на известняковом фундаменте, что может быть только с предшествующим размывом. Песчаные толщи, подстилающие IV пласт, обычно отделяются от фундамента ранее отложившимися песками и глинами бобриковского горизонта и редко залегают на фундаменте с размывом. Тульские песчаные отложения намного больше, чем в половине случаев, залегают на известняковом фундаменте (т. е. с большим размывом), а в остальных случаях размыв не достигал фундамента.

Таким образом, размыв фундамента в разных участках мог происходить также в разные этапы бобриковского и тульского времени, и, очевидно, в большем количестве разрезов последующая деятельность рек могла либо только разрушить ранее образовавшиеся осадки в долинах и переотложить их, либо несколько переуглубить дно долины.

3. Из сопоставления контуров долин, выделенных разными способами на поверхности известнякового фундамента, и профилей, секущих эти долины, возникает вопрос, почему в ряде случаев совпадают долины в фундаменте с долинами разных этапов бобриковского и тульского горизонтов и в тех случаях, когда соответствующие песчаные отложения «не доходят» до фундамента. Объяснить это, очевидно, можно только одним — приуроченностью долин разного времени примерно к одним и тем же участкам фундамента. Какими тектоническими и геоморфологическими причинами и обстановками в каждом этапе определялась эта унаследованность, точно восстановить трудно.

Следует отметить, что выявленные контуры палеодолин, несомненно, отображают только основные долины, а в разные этапы, кроме того, существовала более разветвленная сеть рукавов — русел, выявление которых требует более детального анализа всех материалов и которые не всегда совпадали с основными руслами. На существование не показанных на картах притоков — рукавов в тульское время указывалось при характеристике безугольной полосы к северу от г. Богородицка и в ряде других мест[1].

4. Какое соотношение имеют контуры долин и угольных залежей? Судя по материалам, картина получается следующая. На площади распространения русловых осадков Скопинской палеореки расположены все основные месторождения основного пласта этого района (V пласт, по А. М. Блоху, или I пласт, по сдипой синонимике). Часть небольших зале-

[1] Выше описывались крупные палеодолины и роль палеорек в строении бобриковского и тульского горизонтов. О маленьких речках — ручьях, выявленных при работах на шахтах, будет сказано ниже.

жей Арцибашевского, Ряжского, Новоковского и Ильинского месторождений находится непосредственно за очерченной границей долин.

А. М. Блох (1957, 1958) внутри долины выделяет еще узкую полосу (около 500 *м*) «распространения русловых песков, отлагавшихся одновременно с накоплением болотных отложений», которая проходит около восточной границы Поплевинского, Восточно-Вердинского (участки 1—2 и 3—4) и Моховского месторождений.

В Чернаво-Малинковской палеодолине, выделенной Е. В. Михайловой, встречаются небольшие залежи IV угольного пласта, а II основного пласта там нет. Малинковское месторождение (IV пласт) располагается главным образом за контуром долины, показанным автором на карте по изолинии 15 *м*. Если предположить, как указывалось выше, возможность поворота долины на северо-восток и слияния ее со Скопинской палеорекой, то из этого следует, что месторождение находится в зоне максимальных мощностей осадков «бобриковского горизонта в подошве основного угольного пласта». Правда, остается неясным, как определялись эти мощности, если основного угольного пласта (т. е. пласта II по нынешней синонимике) в этом районе нет, а есть вышележащий пласт IV?

Зубовское и Ширинское месторождения располагаются главным образом за контурами выделенной долины. Зубовский приток долины проходит между указанными месторождениями, а в более южной части контуры ее пересекаются с границами Гранковского и группы мелких месторождений.

Широтный узкий рукав, соединяющий Дедилово-Новомосковскую долину с Щекино-Обидимской, проходит по северному краю Ломинцевского месторождения, а его южная граница (в пределах мощности 15—20 *м*) резко поворачивает на юг и с причудливыми очертаниями сечет восточную границу Липковского месторождения. Липковский приток отделяет южные залежи от основного Липковского месторождения, причем границы всех залежей заходят на площадь притока.

Почти целиком в пределах основной долины расположено Киреевское и Дедилово-Узловское месторождения. Болоховское месторождение лежит непосредственно у северной границы долины. Узкий участок ее в направлении на Новомосковск, восточней р. Любовки, проходит между Каменецким и Любовским месторождениями, причем границы не заходят в долину.

Щекино-Обидимская долина в южной части прослеживается между двумя залежами II пласта Западно-Щекинского месторождения. Обидимское, Варфоломеевское, Никулинское, Южно-Алексинское месторождения III пласта находятся как в контуре, так и вне контура долины, выявленной в известняковом фундаменте.

Контур Ханинской реки проходит между месторождениями II пласта.

Контур Козельско-Калужской палеореки также большей частью не перекрывается контурами залежей. Северо-Козельское и Перемышльское месторождения лежат на ее левой стороне, но последнее в одной части (по направлению на Головино) заходит в узкую долину.

Барятинская река находится восточнее группы месторождений IV пласта, протягивающейся меридиональной полосой от Кирова до Всходов. По предположению К. К. Рождественской, они располагаются на террасе древней долины. Ряд небольших участков I, II, III и IV пластов находятся в пределах Барятинской долины. Спас-Деменская река проходит западней той же полосы месторождений и только в северной части, при слиянии с Барятинской рекой, контуры залежей заходят в долину.

Исследуя вопрос о связи палеорусел с распространением угольных залежей, представилось интересным проанализировать и другие безугольные полосы, которые до сих пор не связывались с палеодолинами. Возьмем безугольную полосу шириной до 6—8 *км*, проходящую от юга Липковского и Киреевского месторождений между западным и северным Богородицкими до Бегичевского месторождения. Профиль 4 построен специ-

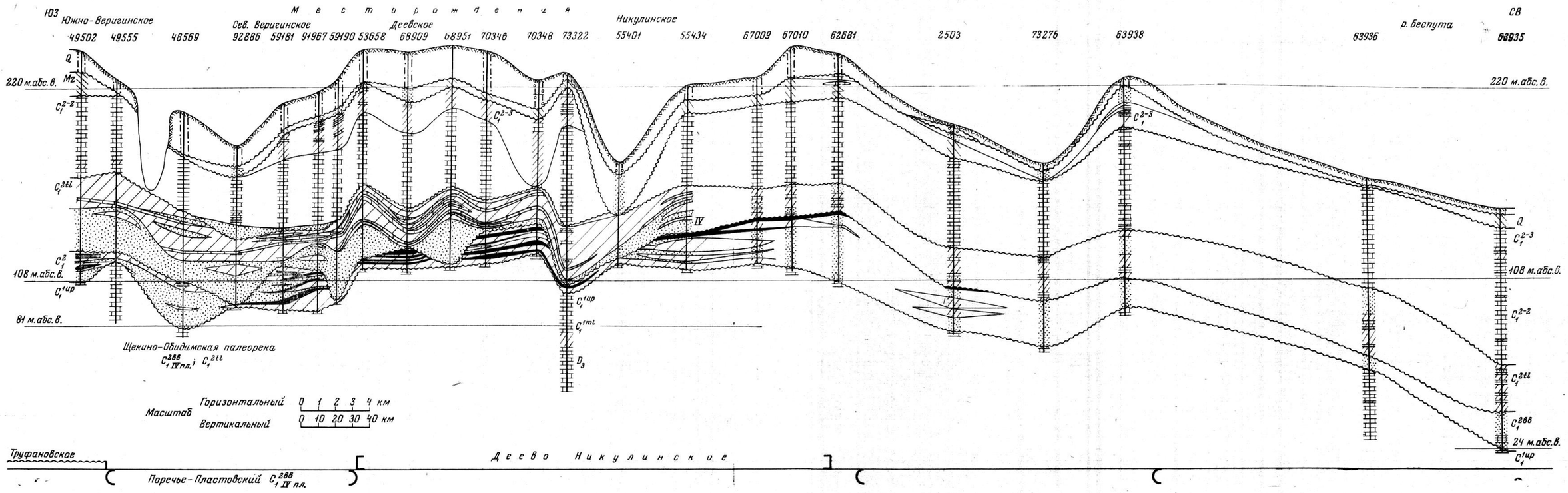


Рис. 20. Профиль через северную часть Щекино-Обидимской палеореки (профиль 10)

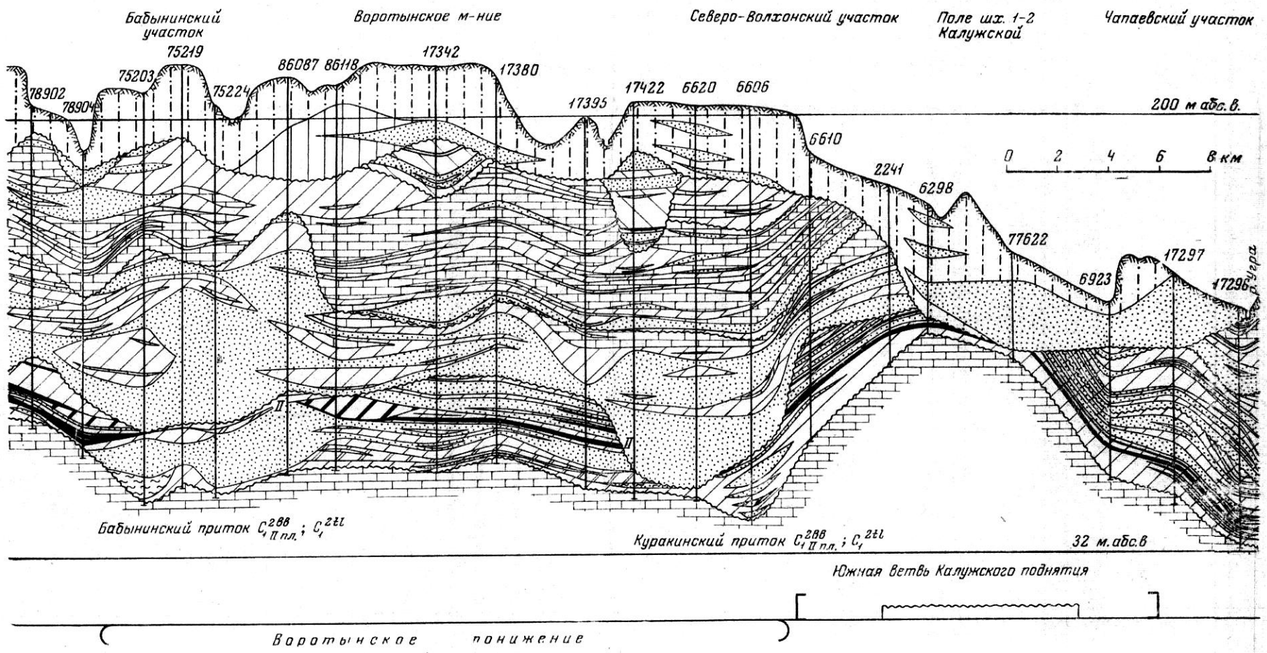


Рис. 22. Профиль через притоки Козельской палеореки (часть профиля 15)

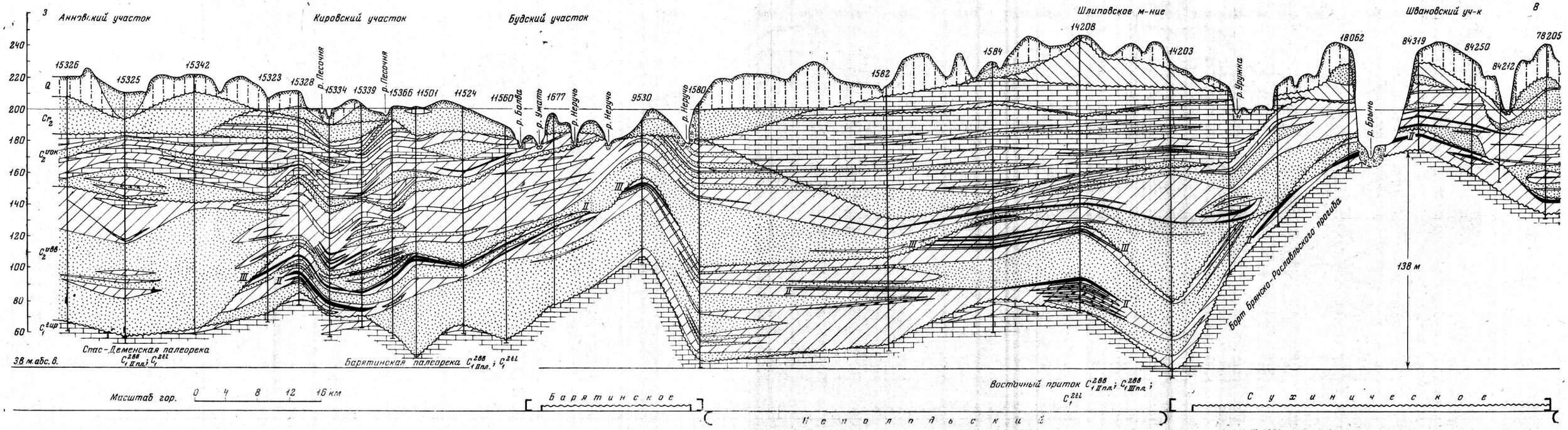


Рис. 23. Профиль через Барятинскую и Спас-Деменскую палеореки (западная часть профиля 11)

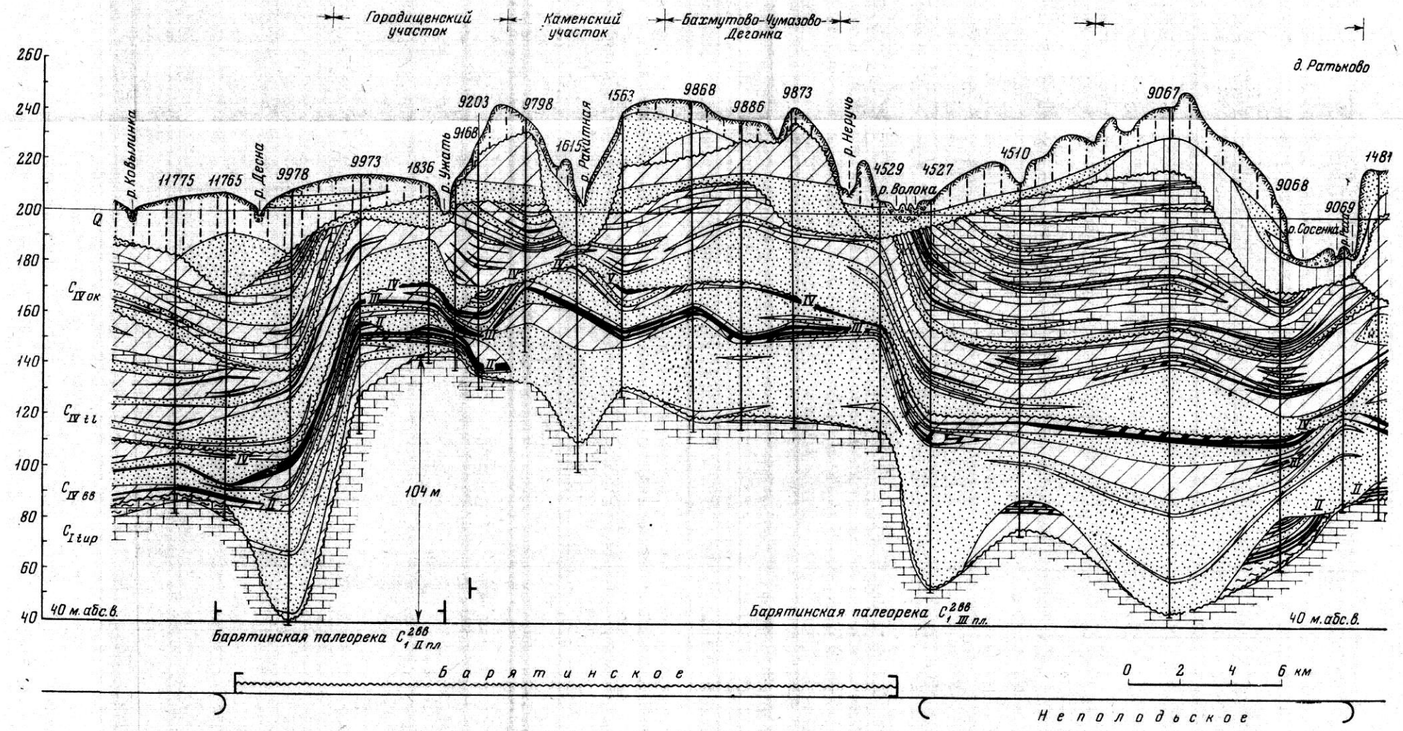


Рис. 24. Профиль через Барятинскую палеореку (часть профиля 12)

ально по этой безугольной полосе, а также и по другим безугольным участкам к востоку до Горлов-Епифанского месторождения. На участке от Липковского до Бегичевского месторождения видно, что отсутствие угольного пласта связано с предтульской эрозией и отложением мощных тульских песков, залегающих непосредственно на известняковом фундаменте, Не исключено, что в углублениях фундамента имеются и бобриковские пески, непосредственно перекрытые тульскими. Такую же картину можно видеть на безугольных участках по профилю 4 и к востоку от Бегичевского месторождения. Если же на всех этих безугольных участках попытаться построить палеорельеф фундамента на момент образования основного (II) угольного пласта (методом отсчета глубин фундаментов от этого пласта, или там, где его нет, от предполагаемого его уровня), то можно было бы получить такие же палеодолины в фундаментах, как и в других местах. Таким образом, с одной стороны, формально была бы создана правильная картина — палеодолины в фундаменте, но с другой стороны, время их образования при таком построении заведомо будет определяться как предбобриковское, что не всегда соответствует действительности.

Безугольные участки между Малевским, Суходольским и Ждановским месторождениями, судя по профилю I, сложены тульскими песками. Безугольная полоса к северу от Лютерического и Гранковского месторождений, судя по скв. 19206 (профиль 3), образовалась вследствие предтульского размыва нижележащих пластов и соответствует Зубовскому притоку Чернаво-Малинковской палеореки.

Таким образом, из анализа материала по безугольным участкам на большой площади от южной части Липковского до Горлово-Епифанского месторождений можно уверенно говорить, что здесь существовало в предтульское время несколько различных палеорек, текущих в общем с юга на север. Трудно и вряд ли возможно точно восстановить всю эту систему, так как русла меандрировали, затухали, соединялись, неоднократно переоткладывали песчаные отложения и, строго говоря, были не совсем одновременными (внутри раннетульского отрезка времени). Очевидно, они являлись притоками — рукавами Чернаво-Малинковской и Дедилово-Новомосковской палеорек раннетульского времени.

Следовательно, из всего изложенного выше материала нельзя сделать совершенно однозначного вывода о характере соотношения контуров древних долин — песчаных русловых отложений, с контурами угольных залежей.

Установлено, что во многих случаях палеорусла разного времени разъединяли ранее бывшие сплошными месторождения угля. Однако намечается вывод и о том, что часто основные угольные залежи располагались вне контура одновременно существовавших долин, непосредственно по их сторонам, т. е. в «междолинных пространствах» (по В. Ф. Шульге, Е. В. Михайловой и др.), например, Барятинская долина и полоса угольных залежей вдоль ее левого берега. Исключением из этого положения служит расположение всех основных залежей I пласта внутри контура Скопинской реки, описанное А. М. Блохом и положение Киреевского и Узловско-Дедиловского месторождений в контуре Дедилово-Новомосковской долины.

Нельзя однозначно утверждать и о приуроченности угольных залежей к террасам в долинах. При неоднократном наложении долин разного возраста одна на другую выявить террасы по данным разведки представляется крайне трудным делом. В рельефе известнякового фундамента террасы также не выявляются. При рассмотрении ряда профилей видно, что тульские пески часто распространены вне всяких контуров долин в фундаменте. Это, вероятно, связано с тем, что после предтульского поднятия местности и образования речных долин, врезанных главным образом в бобриковские песчано-глинистые отложения (и иногда породы фундамента), началось их заполнение, образовалось громадное дельтовое прибрежно-

морское пространство, где песчаный материал неоднократно перемывался. Широкое распространение тульских песчаных отложений дало основание ряду исследователей (Л. М. Бириной и др.) относить эти пески к морским отложениям. Последние палеогеографические исследования А. И. Осиповой, Т. Н. Бельской, Е. В. Фоминой (1972) подтвердили другую точку зрения — об аллювиально-дельтовом их генезисе.

О. А. Глико (1963) в тульском горизонте в южных районах бассейна выделяет зону дельтовой фации, сложенную преимущественно песками.

Меандрирование рек разных этапов бобриковского и тульского времени либо в одних унаследованных долинах, либо, возможно, в пересекающихся создало очень сложную картину взаимоотношения разновременных песчаных аллювиальных толщ. Имеющиеся материалы позволяют восстановить лишь отдельные фрагменты этой картины. Учитывая сложное строение песчаных толщ в унаследованных долинах и наличие нескольких горизонтов угольных пластов, вопрос этот должен решаться в каждом случае при внимательном рассмотрении различных признаков и черт строения данной площади.

Приведенные выше соображения о соотношении контуров угольных залежей и палеодолин не исключают генетическое выклинивание угольных пластов и замещение их глинами, что зафиксировано при поисковых и разведочных работах в разных районах.

Кроме Подмосковного бассейна, палеодолины и русловые отложения раннекаменноугольного времени известны на территории КМА, Донецкого, Камского и Кизеловского бассейнов.

ВОРОНЕЖСКАЯ АНТЕКЛИЗА

Воронежская антеклиза, по данным В. Н. Тихого, М. С. Швецова (1938), Р. М. Пистрак (1950) перекрывалась нижнетурнейскими отложениями (малевскими и упинскими). Н. П. Хожаинов, как уже отмечалось, указывает на присутствие чернышинских отложений, близких по фациальной характеристике к таковым же отложениям Московской синеклизы. Однако это перекрытие антеклизы, вероятно, не было сплошным, ибо на ряде палеогеографических карт позднего девона и раннего карбона всегда показаны небольшие площади суши (Атлас..., 1960). О. А. Глико, а затем Е. В. Михайлова (1956) считают, что на южной границе Подмосковного бассейна наблюдаются признаки фациального перехода угленосных осадков в осадки другого типа (бокситовые породы и др.), указывающие на близость южной суши.

В. А. Котлуков (1962) полагает, что в бобриковское и тульское время континентальный режим на антеклизе неоднократно сменялся прибрежно-морским. Существовали участки суши, на которых происходило выветривание и спос.

Свидетельством широкого распространения угленосных отложений является открытие бобриковских отложений (подмосковного типа) на южном склоне Воронежской антеклизы между Обоянью и Белгородом.

А. С. Корженевская (1962), Л. С. Богунова, С. Г. Вишняков, Н. П. Хожаинов (1962) отмечали сложный эрозионно-тектонический характер доугленосного рельефа и связь с ним распространения визейских отложений.

А. С. Корженевская указывает, что между рядом узких гряд железистых кварцитов северо-западного простирания, высотой до 60 *м* имеются ложбины глубиной до 30—40 *м*. Угленосные отложения выполняют впадины в рельефе. В юго-восточной части района палеорельеф более высокий и породы докембрия перекрыты то тульскими, то алексинскими, а местами непосредственно михайловскими и веневскими отложениями, что свидетельствует о мощной визейской трансгрессии. Породы угленосной толщи главным образом глинистые с прослоями мелководных известня-

ков и углей. Встречаются кварцевые тонкозерные светлые пески, иногда очень чистые — типа стекольных. В тульском, алексинском и михайловском горизонтах встречаются конгломераты железных руд и бокситов.

К югу, в сторону Донбасса, бобриковские угленосные отложения переходят в морскую карбонатную и сланцеватую толщу — верхняя часть свиты C_1^4 (A).

ДОНЕЦКИЙ БАССЕЙН

А. П. Феофилова (1959) отмечает, что в свите C_1^3 (или «угленосной») в Южно-Донбасском и в прилегающих районах крупнозернистые песчаники и конгломераты — осадки речных фаций — имеют очень ограниченное распространение [1].

По данным А. П. Феофиловой и М. Л. Левенштейна (1963), в Кальмиусском, Владимирском и Волчанском районах (к югу от г. Донецка) в разрезе угленосных отложений нижнего карбона [визе — свиты C_1^2 (B), C_1^3 (C); намюр — C_1^4 (D), C_1^5 (E)] неоднократно повторяются отложения «приустьевых частей речных долин» различного строения. Мощность аллювия одного осадочного цикла колеблется около 15—30 *м*, встречаются толщи мощностью до 100 *м* (например, свита C_1^4, скв. 2186), которые состоят из наложенных аллювиальных толщ нескольких (три — пять) циклов, залегающих с размывом. Авторы считают, что реки раннего карбона были значительно короче среднекарбоновых, размываемая суша была недалеко, рельеф области сноса был слабо расчлененным. Русловые отложения в плане имеют полосовидную форму, отвечающую форме ископаемых долин, однако никаких палеогеографических схем с расположением долин в работе не приведено.

А. В. Соколовская и Н. З. Хмарский (1957) считают, что в период образования визейской угленосной толщи Донбасса, территория Павлоградско-Петропавловского района неоднократно превращалась в сушу с развитой речной сетью. Мощность аллювиальных песчаных отложений составляет 25—30 *м*, они залегают часто на глубоко размытой поверхности. Полоса размыва угольных пластов достигает ширины 3, 5, 7 *км*, причем она увеличивается в северном направлении. Снос материалов шел с суши, находившейся на юге, и реки текли на север и северо-восток. Характер строения и условий залегания аллювиальных толщ в визейских отложениях аналогичны таковым в свитах среднего карбона, описанных Ю. А. Жемчужниковым, В. С. Яблоковым и др. (1959, 1960). Песчаники — кварцевые с содержанием полевых шпатов около 5%. По данным М. Т. Кучеренко и А. В. Сокольской (1961), аллювиальные отложения в разрезе свиты C_1^2, в районе Новомосковска составляют 14,2%, а в более юго-восточных районах (Павлоград — р. Кальмиус) отсутствуют. Вообще в визейской угленосной толще (Сокольская, 1964) аллювиальные песчаные отложения больше развиты в Павлоградском районе (до 10% разреза).

Подводные выносы рек в Новомосковском, Павлоградском районах достигают до 14% разреза; к юго-востоку (Межевая — Добропольe) аллювиальные отложения отсутствуют, а выносы рек уменьшаются до 3—4%. На Южнодонбасских участках и участке Караванной перспективе аллювиальные отложения также отсутствуют, а выносы рек составляют 11—16%.

Н. В. Логвиненко и М. Е. Долудо (1964), восстанавливая палеогеографию визейского времени юго-западной окраины Донбасса, полагают, что областью размыва являлся Приазовский кристаллический массив (до-

[1] Свита C_1^3 (C) по унифицированной схеме 1958—1963 гг., принятой в Донбассе, соответствует свите C_1^h, по А. П. Ротаю (Левенштейн, 1963) и сопоставляется с тарусским и стешевским горизонтами нижнего карбона по схеме МГК. Таким образом, угленакопление в нижнем карбоне Донбасса происходило значительно позже, чем в Подмосковном бассейне.

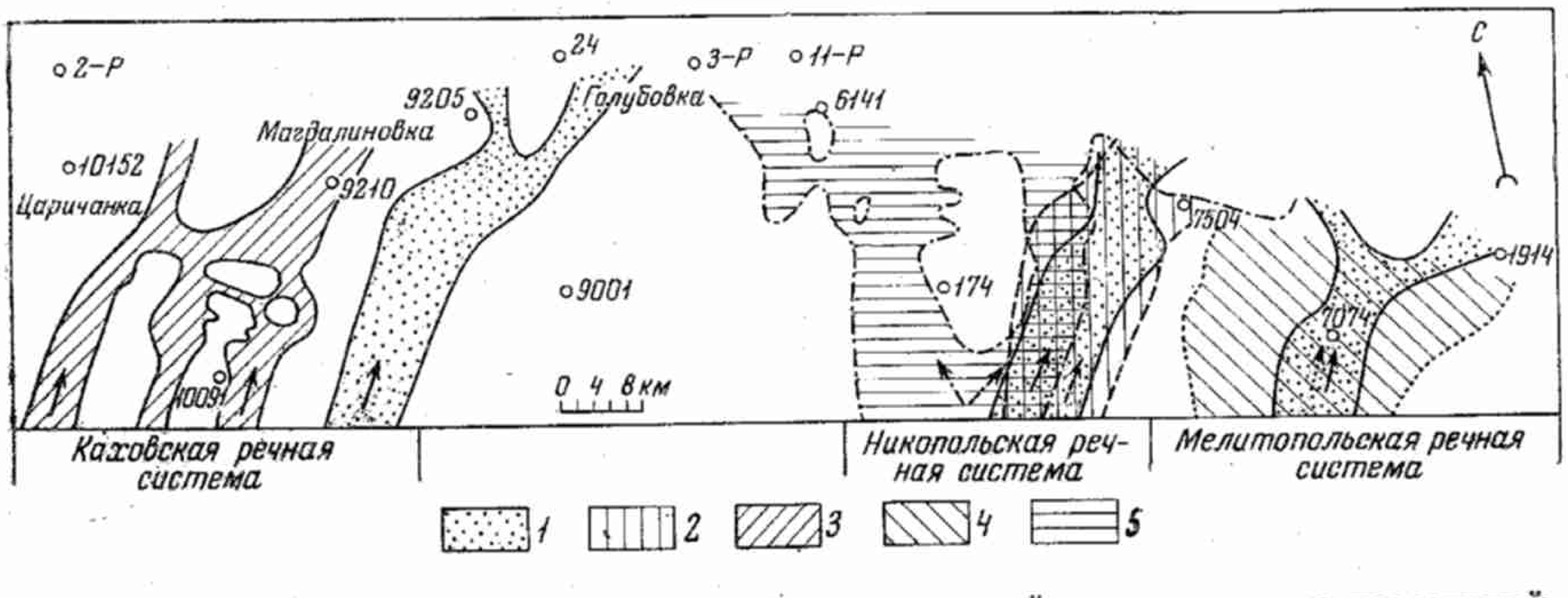


Рис. 25. Распространение песчано-алевритовых отложений устьев рек в регрессивной части циклов нижней части самарской свиты нижнего карбона Донбасса (Шульга, 1971)

Циклы: *1* — C_0; *2* — C_0^2; *3* — C_1; *4* — C_1^1; *5* — C_2

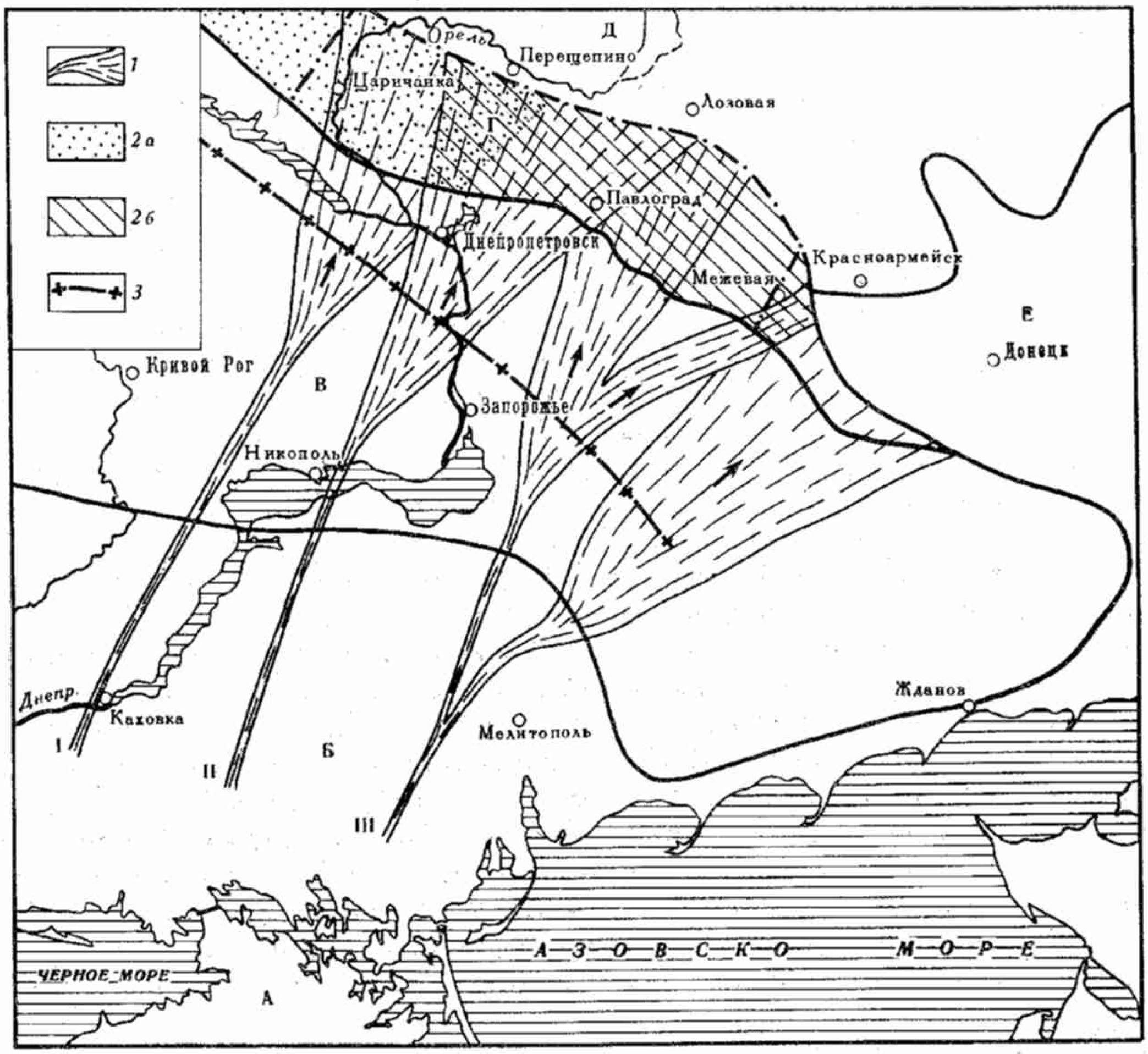


Рис. 26. Схема древней гидрографической сети в период формирования угленосной самарской свиты нижнего карбона Донбасса (Шульга, 1971)

1 — древние речные системы: I — Каховская, II — Никопольская, III — Мелитопольская; *2* — терригенно-минералогические провинции: *а* — гранатово-хлоритовая; *б* — турмалиново-цирконово-хлоритовая; *3* — граница между областью преимущественного накопления отложений угленосной толщи и областью преимущественного размыва и сноса материалов. А — Степной Крым, Б — Причерноморская впадина, В — Украинский кристаллический массив, Г — Западный Донбасс, Д — Днепровско-Донецкая впадина, Е — Донецкое складчатое сооружение

стигавший почти устья р. Дон). Примерно, в 150 *км* к северу от Харькова показана северная суша, с которой тоже происходил снос материала, но отложения нижнего карбона залегают глубоко и не изучены.

В последние годы детальное литологофациальное изучение нижнего карбона западного Донбасса проводил В. Ф. Шульга (1971). Им были составлены многочисленные карты распространения песчано-алевритовых отложений устьев рек в регрессивной части всех седиментационных циклов с угольными пластами самарской свиты (рис. 25). На этих картах ясно видно как наложение контуров русел разных циклов, так и их относительное перемещение. Обобщение всех карт позволило В. Ф. Шульге нарисовать схему древней гидрографической сети в период формирования угленосной Самарской свиты (рис. 26). Эта реконструкция является весьма интересной и убедительной, она существенно уточняет наши палеогеографические представления.

КАМСКАЯ И УЛЬЯНОВСКО-САРАТОВСКАЯ УГЛЕНОСНЫЕ ПЛОЩАДИ

Следующим районом, где имеются данные о палеодолинах и речных отложениях ранневизейского времени, является территория второго Баку. Здесь при разведках на нефть на большой глубине (до 1000 *м*) были обнаружены визейские угленосные отложения.

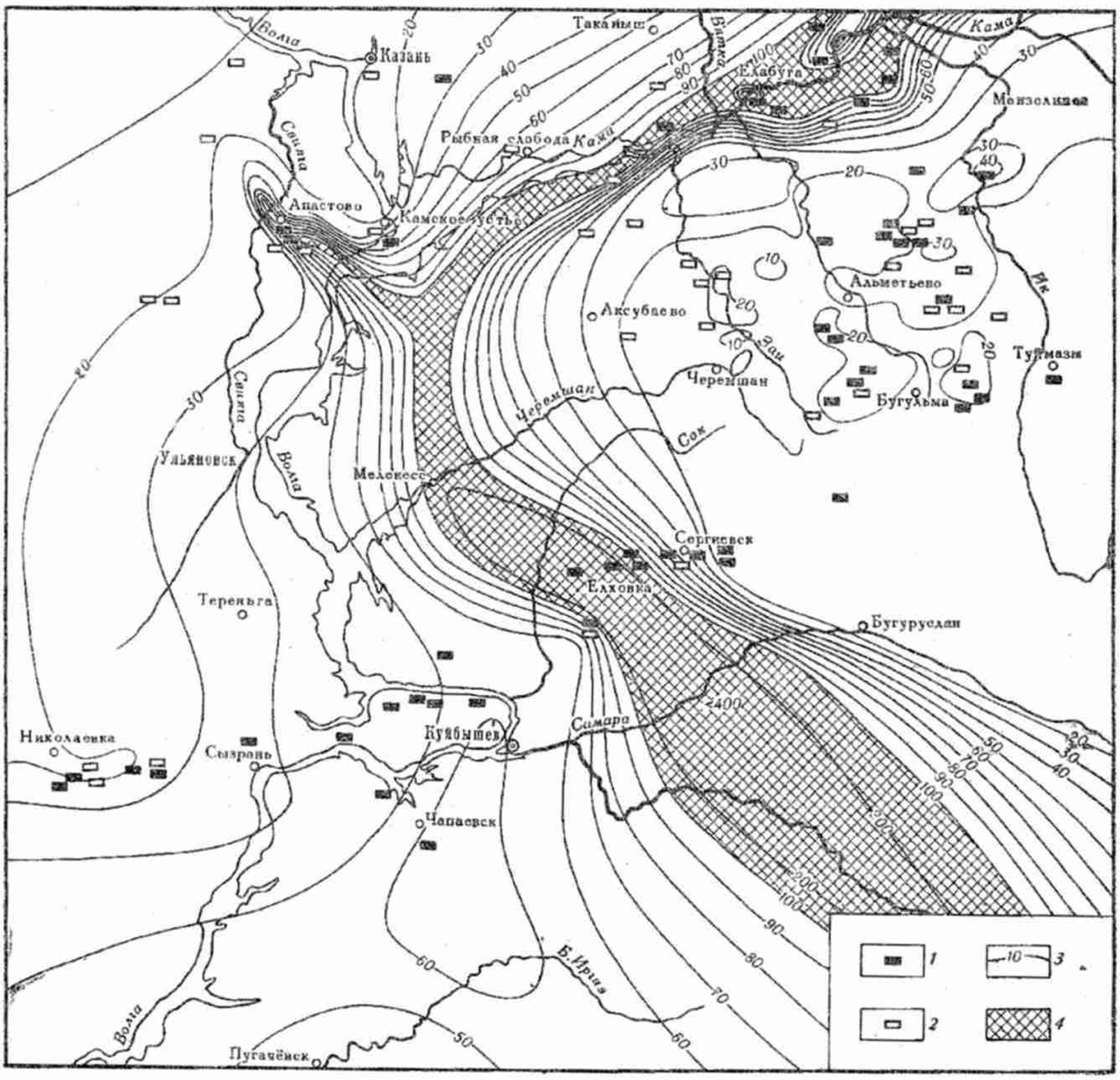


Рис. 27. Схема мощностей угленосной толщи нижнего карбона Среднего Поволжья и Заволжья — палео-Кама (Марковский, 1956)

1 — уголь; *2* — углистые сланцы; *3* — изопахиты терригенной толщи нижнего карбона; *4* — полоса толщи мощностью свыше 100 *м*

В. А. Котлуков (1962б) отмечает, что положительные и отрицательные формы палеорельефа доугленосного фундамента были намечены во время предвизейского поднятия в результате взаимодействия тектонических и эрозионных факторов. Главную роль в образовании Камско-Кинельской впадины играл тектонический фактор. Эта впадина (с отметками от подошвы алексинских известняков до 180 *м*) имеет террасированные, то узкие, то расширяющиеся склоны. Южнее Елабуги и западнее Голюшурмы на бортах впадины разница отметок в 100 *м* происходит на расстоянии 2—3 *км*.

Прогиб начал развиваться в турнейское время, существовал в течение раннего визе и прекратился в позднем визе. В. А. Котлуков полагает, что на бортах впадины и в области повышений могли быть палеодолины в турнейских породах. Основная область сноса — Токмовский свод — располагалась на западе.

Н. И. Марковский (1956, 1965) по изопахитам (100—200 *м* и более) угленосной толщи обрисовал большую палеореку — палео-Каму, от Елабуги до широты Куйбышева и далее к Прикаспийской впадине (рис. 27). В устьевой южной части ширина долины достигает 150 *км*. Глубина вреза в известняковый фундамент значительная — до 200 *м*. Общие условия расположения долины в разрезе у Булдыря и заполняющих ее угленосных отложений показаны на рис. 28. К началу тульской трансгрессии палеодолина была почти полностью заполнена осадками. Однако несколько восточнее, в Чапаевском районе на Покровском месторождении в тульском горизонте, прослежено русло шириной от 250 до 1300 *м* и длиной до 10 *км* (шнурковая залежь нефти) (Марковский, 1965).

Южная часть палео-Камы располагается на Ульяновско-Саратовской угленосной площади, описанной В. А. Котлуковым.

Д. М. Раузер-Черноусова, Р. О. Хачатрян, Г. М. Яриков (1967) отмечают, что в нижнем карбоне Поволжья, в полосе Камско-Кинельского прогиба, имеются две терригенные толщи. Наиболее древняя относится к озерско-ховапским слоям (нижнее турне) и известна по западному и северному бортам впадины. Другая толща ранневизейского возраста (елховский, радаевский и бобриковский горизонты) присутствует в полном объеме только в осевой части прогиба. Авторы указывают, что терригенные толщи в плане смещены по отношению друг к другу, и объясняют это историей образования Камско-Кинельского прогиба.

КИЗЕЛОВСКИЙ БАССЕЙН

Этот бассейн не является платформенным, он непосредственно примыкает к платформе. П. В. Васильев (1943, 1947, 1950) в визейских угленосных отложениях выделил три цикла, в основании которых с размывом залегают мощные (до 80 *м*) речные отложения. Глубина размыва углесодержащих толщ достигает 70 *м*, ширина — нескольких километров. Русловые отложения прослежены на протяжении около 100 *км*, имеют меридиональное направление. П. В. Васильев считает, что принос материала был с востока. Он подчеркивает унаследованность расположения русловых осадков и площадей торфонакопления и объясняет это тем, что «гидрографическая сеть оставалась постоянной во все время формирования угленосных отложений и испытывала лишь небольшие территориальные перемещения» (Васильев, 1950, стр. 149).

Н. С. Городецкая (1947) отмечает, что на фоне общего дельтового режима существовали и «подвижные фации собственного русла», отложения которых замещали, а не размывали торфяные фации. Размывы же были неповсеместно и главным образом на окраинных зонах торфяника. Об источниках сноса материалов и направлении рек Н. С. Городецкая своего мнения не приводит.

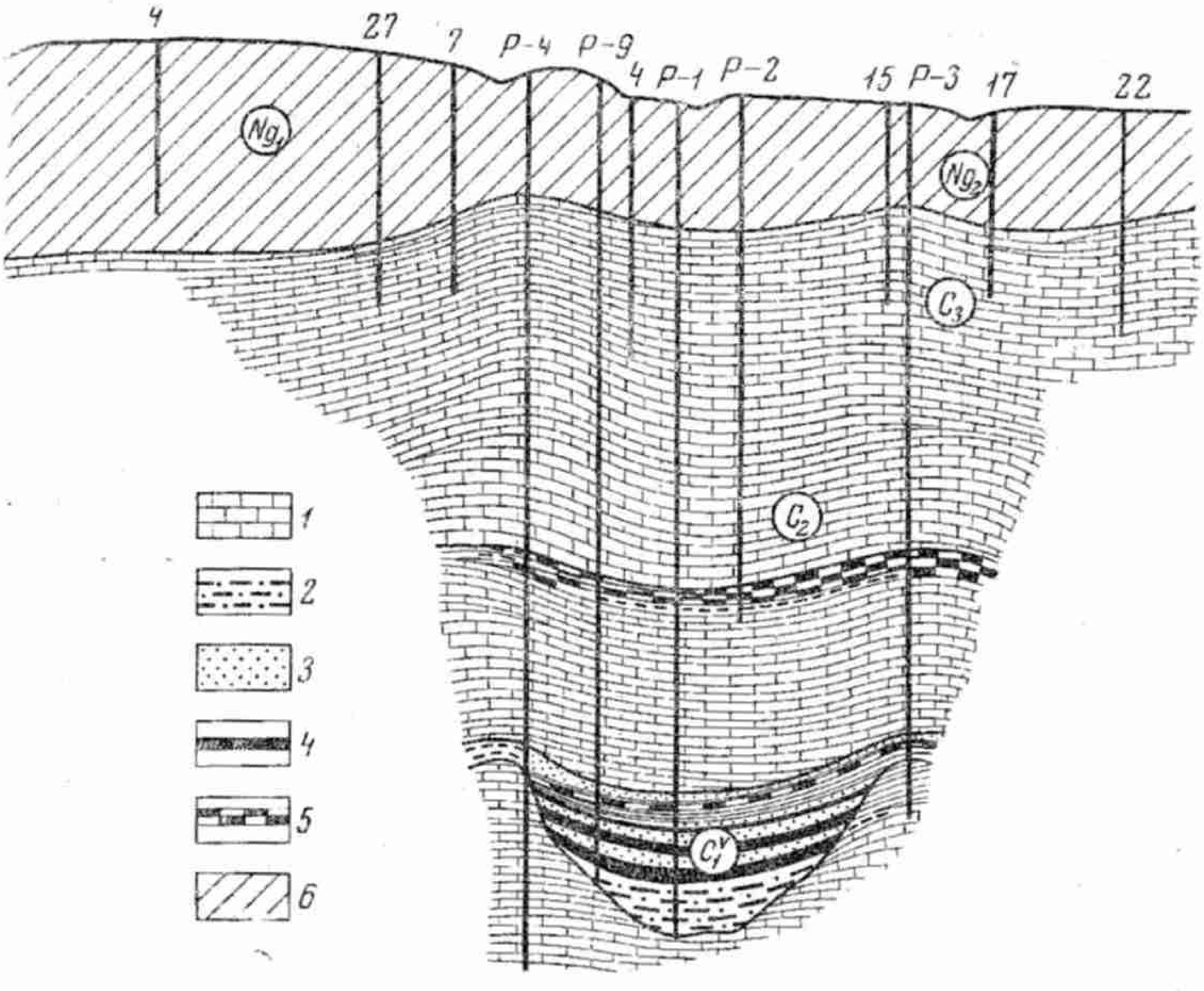


Рис. 28. Профиль через район Булдыря (по Г. М. Аванесьяну и Г. С. Порфирьеву — Марковский, 1965)

1 — карбонатные породы; *2* — аргиллит; *3* — песчаник; *4* — уголь; *5* — углистые породы; *6* — мезо-кайнозойские толщи

В работах Г. А. Смирнова и И. С. Свирщевского (1952, 1955, 1957) на основании изучения косой слоистости в песчаниках Кизеловского бассейна показано, что направление первичного падения слойков было главным образом на восток — северо-восток и восток — юго-восток. Таким образом, река текла с запада, с Русской платформы. Н. И. Марковский (1965) считает, что устье палеореки располагалось примерно на линии Коспаш — Гремячепск.

И. В. Пахомов, В. С. Беклемишев и др. (1966) детально описали палеогеографическую обстановку в раннекарбоновое время в этом районе и нарисовали интересную схему расположения аллювиально-дельтовых фаций в отложениях радаевского, бобриковского и нижней части тульского горизонтов, подтверждающую принос терригенного материала с запада. В последние годы Кизеловский бассейн изучали А. П. Феофилова и В. В. Еремеев. Результаты минералогических исследований и палеогеографических построений В. В. Еремеева (1970) подтверждают существование реки, текущей с запада [1].

ОБЩАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА ПАЛЕОРЕК НА РУССКОЙ ПЛАТФОРМЕ В РАННЕКАМЕННОУГОЛЬНОЕ ВРЕМЯ

Из изложенного выше материала следует, что в течение предвизейского континентального перерыва и в ранневизейское время на разных участках территории Русской платформы происходило формирование речных долин и существовали палеореки.

В. А. Котлуков (1962) нарисовал палеогеографическую схему ранневизейского (яснополянского) этапа на Русской платформе. На ней, на территории Подмосковного бассейна и Второго Баку, показаны

[1] Однако Г. С. Калмыков (1967) продолжает поддерживать мнение Д. В. Наливкина (1942) о том, что терригенные отложения Кизеловского бассейна являются дельтой реки, впадающей с востока в Уральское море.

изогипсы палеорельефа доугленосного фундамента, но определенных речных долин не выделено.

Н. И. Марковский впервые наметил систему ранневизейских палеорек на Русской платформе, выявляя их по изопахитам терригенной толщи яснополянского подгоризонта. Он отмечает, «что полосы увеличенной мощности яснополянских отложений, как правило, сложенных аллювиальными песчано-глинистыми породами и приуроченных к пониженным элементам структурного плана кристаллического фундамента. представляют собой образование древних речных долин эрозионно-тектонического происхождения» (Марковский, 1965, стр. 156).

Кроме упомянутых, Кизеловской палеореки и палео-Камы, Н. И. Марковский описал еще четыре палеореки (вернее их устьевых отрезков и дельт): Тимано-Печорскую, Шкаповскую, Рязано-Саратовскую и Припятско-Днестровскую.

Основные черты палеорельефа в предвизейское время

Какой рельеф был на этой громадной суше, простиравшейся от нынешнего Черного моря (Одесса) до Северного моря (Архангельск — Нарьян-Мар)? Как можно восстановить этот раннекарбоновый палеорельеф?

На площади Московской синеклизы и районов, прилегающих с востока, можно было бы применить метод, испытанный на южном и западном крыле Подмосковного бассейна — отсчет от условно принятой горизонтальной поверхности (например, подошва алексинских известняков) до подошвы угленосных отложений. Однако этот метод дает хорошие результаты при большом количестве скважин, а на территории вне площади разведок на уголь имеется лишь небольшое количество скважин и расположены они очень неравномерно, поэтому использование их не может дать определенных результатов [1].

Выше уже упоминались некоторые формы рельефа, установленные на северо-западном крыле С. Г. Вишняковым, В. А. Котлуковым, А. С. Корженевской (Тихвинское плато, долины и пр.).

Интересные данные о докарбоновом рельефе в Тихвинском районе сообщил В. С. Кофман (1962). В верховьях р. Осуги буровыми скважинами оконтурен Кильозерский вал — крупное поднятие девонских отложений северо-восточного направления. Протяженность вала до 70 *км*, ширина до 12—15 *км*, относительное превышение до 70—80 *м*. В. С. Кофман считает, что это поднятие возвышалось как остров над уровнем каменноугольного моря вплоть до веневского времени. На склонах вала выявлены эрозионные ложбины, выполненные переотложенными породами кор выветривания девонских образований и огнеупорными глинами. Поднятие существенно влияло на распространение осадков в каменноугольное время (Горянский и др., 1958).

А. П. Саломон (1966) отмечает, что на северо-западном крыле палеорельеф является структурно-эрозионным. Понижениям слоев девона и турнейского яруса карбона соответствуют главные впадины довизейской поверхности.

В общем плане поверхность суши, очевидно, имела более высокие отметки на северо-западе, на Балтийском щите и прилегающих районах. Сток вод (в общем плане) происходил на юго-запад, юго-восток и восток. Однако, несомненно, суша не имела выровненной плоской поверхности, постепенно снижающейся в сторону морских бассейнов. Основные

[1] Это, однако, не исключает настоятельной необходимости попытаться восстановить предбобриковский палеорельеф указанным способом, с обязательным использованием также экстраполяции отметок палеорельефа по многочисленным артезианским скважинам, имеющим забой в окских известняках и в среднекарбоновых отложениях.

черты рельефа суши могут быть намечены примерно, косвенным путем, исходя из предыдущих перерывов и последующих палеогеографических и тектонических черт (условий) и истории этого большого района.

На палеотектонической карте «Средний девон — турнейский век», составленной В. Н. Тихим и Г. Я. Назаренко (Атлас..., 1960), показан Белорусский свод (от Вильнюса до Бреста и западнее), Воронежский свод (между Курском, Сумами и Харьковом), Украинский щит, на востоке соединяющийся с поднятием к югу от Ростова-на-Дону. Полосой меньшего поднятия и опускания Украинский щит соединяется на северо-западе с Белорусским сводом (район р. Припяти и Днепрово-Бугского канала). Белорусский свод на юго-востоке, через Минск на Гомель соединяется с Воронежским сводом (Брянско-Рославльский прогиб на карте не выражен,— *В. Я.*).

Граница суши Балтийского щита проходит примерно через Таллин — Петрозаводск — Архангельск. К востоку и юго-востоку от Архангельска почти до Яренска показан «нос» Балтийского щита, на северо-восток от него тянется погруженное Тиманское поднятие, выраженное несколькими повышенными участками северо-западного простирания.

К северу от Пензы, на Саранск, Ульяновск, Котельнич и севернее по ряду изолиний проходит погруженный Ульяновско-Котельнический свод.

К востоку от Казани на Голюшурму показан погруженный Татарский свод; к востоку от Уфы — погруженный Башкирский свод, а к югу от Самарской луки — Жигулевско-Пугачевский свод.

Сопоставление этой карты с палеотектонической картой «Визейский век — башкирский век», составленной В. М. Познером, и палеогеографическими картами малинковского и яснополянского времени (Атлас..., 1960), несмотря на их схематичность и условность, все же позволяет сделать некоторые предположения о палеорельефе в предвизейское и в начале визейского времени.

В области Украинского щита, Воронежского, Токмовского, Камско-Глазовского свода и др., вероятно, существовали повышенные участки среди довольно ровной поверхности, с которых и брали начало притоки речных систем.

Подтверждением существования во время перерыва повышенных и энергично размываемых участков разного размера является палеогеологическая карта довизейской поверхности Русской платформы (см. рис. 8). По данным Д. К. Андреева, выделяются три довольно больших площади заведомого отсутствия озерско-хованских слоев среди нерасчлененной толщи данковс-лебедянских отложений верхнего девона.

Чем это можно объяснить? Вероятно тем, что эти площади длительное время испытывали подъем и бо́льшее разрушение. Условно их можно назвать: Саранско-Пензенская, Горьковско-Ковровская и Кировско-Котельническая возвышенности. Они имеют овальную форму с длинной осью субширотного простирания, размер площадей около 200×50—70 *км*. Считая, как принято, что на этой площади ранее существовали упинские, малевские и черепетские, а, возможно, и радаевские слои, получается, что на указанных площадях после ухода черепетского моря размыто около 150 *м* отложений.

Две первые возвышенности в тектоническом отношении расположены на Центральном поднятии (по М. С. Швецову) или на Токмовском своде. Третья — Кирово-Котельническая — находится на южном склоне Камско-Глазовского свода (по палеотектонической карте «Визейский век — башкирский век» В. М. Познера) или на восточном склоне Ульяновско-Котельнического свода (по карте «Девон — турнейский век» С. М. Домрачева и В. Н. Тихого; Атлас..., 1960).

Заслуживают внимания еще несколько небольших участков, указанных Д. К. Андреевым. В Липягах (к югу от Пензы), к югу от Пачелмы и в Морсове показаны небольшие площади (около 50×20 *км*) с северо-

западным простиранием длинной оси, как площади «отсутствия отложений нижнего карбона — т. е. черепетских, малевских и упинских. Следовательно, это какие-то бывшие куполообразные поднятия, на которых во время континентальных перерывов указанные отложения разрушены, смыты и обнажаются верхнедевонские породы (по стратиграфической схеме Д. К. Андреева). Расположены эти купола в южной части Токмовского свода.

На площади южного крыла Подмосковного бассейна также показано несколько небольших пятен, где из-под нижнетурнейских отложений выходят верхнедевонские породы, следовательно, это тоже размытые куполообразные поднятия.

В. А. Котлуков (1962б) для Ульяновско-Саратовской угленосной площади восстановил палеорельеф подугленосного фундамента (начало алексинского времени). Вырисовывается возвышенность в районе Пензы — Саранска — Токмово, откуда происходил снос материала [1].

Н. С. Ильина и И. Г. Кенинг в 1954 г. составили карту фаций яснополянского подъяруса (Геологическое строение центральных областей..., 1957), на которой выделили области размыва (Балтийский щит, Воронежское поднятие), область сноса (Центральное поднятие — к югу от Горького на Саранск — Морсово), остров (к северу от Казани), дельтовые отложения, различные области мелководного моря. Такое совмещение палеогеографических обстановок двух горизонтов не позволяет видеть условия осадконакопления в бобриковское время.

М. М. Грачевский и В. Г. Кузнецов (1963) для площади к северо-востоку от линии Бузулук — Дмитровград (на Байтуган — Шугурово — Чистополь — Южная Елабуга — Сарайлы) нарисовали интересную палеогеографическую карту бобриковского горизонта, где выделили области подводно-дельтовых и надводно-дельтовых отложений, надводных и подводных русел, подводных течений и пляжевых отложений. Эрозионный врез в нижележащих малиновских и турнейских отложениях достигает 130 *м*.

Таким образом, можно считать, что на фоне нескольких поднятий (или поднимающихся) больших сводов существовали локальные поднятия разных масштабов и все это определяло фомирование эрозионной сети во время перерыва. Об относительных высотах водораздельных пространств и их расположении сказать что-либо определенное трудно.

В Пермском Прикамье на палеотектонической карте турнейского века (на площади, ограниченной с запада Коми-Пермяцким, а с юга Башкирским сводами), О. А. Щербаков (1966) показывает несколько небольших поднятий и прогибов.

Расположение речных систем

Какие же речные системы по всем имеющимся материалам можно наметить на Русской платформе для предвизейского времени?

Схематически контуры палеорек изображены на палеогеологической карте (см. рис. 8).

1. Меридиональная река на западном крыле Подмосковного бассейна — Боровичско-Сафоново-Барятинская. Возможно, она начиналась у Тихвинского плато и Кизельозерского вала, возвышавшихся, по данным С. Г. Вишнякова, А. С. Корженевской, В. А. Котлукова и В. С. Кофмана, в палеорельефе. Южнее эта река намечается по отметкам фундамента, проходит восточнее Нелидова, на Сафоново — Издешково и южнее

[1] Н. И. Марковский (1965) на палеогеографической схеме ранневизейского времени показывает три большие площади повышенного рельефа: Воронежский свод, площадь к северо- и юго-востоку от г. Горького и широтную полосу к югу от р. Вычегды.

ст. Семлово соединяется с Спас-Деменской и Барятинской реками в единую реку. Она имела притоки, например, намечается приток от Ржева. Хорошо прослежен длиный приток, идущий от Смоленска и южнее г. Ельня. Как указывалось при описании Подмосковного бассейна, остается неясным — был ли северный приток от района Медыни. По территории Брянско-Рославльского прогиба река уходила на юго-запад и, очевидно, впадала в залив где-то около Чернигова (точных данных нет) или соединялась с Припятско-Днепровской палеорекой. Протяженность реки от предполагаемого истока до устья достигает 1000 *км*. Однако не исключено, что эта река соединялась с Ранневизейской палео-Окой.

2. Припятско-Днепровская палеорека, выделенная (условно) Н. И. Марковским (1965). Река вытекала из озер и болот Припятской палеокотловины. Очевидно, притоки с Белорусского свода и Украинского щита впадали в Днепровско-Донецкий залив.

3. Ранневизейская палео-Ока. Река субширотного направления, огибавшая северный склон Воронежского свода. Начало ее выявилось в районе Козельска — Калуги — Боровска, но истоки были где-то на северо-западе. Далее река шла по направлению на Серпухов и Рязань и по Рязано-Саратовскому прогибу продолжалась как Рязано-Саратовская река, выделенная Н. И. Марковским по изопахитам терригенной толщи яснополянского надгоризонта. Широкая дельта этой реки с отложениями мощностью до 150 *м* оконтурена в районе г. Камышина. На южном крыле Подмосковного бассейна, к востоку от Калуги, в реку впадает ряд притоков, ранее подробно описанных (Ханинский, Щекино-Обидимский, Дедилово-Новомосковский, Чернаво-Малинковский, Скопинский, Рановский). Очевидно, были и северные притоки, идущие с Саранско-Пензенской и Горьковско-Ковровской возвышенностей.

Общая длина реки от Калуги до Камышина достигает 800—900 *км*, а от предполагаемых истоков на 400—500 *км* больше.

Следует напомнить, что контуры палеорек в Подмосковном бассейне определяются не только врезом в известняковый фундамент, но и формами распространения ископаемых песчаных русел, вскрытых на различных этажах терригенной яснополянской толщи. Как уже отмечалось раньше, очень часто наблюдается унаследованное расположение ископаемых русел.

4. Несомненно, существовала какая-то речная сеть или отдельные реки на Воронежском своде. В Белгородско-Обоянском районе Н. П. Хожаинов (1971) установил два направления долин — водотоков (восстановленные на михайловское время): а) северо-восточное и северное; б) восточное и юго-восточное. Сопоставить эту систему палеодолин с системами, описанными в Подмосковном бассейне, невозможно из-за отсутствия данных, так как угленосные отложения, ранее покрывавшие Воронежскую антеклизу, уничтожены в поздневизейское или в послекарбоновое время.

5. Также несомненно, что эрозии подвергалась поверхность Украинского щита. В районах детальной разведки на уголь, к востоку от Днепропетровска, в нижнекаменноугольных отложениях вскрыты песчаные отложения устьевых частей рек и дельты, часто расположенных унаследованно на нескольких стратиграфических уровнях. Как отмечалось, по возрасту эти реки более молодые, чем в Подмосковном бассейне, и относятся к верхним горизонтам визе.

В. Ф. Шульга (1971) установил три речные системы — Каховскую, Никопольскую и Мелитопольскую, начинающиеся где-то юго-западнее Украинского щита и имеющие протяженность не менее 500 *км*.

6. Палео-Кама (по Н. И. Марковскому) начиналась двумя истоками: первый, основной, из района г. Осы имел направление на юго-запад, а второй шел с северо-востока из Бирской седловины.

Первый питался стоками с Кировско-Котельнической возвышенности, а второй, вероятно, с возвышенности, существовавшей на месте Башкирского и Татарского сводов. К югу от Казани с запада впадали притоки, питавшиеся стоком с Горьковско-Ковровской возвышенности на Токмовском своде.

А. П. Блудоров (1964) по разведочным данным установил извилистый контур палеорусла от Казани до устья р. Белой и наметил притоки к северу от Казани и по р. Вятке. На профиле по скважинам 1—14 на Вятской площади русло, заполненное песками, углем и глиной бобриковского горизонта, врезано в лихвинские и верхнефаменские породы на глубину до 50 *м*.

Палео-Кама огибает с запада Татарский свод и ее устьевая часть находится юго-восточнее Куйбышева, причем ширина долины (в контурах изопахит 80 *м*) достигает 150 *км*. Общая протяженность реки может достигать 1500 *км*.

М. М. Грачевский, Ю. М. Берлин и др. (1969), кроме притоков южнее Казани, установили еще несколько притоков к северу от Ульяновска.

7. Саратовская палеорека. По данным М. М. Грачевского, Ю. М. Берлина (1969, 1971), к северо-востоку от Саратова хорошо прослеживается речная система бобриковского времени. Верхняя часть ее проходит по Гумкинской и Казанлинской разведочным площадям (на правобережье Волги), а дельтовая — в саратовском Заволжье, между Генеральской, Грязнушинской разведочными площадями (на западе) и Орловской, Березовской и Любимовской площадями (на востоке).

8. Восточнее палео-Камы Н. И. Марковский, по данным Э. М. Халимова, описывает Шкаповскую систему палеорек. Выделяются три меридиональных русла: 1) западное (Стахановское-Знаменское), 2) центральное (Белебеевско-Шкаповское) и 3) восточное (Алдоровское). Протяженность ее предполагаемого устья около 100 *км*.

М. М. Грачевский, Ю. М. Берлин и др. в контурах палео-Камы не показывают песчаных русловых отложений, а отмечают эту площадь менее определенно: «терригенная толща заполнения бобриковско-малиновского возраста» (Грачевский и др., 1969, стр. 145). По мнению авторов, приток, идущий южнее Казани, пересекает Камско-Кинельский прогиб и, разветвляясь в восточном направлении, соединяется с руслом Шпаковской системы.

Г. И. Теодорович, Е. Д. Розонова и Н. Н. Соколова (1965) на территории Волго-Уральской области намечают несколько палеорек, по общему плану большей частью совпадающих с описанными. Детальная реконструкция всей сети палеорек на востоке платформы — дело будущих работ.

В настоящее время выясняется, что глубокого эрозионного вреза в палео-Каме не было. В добобриковских отложениях преобладают аргиллиты. На бортах прослеживаются те же горизонты, что и во впадине, но меньшей мощности (сообщение С. В. Максимовой).

9. Кизеловская палеорека текла с запада с Камско-Глазовского свода. Известна только ее устьевая часть и дельта на линии Коспаш — Гремяченск. Очевидно, река была большой и имела притоки, идущие с Кировско-Котельнической возвышенности и Южно-Тиманского поднятия. Положение и протяженность этой реки могут быть намечены только предположительно.

10. Тимано-Печорская палеорека. Н. И. Марковский по изопахитам оконтурил дельту очень большой реки. Дельта шириной до 200 *км* располагалась к востоку от Ухты и в верхней части р. Печоры между ее правыми притоками Щугором и Илычем. Палеодолина простиралась на запад-северо-запад. В приустьевой части находятся Еджид-Кыртынское и Подчерем-Вуктыльское месторождение угля, по возрасту соответствующие месторождениям Кизеловского бассейна (бобриковский горизонт).

Палеорека выделяется и В. А. Чермных (1966), но долина ее показана севернее г. Ухты. В. А. Чермных наметил еще две более древние палеодолины раннетурнейского возраста (джебольское и лихвинское время).

11. Палеорека, идущая от Сыктывкара на северо-восток. Северная часть дельты располагалась в бассейне р. Вуктыл, т. е. примерно там же, где и дельта поздней Тимано-Печорской реки. В. А. Чермных считает, что река стекала с полуостровной суши, бывшей в бассейне рек Вычегды и Сысом. Выделенную палеореку можно назвать Сыктывкар-Вуктыльской.

12. Палеорека, устье которой располагалось севернее г. Печоры, в бассейне левого притока р. Печоры — р. Лыжи. Область питания находилась далеко на северо-западе (в районе Чешской губы? — *В. Я.*). В. А. Чермных считает, что Тиман не мог быть основным поставщиком обломочного материала, так как он был в общем выровненной страной. Эту палеореку можно назвать Северной.

Таким образом, по восточной окраине Русской платформы намечаются несколько устьевых частей палеорек, стекавших с западной суши.

Такова общая картина распределения речных систем на Русской платформе в начале нижнего карбона. Эта картина, несомненно, будет уточняться по мере накопления новых материалов.

Следует отметить, что упомянутые речные системы могли существовать, с одной стороны, не строго одновременно, а с другой — возобновляться на разных этапах яснополянского времени. Речные же системы на Украинском щите развивались не в ранне-, а в поздневизейское время.

Краткая характеристика состава песчаных отложений бобриковского и тульского горизонтов

Давно уже отмечалось однообразие гранулометрической и минералогической характеристик песчаных отложений яснополянского подъяруса. Так, еще в 1932 г. М. С. Швецов (по материалам В. С. Яблокова) в Подмосковном бассейне отмечал почти чисто кварцевый состав песков, преимущественно средне- и мелкозернистость их, хорошую окатанность зерен кварца и тяжелых минералов.

На основании значительного количества механических анализов из разных районов южного крыла было установлено, что преобладающей (75—97%) является фракция 0,25—0,05 *мм* (Яблоков и др., 1936).

А. Э. Ульмер (1946) также отметил, что пески нижнего карбона являются мелкозернистыми, кварцевыми, обычно с угловато окатанными зернами. Содержание полевых шпатов иногда достигает 5%. В тяжелой фракции преобладает циркон (60—70%), отмечаются турмалин, дистен, ставролит, рутил.

Через 20 лет, после проведения многочисленных анализов, А. С. Коженевская, В. Ф. Шульга, Б. Г. Виноградов и др. (1962), характеризуя пески на западном и южном крыльях Подмосковного бассейна, отмечают, что кварц составляет 90% и более, полевые шпаты редко до 2—3%, содержание мусковита сильно колеблется, иногда значительно. Тяжелая фракция представлена главным образом цирконом, имеются турмалин, ставролит, дистен, рутил, а также эпидот, гранат, анатаз и др. Кальцит и глауконит встречаются главным образом в тульских и низах алексинских отложений. Пески преимущественно мелкозернистые; среднезернистые и менее сортированные (0,25—0,50 *мм*) мало распространены и обычно приурочены к основанию бобриковского горизонта. Небольшие прослои гравия, гравелитов и крупнозернистых песков редко встречаются в нижних слоях толщи. В песках имеется крупная однонаправленная косая слоистость (от 10—20 *см* до 1 *м*), чередующаяся с неясно- или горизонтально-слоистыми пачками. Авторы считают, что пески принад-

лежат к аллювиальным отложениям русел рек, ручьев и русловым отложениям дельты. Мелко- и тонкозернистые пески с прослоями алевролитов относятся к «аллювию отмелей речных русел», иногда к периферии подводной части дельты или зоне береговых течений отмелей.

На севере, по В. П. Бархатовой (1940), пески и песчаная фракция глин патровской свиты (верх яснополянского надгоризонта) из Няндомской скважины содержат 96—98% кварца и 0,14% полевых шпатов. В тяжелой фракции определены: мусковит, биотит, циркон, турмалин, рутил, дистен, ставролит, рудные минералы. Зерна кварца обычно хорошо окатаны.

Песчаные отложения Рязано-Саратовской палеореки, по Н. И. Марковскому (1965), почти нацело состоят из кварца, иногда встречается небольшое количество полевого шпата и слюды. В тяжелой фракции, кроме пирита, отмечены следующие минералы (в убывающей последовательности): циркон, лейкоксен, рутил, турмалин, ильменит, гранат; песчаники на 80% мелкозернистые (0,25—0,10 *мм*).

В Палео-Каме отмечается мономинеральный кварцевый состав песчаников, хорошая окатанность и сортировка (большей частью мелкозернистые, иногда среднезернистые). Из минералов тяжелой фракции на первом месте — циркон, затем рутил, турмалин, эпидот. В Шкаповской палеореке также имеются мелко- и среднезернистые кварцевые пески.

Характеристика алевролитов и песчаников терригенной толщи нижнего карбона Кизеловской палеореки дана В. С. Беклемишевым (1966). Все породы мономинеральные, преимущественно кварцевые (75—96%). Полевые шпаты, кремнистые породы (халцедон, микрокварцит и др.), глауконит, тяжелые минералы в сумме составляют не более 10%. Глауконит отмечается редко и только в тульских отложениях. Минералы тяжелой фракции обычно, встречаются единичными зернами, реже тяжелая фракция составляет от 2—3 до 5—7%. Основными минералами являются циркон, турмалин, рутил, сфен, лейкоксен, магнетит, ильменит; более редки корунд, сойизит, анатаз, гранат, эпидот.

В. В. Еремеев (1970), подтвердив указанный состав песчано-алевритовых отложений Кизеловского бассейна, отметил присутствие в небольшом количестве ставролита, граната, дистена (1—2%). Он наметил две терригенные минеральные ассоциации: мономинеральных кварцевых песчаников (характерных для радаевского и нижней части бобриковского горизонта) и олигомиктово-кварцевых песчаников с содержанием полевых шпатов до 3—5%, тем же составом тяжелой фракции, но с заметным присутствием неокатанных или слабоокатанных зерен циркона, турмалина, сфена (верхняя часть разреза).

Для самой северной палеореки, Тимано-Печорской, Н. И. Марковский указывает однородный кварцевый состав преимущественно мелкозернистых песчаников с хорошей окатанностью зерен. В тяжелой фракции в некоторых песчаниках бывает довольно много пирита и сидерита. Наиболее распространенными минералами являются ильменит, лейкоксен, циркон, турмалин, рутил. Зерна тяжелых минералов хорошо окатаны.

По данным Н. И. Марковского, песчаники Рязано-Саратовской и Кизеловской палеорек по гранулометрическому составу (содержание фракции 0,25—0,10 *мм* около 80—90%) весьма сходны с песками в низовьях современных равнинных рек — Волги, Дона, Северного Донца.

Об источниках сноса терригенного материала в ранневизейское время

Давно считается, что область сноса находилась на северо-западе, на Балтийском щите и прилегающих к нему районах.

Балтийский щит сложен разнообразными кристаллическими и глубокометаморфизованными породами. Центральная часть Балтийского щита на

всех палеогеографических и палеотектонических картах, начиная с докембрия, показывается как равнинная суша, область слабого поднятия.

В. Н. Тихий (1964) полагает, что к позднему девону горные хребты Норвежских каледонид были значительно эродированы, а на Кольской части щита была низменность, временами покрывавшаяся тонкозернистыми песчано-глинистыми осадками с наземной флорой [1]. Можно полагать, что остальная часть Балтийского щита имела малорасчлененную поверхность, покрытую различными элювиальными, пролювиальными и делювиальными отложениями. Эти отложения и подвергались дальнейшему разрушению и сносу.

Палеогеологическая карта территории, прилегающей непосредственно к Балтийскому щиту с востока, юго-востока и юга, очевидно, в основных чертах близка к современной. Как уже указывалось, с юга и востока щит был окружен додевонскими породами — балтийскими отложениями кембрия, возможно, ордовика и силура, позднее перекрытыми девонскими породами.

Средне- и верхнедевонские отложения, по данным В. Н. Тихого, занимали широкую полосу юго-восточной окраины Балтийского щита (до северных частей Ладожского и Онежского озер и до Архангельска).

На палеогеологической карте предвизейской поверхности (см. рис. 8), к западу от линии современного распространения угленосной толщи показаны площади, занятые в настоящее время терригенными и карбонатными осадками среднего и верхнего девона (по данным Р. Ф. Геккера, 1947 и по Геологической карте СССР, 1966 г. под редакцией Д. В. Наливкина).

По палеогеологической карте можно представить условия, в которых формировалась речная сеть и накапливались преимущественно континентальные терригенные толщи яснополянского надгоризонта. После ухода чернышинского моря, на поверхности громадной территории от Онежского озера до Заволжья обнажились карбонатные и глинистые толщи пород черепетского горизонта, а по западной периферии — подстилающие их упинские, малевские, озерско-хованские и лебедянские толщи.

Рельеф постепенно увеличивающейся прибрежной равнины был пологий, с общим уклоном на юго-восток и восток. В это же время или вслед за ним, усилились положительные движения в области Воронежского и главным образом Токмовского сводов. Это привело к расположению различных отложений, показанному на карте: в центре (Владимир — Горький — Тамбов) обнажены более древние данково-лебедянские отложения (верхнедевонские), на востоке и западе — более молодые — упинские и малевские (нижнетурнейские).

Таким образом, как уже отмечалось, на большой площади эрозией уничтожена толща чернышинских, упинских и малевских пород, общей мощностью до 100 *м*. Во время этого длительного размыва и формировалась описанная система палеорек. Все намеченные на карте палеореки текли по карбонатно-глинистым породам, которые не могли быть источником накопления в их долинах мощных толщ кварцевых песков. Источником такого терригенного материала могли быть песчаные толщи, имевшиеся в составе додевонских, а также средне- и верхнедевонских отложений, располагавшихся на северо-западной части Русской платформы около Балтийского щита и частично его покрывавшие [2]. Несмотря на ограниченность опубликованного материала (и известного мне) с точными данными механических и минералогических анализов, можно привести некоторую характеристику состава этих отложений и сравнить их с составом песков яснополянского надгоризонта.

[1] На палеогеографических картах позднего девона (Атлас..., 1960) этого не показано.
[2] О значении девонских пород для образования песчаных отложений нижнего карбона упоминал еще О. М. Аншелес (1927).

Какие же породы могли разрушаться и быть источником песчаного материала яснополянских отложений?

Начнем с самых древних пород, слагающих юго-восточную часть Балтийского щита. С. Г. Вишняков, произведя грубый подсчет по геологической карте Карелии, показал, «...что на этой территории наиболее распространенные группы горных пород занимают следующие площади: 1) кислые интрузии различного возраста — 56%, 2) основные и ультраосновные — 16%; 3) щелочные интрузии — 2,1%; 4) протерозойские образования, представленные главным образом метаморфизованными осадочными породами — 7,2%; 5) архейские образования, состоящие в основном из гнейсов, гранито-гнейсов, магматитов, амфиболитов, слюдистых сланцев — 18,6%» (Вишняков, 1958, стр. 16).

Архейские породы — беломорская гнейсово-сланцевая серия мощностью до 8 *км* состоит из параамфиболитов с пироксено-амфиболовыми прослоями, мраморами, кианитсодержащими и биотитовыми породами (Соколов, Галдобина, 1968).

Нижнепротерозойские породы представлены разнообразными метаморфизованными осадочными и осадочно-вулканогенными отложениями — слюдистыми, тальк-хлоритовыми, графитовыми, гранатовыми, кианитовыми, ставролитовыми сланцами и гнейсами, карбонатными породами, магнетитовыми кварцитами, конгломератами.

На Онежско-Ладожском перешейке, по данным М. Е. Вигдорчика, Д. И. Гарбара и др. (1968) в образованиях, относимых к архею — нижнему протерозою, гнейсы и гранитогнейсы составляют 30—40% мощности, амфиболиты — примерно 10—20%, и магматиты по слюдяным, амфиболо-биотитовым гнейсам и амфиболитам — 40 — 60%.

Средний протерозой (сариолийские, ятулийские и супсарские отложения), по В. А. Соколову и Л. П. Галдобиной, состоят из гранитных и полимиктовых конгломератов, аркозов, граувакковых песчаников, глинисто-песчаниковых и карбонатно-глинисто-песчаниковых толщ, основных эффузивов, шунгитовых пород, туфобрекчий, шаровых лав и пр. В основании ятулийских отложений залегает кора выветривания.

Верхний протерозой (иотнийская серия, по В. А. Соколову, Л. П. Галдобиной) представлен тремя свитами: шуйской, петрозаводской и шокшинской, которые сложены полимиктовыми конгломератами, полевошпатово-кварцевыми песчаниками, алевролитами, песчано-глинистыми сланцами, малиновыми и красными кварцито-песчаниками.

М. Е. Вигдорчик, Д. И. Гарбар и др. отмечают, что шокшинские песчаники отличаются от петрозаводских почти полным отсутствием полевых шпатов.

Вендский комплекс верхнего протерозоя в Онежско-Ладожском районе состоит из двух горизонтов. Гдовской горизонт — конгломераты, песчаники, алевролиты с прослоями глин и вулканических пеплов, гальки — глинистые сланцы и аргиллиты. Песчаники — грубо- и тонкозернистые с прослоями грубозернистых, кварцевые с единичными зернами сильно серицитизированных полевых шпатов. В алевролитах кварца до 80%, полевых шпатов до 15 %, слюды 5—10%. Мощностью горизонта до 90 *м*. Котлинский горизонт сложен главным образом глинистыми породами с прослоями песчаников. В песчаниках преобладает кварц, есть полевые шпаты, редко слюда, глауконит, апатит, барит. Мощность горизонта достигает 50 *м*.

Нижний кембрий — балтийская серия — представлен песчаниками и глинами, общей мощностью до 70 *м*. Мощность прослоев песчаников 5 — 7 *м*. Песчаники — мелкозернистые, алевролитовые, состоят из плохо окатанных несортированных зерен кварца (70 — 75%) с небольшой примесью полевых шпатов и слюды; встречаются зерна глауконита, циркона, барита, сидерита. Алевролитовая фракция глин состоит из угловато ока-

танных несортированных зерен кварца (46—53%), полевых шпатов (7—11%), есть лейкоксен, циркон, реже — барит, сидерит, глауконит.

Таким образом, в описанном разрезе, от среднего протерозоя до верхнего кембрия, имеются мощные песчаные толщи, преимущественно мелкозернистые, кварцевые, которые могли в той или иной мере обнажаться в преддевонское время и служить источником сноса при формировании девонских отложений.

Судя по палеогеографической карте раннего кембрия (Атлас..., 1960, 1964), границы балтийских отложений на Балтийском щите проходили от г. Хельсинки, севернее Ладожского и Онежского озер, на восточное окончание Кольского полуострова. Несомненно, снос происходил и с более северо-западных районов Балтийского щита. В средне- и позднедевонское время, очевидно, при более активном поднятии северо-западных частей щита и прогибании прилегающих с юго-запада территорий, начался снос подготовленного дезинтегрированного материала, уже, возможно, подвергавшегося более или менее длительному местному переносу. Этот материал вместе с продуктами разрушения балтийских и нижележащих отложений и являлся «материнской породой» для девонских отложений.

Девонские отложения на палеогеологической карте довизейской поверхности (см. рис. 8) показаны на западе платформы и состоят из двух преимущественно песчаных толщ и промежуточной — карбонатной.

Песчаная толща D_2 — нижняя песчаниковая толща — по Р. Ф. Геккеру (1941), включает (снизу) пярновские, наровские, лужские и ордежские слои и соответствует старооскольским слоям Воронежской и других областей. Толща в основном состоит из мелкозернистых, красноцветных рыхлых кварцевых песчаников. Встречаются небольшие прослои конгломератов и плохо сортированных грубозернистых песчаников с гальками кварца и гранита, иногда — линзы белого кварцевого песка. В толще имеются также прослои доломитизированных песчанистых мергелей, известняковых глин и доломитов.

По Р. Ф. Геккеру, образование толщи происходило большей частью в пустынных условиях, в результате деятельности временных потоков, рек и ветра. В основании толщи он описывает лагуны, заполненные дельтовыми отложениями и барханными песками. В нижнюю песчаную толщу включаются подснетогорские перемытые коптипентальные пески мощностью до 6 *м*, относящиеся уже к верхнему девону. В современном плане нижняя песчаная толща занимает полосу шириной к северу от Пскова до 100 *км* и сильно суживающуюся к Ленинграду.

Над нижней песчаной толщей залегает известняково-доломитово-мергельно-глинистая толща, включающая (снизу) снетогорские, псковские, чудовские, шелонские, свинордские, ильменские и бурегские слои, общей мощностью до 100 *м*. В современном плане известняковая толща протягивается также суживающейся полосой от Пскова на северо-восток южнее Ленинграда.

Выше известняковой толщи, в районе Старой Руссы, залегает верхняя пестроцветная толща. Р. Ф. Геккер считает, что эта толща представляет в своей основе отложения девонского континента, его текучих вод и водоемов; реже встречаются лагунные отложения. Толща сложена пестроцветными песками, песчаниками и глинами. Пески — мелкозернистые, крупные обломки редки и только местного происхождения. В толщу включаются (снизу): смотинско-ловатская, чимаевская и биловская серии, представленные местами карбонатными осадками. К северо-востоку все карбонатные отложения, включая и известняковую толщу, постепенно фациально выклиниваются и сменяются песчаными отложениями. Мощность толщи достигает 200 *м*. Пестроцветная толща в нижней части соответствует петинским, воронежским, евлановским и ливенским слоям верхней части франского яруса на юге Московской синеклизы. Верхняя часть

сопоставляется с задонскими, елецкими и данково-лебедянскими слоями фаменского яруса.

Новые данные о девонских отложениях западных областей и сводка материалов ряда исследователей изложены в работе В. М. Куршса и А. В. Стинкуле (1970 г.). Не останавливаясь на интересных палеогеографических построениях авторов, приведем некоторые данные о минеральном составе пород. Установлено, что комплекс акцессорных минералов в различных слоях — свитах отличается один от другого. В среднедевонских песчаниках сравнительно много граната (до 40%) и апатита (до 20%), количество которых в нижней части верхнего девона убывает, но увеличивается роль циркона (до 50—60%), турмалина (до 20%), ставролита, рутила и других весьма устойчивых минералов. Это объясняется несколькими причинами: 1) многократным перемывом осадков, 2) частичным растворением зерен при выветривании, 3) постепенным вскрытием в области сноса более глубоких горизонтов архейских пород, богатых типичными метаморфическими минералами (дистен, ставролит) и др. Уменьшение или увеличение ряда акцессорных минералов происходит скачкообразно на границе седиментационных ритмов, что позволяет использовать эти признаки для корреляции разрезов. Одной из причин, вызывавших изменения минерального состава, может быть различная интенсивность приноса материала с Балтийского щита и Белорусского выступа кристаллического фундамента.

Отмечается также значение различных условий накопления осадков. Увеличение количества циркона и рутила связано с пляжевой зоной, где существовали приливно-отливные течения. Высокое содержание граната в тяжелой фракции гауйских слоев объясняется аллювиально-дельтовыми условиями. При анализе изменения содержания граната и апатита необходимо учитывать их устойчивость к выветриванию. Апатит обладает невысокой устойчивостью к механическому и химическому выветриванию в материнских породах, а также при переносе и отложении. Гранат устойчив к механическому разрушению, но неустойчив в условиях химического выветривания. Существенно отличается устойчивость различных разновидностей граната (Коссовская, 1962).

По данным М. Е. Вигдорчика, Д. И. Гарбара и др. (1968), в более северных районах, на р. Свирь, песчаные и алевритовые породы составляют значительную часть разреза франского яруса, залегающего на балтийских отложениях. Мощность яруса до 300 *м*. Гранулометрическая и минералогическая характеристика пород разных горизонтов приводится в табл. 6.

Авторы отмечают значительное содержание неустойчивых минералов — роговой обманки (11—19%) и эпидота (16—28%) в нижней части песчаных толщ пвентойского и саргаевского горизонтов, что свидетельствует о приносе нового материала в начале нового цикла седиментации.

На Онежском озере, на Андомской горе, обнажается пестроцветная, преимущественно мелко- и тонкозернистая песчаная толща мощностью более 150 *м*, которая, по данным В. С. Кофмана (1968а), относится к швентойско-саргаевскому, семилукско-бурегскому и нижне-воронежскому горизонтам.

В. П. Бархатова (1940, 1941), характеризуя песчаные фракции верхнедевонских отложений из Няндомской скважины и района Вытегры, приводит примерно такие же данные: состав преимущественно кварцевый, содержание полевых шпатов до 10, реже до 20%, слюды до 10%. В тяжелой фракции после рудных минералов преобладает циркон. В Няндомской скважине отмечено очень немного граната и турмалина.

По приведенным выше материалам, нельзя, к сожалению, подробно сравнивать минералогические характеристики песчаных верхнедевонских нижележащих толщ. Можно отметить лишь общий, преимущественно кварцевый и мелкозернистый состав, присутствие (не всегда) полевых шпатов

Таблица 6

Минеральный состав (в %) отложений франского яруса (р. Свирь)
По данным М. Е. Виндорчика, Д. И. Гарбара и др., 1968.

	Швентойский горизонт	Саргаевский горизонт	Семилукско-бурегский горизонт	Нижневоронежский подгоризонт (нижняя толща)
Минералы	Конгломераты гравийные, пески, алевролиты, глина	Пески тонкозернистые алевролиты	Глина, алевролиты, прослои песков	Пески, песчаники, прослои алевролитов
Легкая фракция				
Кварц	Преобладает	Нет данных	70	Нет данных
Полевые шпаты	До 22		7—14	
Слюды	До 58		11—24	
Тяжелая фракция				
Рудные	63—75	27—92	67—75	До 94,8 (70 — среднее)
Циркон	10 (среднее)	до 36,8	8,8—17	0,9—22,7 (часто больше 10)
Рутил	0,2—3,6	0,0—4,5	0,4—2,9	0,2—5,0
Анатаз	До 5,8	0,0—17,7	0,3—5,7	?
Лейкоксен	До 13,7	0,8—29,6	4,3—6,0	0,0—15,9
Гранат	1 (среднее)	до 5,0	0,1—4,4	до 1,0
Турмалин	?	?	?	0,2—3,8

и слюды. Характерными чертами тяжелой фракции девонских песчаных отложений является большое содержание рудных минералов (в среднем 60—70%); значительное и устойчивое содержание циркона (около 10% и более), небольшое содержание граната (1—2%).

По палеогеологической карте докарбонового времени В. П. Бархатова показывает на Тимане несколько площадей — выходов докембрийских отложений. В составе этих отложений, по данным К. А. Львова (1963), имеются мощные толщи песчаников. Например, светлинская свита четласской серии верхнего протерозоя (абс. возраст 1275 — 1285 млн. лет) — светло-серые кварциты с подчиненным прослоем слюдистых сланцев и углистых филлитов, общей мощностью более 1500 *м*. Кварциты серицитовые, зерна кварца обладают хорошей окатанностью, иногда до идеальной окатанности эоловых песков. Наиболее распространенными акцессорными минералами являются циркон и турмалин (окатанные и слабо окатанные зерна); реже встречаются хорошо окатанные зерна эпидота, ставролита, граната, угловатые зернышки гематита; единичные зерна — хромиты, монациты, ильменорутилы, апатиты и др.

В южнотиманской серии (нижний кембрий)[1] также имеются песчаники. Например, нижняя джеджимская свита (брахиантиклиналь Джеджим-Парма в верхнем течении р. Вычегды), мощность до 1000 *м*, сложена разнозернистыми кварцитовидными аркозовыми песчаниками. Содержание кварца 70 — 80%, полевого шпата — 20 — 30%. Наиболее распространены: циркон, ильменит, барит и турмалин — обычно в виде окатанных зерен.

Интересный разбор вопросов об области сноса обломочного материала для накопления палеозойских отложений северо-западной окраины Под-

[1] К. А. Львов южнотиманскую серию сопоставляет с каратауской серией Западного Урала и относит условно к нижнему и частично среднему кембрию. В книге «Геологическое строение СССР», т. I. (1968), Ю. Р. Беккер относит джеджимскую свиту к верхнему протерозою.

московной синеклизы сделал С. Г. Вишняков (1958), который определил среднее содержание минералов в тяжелой и легкой фракциях в различных стратиграфических толщах (количество анализов и разброс данных не указаны) (табл. 7).

Из табл. 7 следует, что в нижнем карбоне по сравнению с девонскими отложениями резко увеличилось количество циркона и отчасти турмалина и резко уменьшилось количество граната. По данным М. Е. Вигдорчика и Д. И. Гарбара, количество граната в девонских отложениях меньше, чем по данным С. Г. Вишнякова — около 1% и не превышает 5%. С. Г. Вишняков отмечает, что в Тихвинском районе косая слоистость в песках нижнего карбона так же, как направление долин в девонских породах, показывает, что сток шел на юго-запад.

Таблица 7

Минеральный состав (в %) тяжелой и легкой фракций в палеозойских отложениях
(по С. Г. Вишнякову)

Минералы	Cm_1	S_1	D_2	D_3	C_1	C_2^V
Тяжелая фракция						
Циркон	18,0	55,2	19,0	28,2	48,0	25,9
Турмалин	1,0	29,3	2,0	20,5	21,0	6,8
Рутил	2,0	12,6	—	4,5	1,3	2,1
Дистен	3,0	—	3,0	9,5	10,53	1,1
Ставролит	—	—	5,0	6,5	11,2	0,7
Гранаты	45,0	1,0	13,0	10,0	1,0	25,4
Эпидот	3,0	—	12,0	—	0,1	2,9
Апатит	—	—	—	2,8	0,1	33,4
Роговая обманка	19,0	0,6	—	1,4	2,8	0,5
Зеленая слюда	—	0,1	—	14,0	5,6	—
Легкая фракция						
Кварц	60,1	95,7	79,8	84,1	94,9	65,4
Полевые шпаты	30,8	0,7	10,0	8,6	2,5	32,9
Мусковит	0,1	—	1,4	1,2	0,1	0,2
Выветрелые и другие минералы	9,0	9,6	7,8	6,1	2,5	1,5

Можно вполне присоединиться к мнению С. Г. Вишнякова о существовании равнинного рельефа суши в раннем карбоне. Отсутствие крупнообломочного материала во всем разрезе палеозоя говорит за то, что Балтийский щит не представлял собой горную страну. Малое поступление обломочного материала и наличие латеритной коры выветривания на докембрийских породах в среднем течении р. Онеги свидетельствует о пенепленизированном рельефе.

Однако имеются некоторые данные, указывающие на существование разных или появление новых источников сноса материала.

Так еще в 1946 г. А. Э. Ульмер выделил два типа песчаных отложений. Первый тип характеризуется почти полным отсутствием полевых шпатов. В тяжелой фракции присутствуют: циркон (60—70%), турмалин (10—15%), дистен (10—15%), ставролит (5—10%), рутил (5—10%), единичные зерна роговой обманки, граната, корунда и других минералов. Второй тип, помимо минералов, присущих первому типу, характеризуется увеличенным содержанием полевых шпатов (до 5—10%), роговой обманки (до 2—30%), граната (до 2—15%). Чаще встречаются цоизит, сфен, эпидот.

По материалам, приведенным А. Э. Ульмером, намечается приуроченность отложений второго типа к основанию песчаных толщ разных циклов.

А. Э. Ульмер считал, что территория Подмосковного бассейна является сложной терригенно-минералогической провинцией, имеющей две питающие области — кварцево-цирконовую и полевошпатово-роговообманковую. Однако он же отмечает, что «географическое положение питающих провинций в настоящее время остается неизвестным» (Ульмер, 1946, стр. 25) Если действительно пески второго типа приурочены к основаниям циклов, то намечается интересная закономерность, свидетельствующая о том, что после подъема в каждом цикле подвергались размыву не только площади, давшие материал для песков первого типа, но временно размывались и площади с другой ассоциацией минералов.

М. С. Швецов (1954), собрав и изучив все анализы песков яснополянского надгоризонта, установил, что в восточной части Русской платформы (от Кизела до Самарской Луки), весьма сходной с западной частью, в составе тяжелой фракции, наблюдается резкое сокращение или полное отсутствие дистена, ставролита и часто граната [1].

Отсутствие этих минералов, характерных для Фенноскандии, по мнению М. С. Швецова, свидетельствует о том, что главный принос материалов в восточном районе был с северо-востока — из Кизеловского района, и в небольших размерах с северной суши, где разрушались девонские кварциты (на карте распространения мощностей, приложенной к работе М. С. Швецова, «северная суша» отсутствует, а стрелки сноса показаны только к северо-востоку от р. Камы).

Таким образом, М. С. Швецов вновь поддерживает выводы Д. В. Наливкина и П. В. Васильева о сносе материала с северо-востока. Как уже указывалось выше, эта точка зрения позднейшими палеогеографическими построениями (Г. А. Смирнов, И. С. Свирищевский, Н. И. Марковский, И. В. Пахомов) была отвергнута.

Следует отметить, что до опубликования материалов М. С. Швецова, изучение распределения дистена в девонских и нижнекаменноугольных отложениях Русской платформы, проведенное В. П. Батуриным (1944), подтвердило наличие дистена в угленосных песках центральных областей, в Сызрани и Чистополе и отсутствие его в Туймазе и Краснокамске. В. П. Батурин сделал вывод, что «такое распределение дистена показывает, что в образовании отложений нижнего карбона востока Русской платформы и Урала Балтийский щит (кроме редко отмечаемых единичных зерен) не принимал участия» (Батурин, 1944, стр. 117).

В. А. Гроссгейм и Н. С. Окнова (1969) в результате изучения распространения дистена в осадках палеозоя Европейской части СССР установили, что в визейский и намюрский века устойчивые ореолы крупных концентраций дистена (до 5% и более тяжелой фракции) особенно велики в западной части бассейна. Они подтверждают, что к востоку количество дистена уменьшается, а в уральской части бассейна его нет. Авторы считают, что в палеозое было два главных источника дистена — Балтийский щит, который от кембрия до татарского века давал крупные скопления к югу и юго-востоку от щита, и Воронежский выступ, впервые проявившийся в живетский век и подвергавшийся размыву до конца каменноугольного периода.

Можно ли считать установленным снос дистена с какого-то участка Воронежского выступа на север, в Подмосковный бассейн? Остается неясным, почему же при этом даже на южное крыло Подмосковного бассейна (находившегося всего в 150—200 *км* от источника сноса) не поступали другие продукты разрушения метаморфизованных пород

[1] М. С. Швецов отмечает иногда низкое качество анализов и их неоднородность, что затрудняет уверенное сравнение и выводы.

Воронежского выступа и пески нижнего карбона южного и западного крыла не имеют существенных различий.

Н. И. Марковский (1965) отмечает, что в песках Рязано-Саратовской палеореки появляется полевой шпат, который, вероятно, принесен с южной окраины Воронежского свода. Намечается также уменьшение крупности зерна песков в юго-восточном направлении (от Усть-Бузулука к Арчеде).

В. В. Еремеев установил, что в верхней части угленосной толщи Кизеловского бассейна появляются полевые шпаты и неокатанные кристаллы циркона и турмалина. Однако ссылка его на то, что это связано с «размывом пород выступов кристаллического фундамента Русской платформы» (Еремеев, 1970, стр. 11) ничего не разъясняет, ибо таких «выступов» к западу от Кизела в предвизейское время не известно (пока?). На палеогеологической карте О. А. Щербакова к северу от Чердыни (около 200 *км* от Кизела) показан выступ протерозойских пород среди верхнетурнейских известняков, но мог ли он быть источником циркона и турмалина, сказать трудно. Это могло быть, если к тому же предполагать снос не только с запада, но и с севера.

В. В. Еремеев отметил присутствие в песках Кизеловского бассейна зерен мутного кварца, который, по данным Н. А. Михайловой (1964), не встречается в девонских песчаниках и нижележащих породах восточной части Русской платформы, а характерен для девонских песчаников Главного девонского поля. Это может служить подтверждением широкого разноса песчаного материала из западных районов платформы.

Приведенные выше сведения с возможной детальностью (по имеющимся данным) характеризуют минеральный состав пород различного возраста, которые могли разрушаться и давать материал сначала для образования песчаных толщ среднего и верхнего девона, а позднее, в предвизейский перерыв, уже вместе с девонскими породами быть источником для образования песков бобриковского и тульского горизонтов.

Как уже отмечалось, гранулометрический и минеральный состав песков бобриковского и тульского горизонтов на Русской платформе отличается однообразием и постоянством (за исключением самых восточных частей). Почти чистый кварцевый, преимущественно мелкозернистый состав песков свидетельствует о большой продолжительности периода разрушения материнских пород и длительности переноса осадков.

Учитывая, что в послечернышинское время на большой площади, к западу и северо-западу от границы осадконакопления обнажались песчаные девонские породы, можно полагать, что именно они и являлись главным поставщиком материала для нижнекарбоновых песков.

Областью сноса являлся, конечно, и Балтийский щит. Однако, это был снос не свежего материала только что разрушенных кристаллических и метаморфических пород. За длительный континентальный период, длившийся на щите в течение сотен миллионов лет (венд, кембрий, ордовик, силур, девон) поверхность щита подвергалась сильному физическому и химическому выветриванию; на ней была кора выветривания и другие континентальные отложения, прикрывающие коренные породы. Постепенный снос, отложение и неоднократное переотложение материала продолжались в течение длительного континентального периода, от послечернышинского до раннетульского времени. Продолжительность его, как было установлено ранее, достигала 10 млн лет. Это и привело в конечном счете к образованию однообразных осадков на большой территории.

В последние годы появились данные (Елина и др., 1970) о существовании для территории саратовского и волгоградского Поволжья источника сноса с юго-востока, из Прикаспийской впадины, однако положение и характер такой площади еще не установлены и наличие ее маловероятно.

ПАЛЕОРЕКИ В СРЕДНЕКАМЕННОУГОЛЬНОЕ ВРЕМЯ
(башкирское и московское)

Палеогеографическая обстановка на Русской платформе на границе верхний турне — визе и примерно через 30 млн лет на границе намюр — средний карбон имела много общих черт. Контуры суши и моря в малиновское (C_1) и краснополянское (C_2) время, отражающие обстановки конца послечерепетского и послепротвинского перерывов, весьма сходны. Как в том, так и в другом случае перерывы кончались не сразу, а как бы поэтапно. Коптинентальный режим и подъем территории сменялся опусканием, накоплепием главным образом терригепных пород, потом вновь происходил подъем местности и размыв, полный или частичный, как недавно отложенных осадков, так, местами, и нижележащих.

Таким образом, изучая предбобриковский или предверейский рельеф, мы по сути дела изучаем в каждом случае результирующую картину двух этапов, причем черты отдельных этапов, например, предчеремшанского и предверейского, не всегда могут быть познаны. Существенно различными были климатические условия. В раннем карбоне был влажный гумидный климат, при котором развивалась растительность и происходило торфонакопление. В среднем карбоне на большой части Русской платформы установился полуаридный или аридпый климат и во время континентального перерыва растительности на суше, очевидно, почти не было. Благоприятные условия для торфонакопления существовали в среднем карбоне в Донбассе.

Для предсреднекарбонового перерыва в нашем распоряжении нет таких подробных карт восстановленного палеорельефа, как для предбобриковского времени. Это объясняется, во-первых, несравненно меньшим количеством скважин, фиксирующих поверхность протвинских известняков, во-вторых, отсутствием (может быть, пока) практической значимости познания восстановленного предверейского палеорельефа. Для гидрогеологических целей обычно используют карты современного рельефа поверхности (а не подошвы) верейских отложений как водоупорного горизонта. Однако за последние два десятилетия накопился материал, позволяющий иметь более полное представление о роли палеорек в истории среднекаменноугольного осадконакопления.

ПОДМОСКОВНЫЙ БАССЕЙН

Предбашкирские (доазовские) палеодолины на южном крыле

В основании отложений среднего карбопа (московского яруса), как отмечалось, давно известпа красноцветная песчапо-глинистая толща, часть которой относилась к речным отложениям.

И. В. Хворова (1953) выделила в верейских отложениях пять толщ (снизу): нижнеазовскую, верхнеазовскую, шацкую, альютовскую, ордынскую. Потом (как уже указывалось при описании предмелекесско-предазовского перерыва) азовские толщи были отнесены к башкирскому ярусу, а шацкая, альютовская и ордынская толщи остались в верейском горизонте московского яруса.

На схематическом профиле от р. Цна на Можары — Рязань — Зарайск — Каширу — Серпухов — Верею — Можайск И. В. Хворова показывает размыв нижнекаменноугольных известняков и глубокие врезы — долины, в которых залегают азовские отложения па р. Цне, в районе Озер, Каширы и Серпухова.

Д. Н. Утехип (1960) описал интересный поперечный разрез погребенной доверейской долины, прослеженной от г. Пропска до района ст. Кораблино, почти на 40 *км*. Д. Н. Утехин назвал ее Пронской пале-

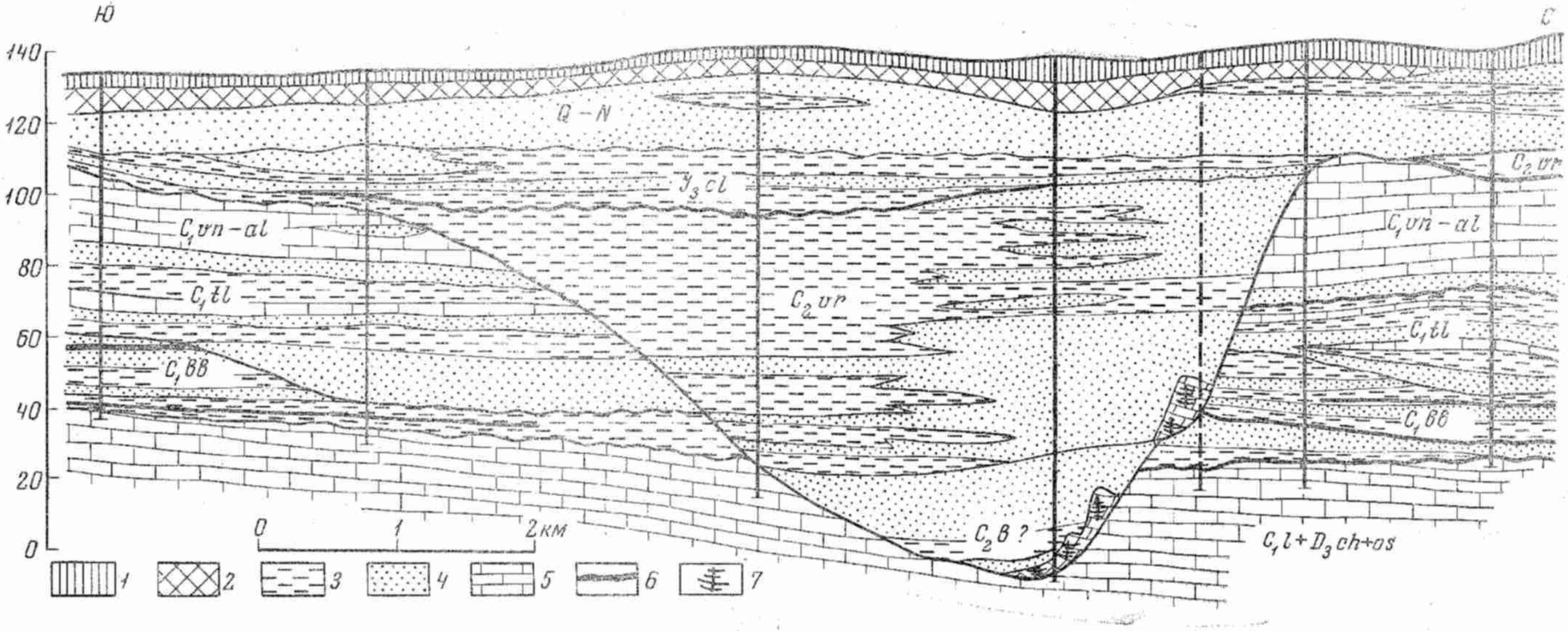


Рис. 29. Поперечный разрез погребенной доверейской долины в районе ст. Кораблино (по А. С. Ясновой — Утехин, 1960)

1 — покровный суглинок; *2* — морена днепровского оледенения; *3* — глина; *4* — песок и песчаник; *5* — известняк; *6* — уголь; *7* — погребенные оползни

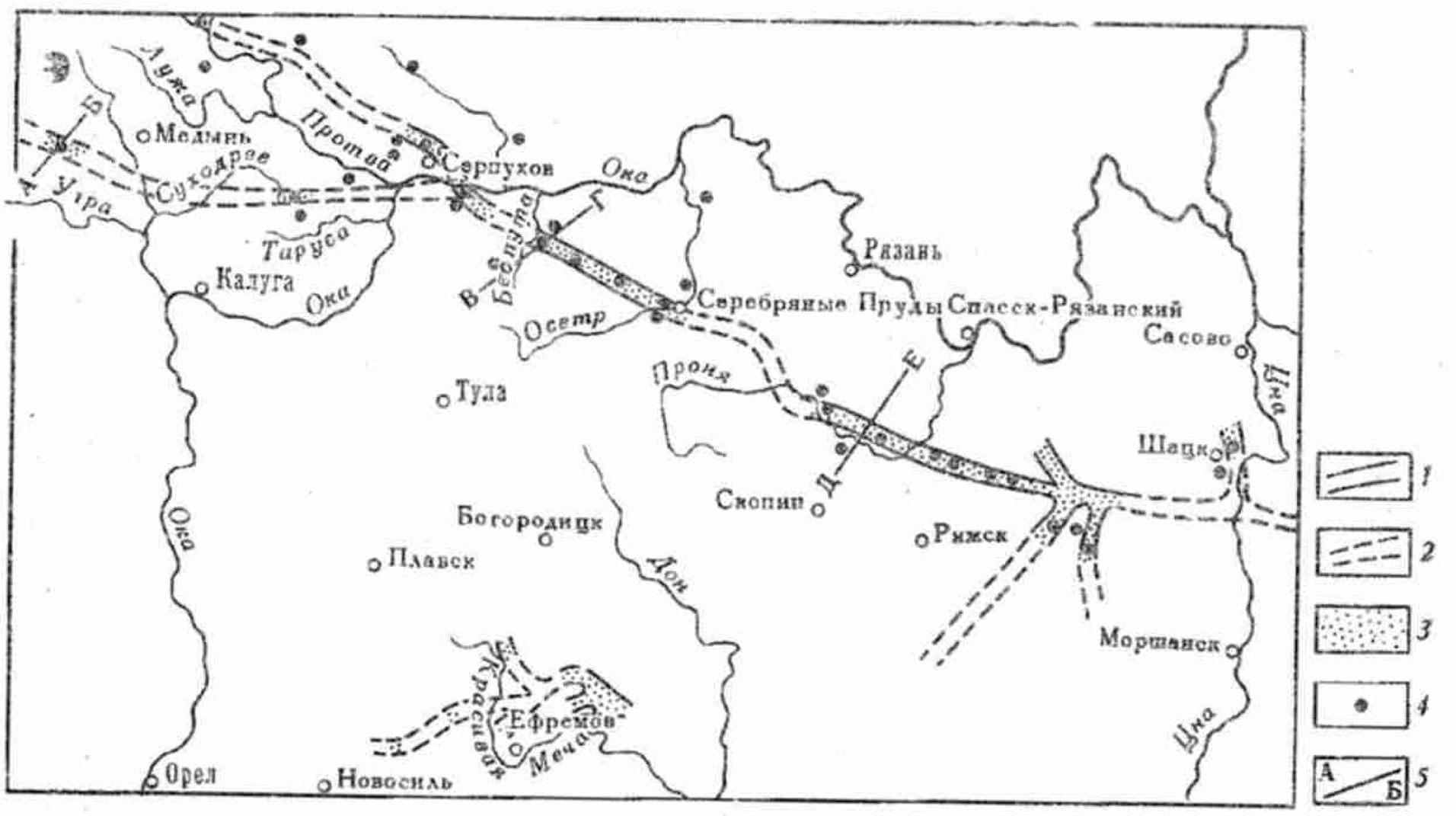


Рис. 30. Схематическая карта распространения терригенной азовской толщи (Шик, 1971)

1 — контуры доазовских эрозионных долин, установленные бурением; *2* — предполагаемое продолжение долин; *3* — область распространения азовской толщи (по данным бурения); *4* — буровые скважины; *5* — линия геологических профилей

одолиной и высказал предположение, что долина может быть прослежена на северо-запад к Кашире, Серпухову и далее. Глубина долины (от поверхности веневских слоев) достигает 100 *м*, а ширина (по бровке тех же слоев) — 6,5 *км* (рис. 29). Дно долины врезано в озерско-хованские слои. В песчано-глинистой толще, заполняющей долину, выделяются три пачки слоев — нижняя, главным образом песчаная, красноцветная (нижне- и верхнеазовские толщи, согласно И. В. Хворовой и Е. А. Ивановой), средняя — преимущественно глинистая, сероцветная, с растительными остатками (шацкая толща верейского горизонта) и верхняя — глинистая с прослоями мергелей и известняков с типичной верейской фауной. Таким образом, долина первоначально образовалась и существовала в предазовское время (первая половина башкирского века).

При детальной геологической съемке и бурении картировочных скважин, проводимых Геологическим управлением центральных районов, были получены очень интересные данные о строении и условиях залегания азовских и верейских отложений.

Е. М. Шик (1971) по своим наблюдениям и материалам Ф. И. Урусбиевой, М. С. Бердак, С. Н. Бабушкиной и др. установила контуры доазовской эрозионной долины (рис. 30) и привела разрезы через долину (рис. 31). Долина начинается двумя рукавами (с севера и с юга от г. Медынь), сходящимися у г. Серпухова; далее долина идет на Серебряные Пруды, Пронск, район Кораблина и к югу от г. Шацка. Общее протяжение долины (установленной и предполагаемой) с северо-запада на юго-восток достигает 425 *км*. Абсолютная высота (современная) ложа долины падает с + 145 *м* (у дер. Перепудово), до — 18 *м* (г. Пронск), что при расстоянии в 300 *км* даст 0,51 *м/км*.

Отметки дна долины в разрезе по р. Наре (рис. 32) около 0 *м* абс. высоты или ниже, но этот разрез находится немного севернее г. Серпухова и, казалось бы, в этом месте отметка должна быть выше.

Приведенные цифры относятся к современному высотному положению долины. Насколько эти соотношения высот соответствуют тому, что было в предазовское время, сказать трудно, ибо в последующие периоды происходили поднятия и опускания отдельных участков, по которым

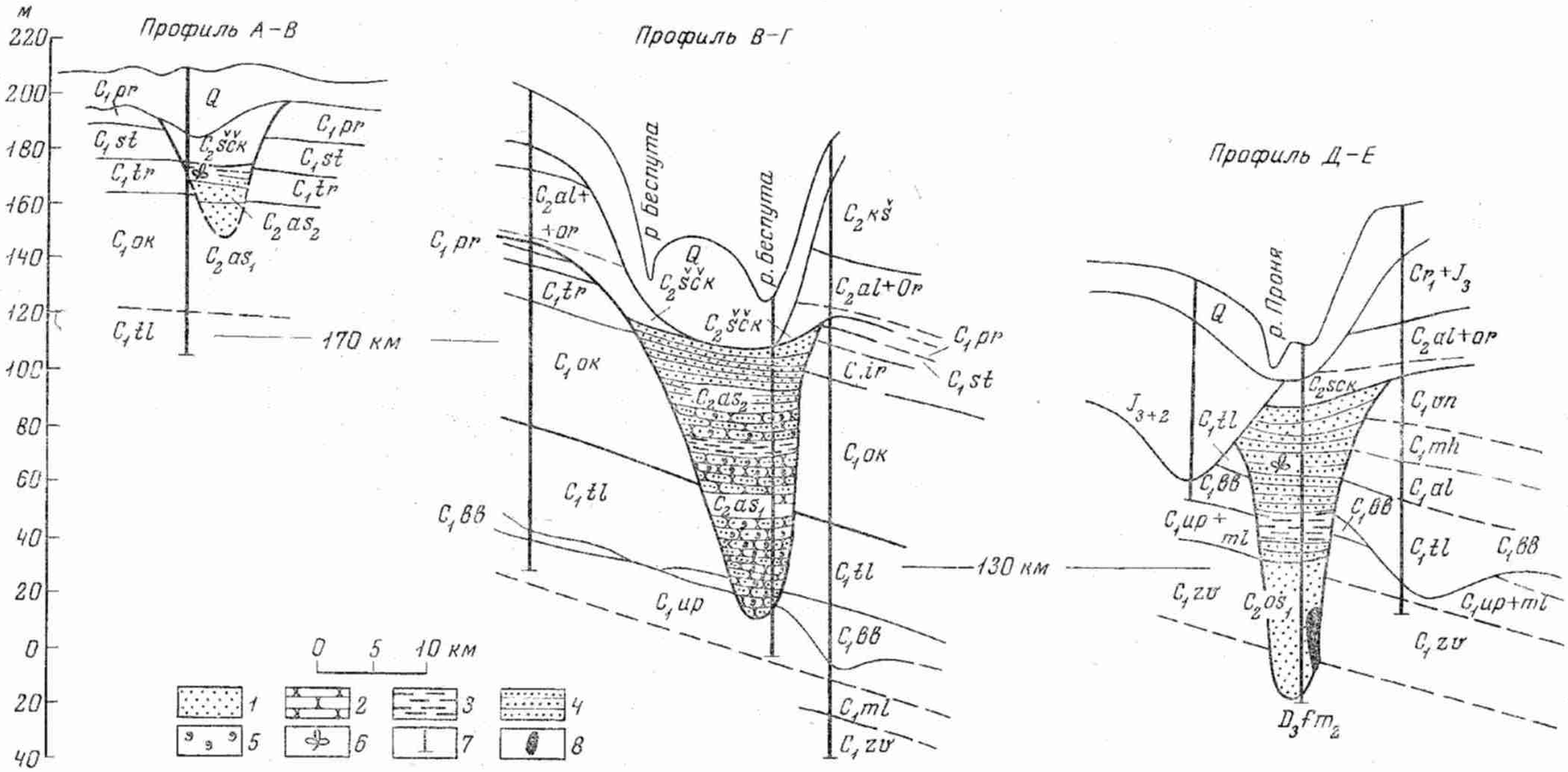


Рис. 31. Поперечные разрезы через различные участки доазовской долины (Шик, 1971)

1 — пески; *2* — песчаники; *3* — глины; *4* — переслаивание глин с песками и песчаниками; *5* — обуглившиеся растительные остатки; *6* — определимые растительные остатки; *7* — буровые скважины; *8* — древние оползни

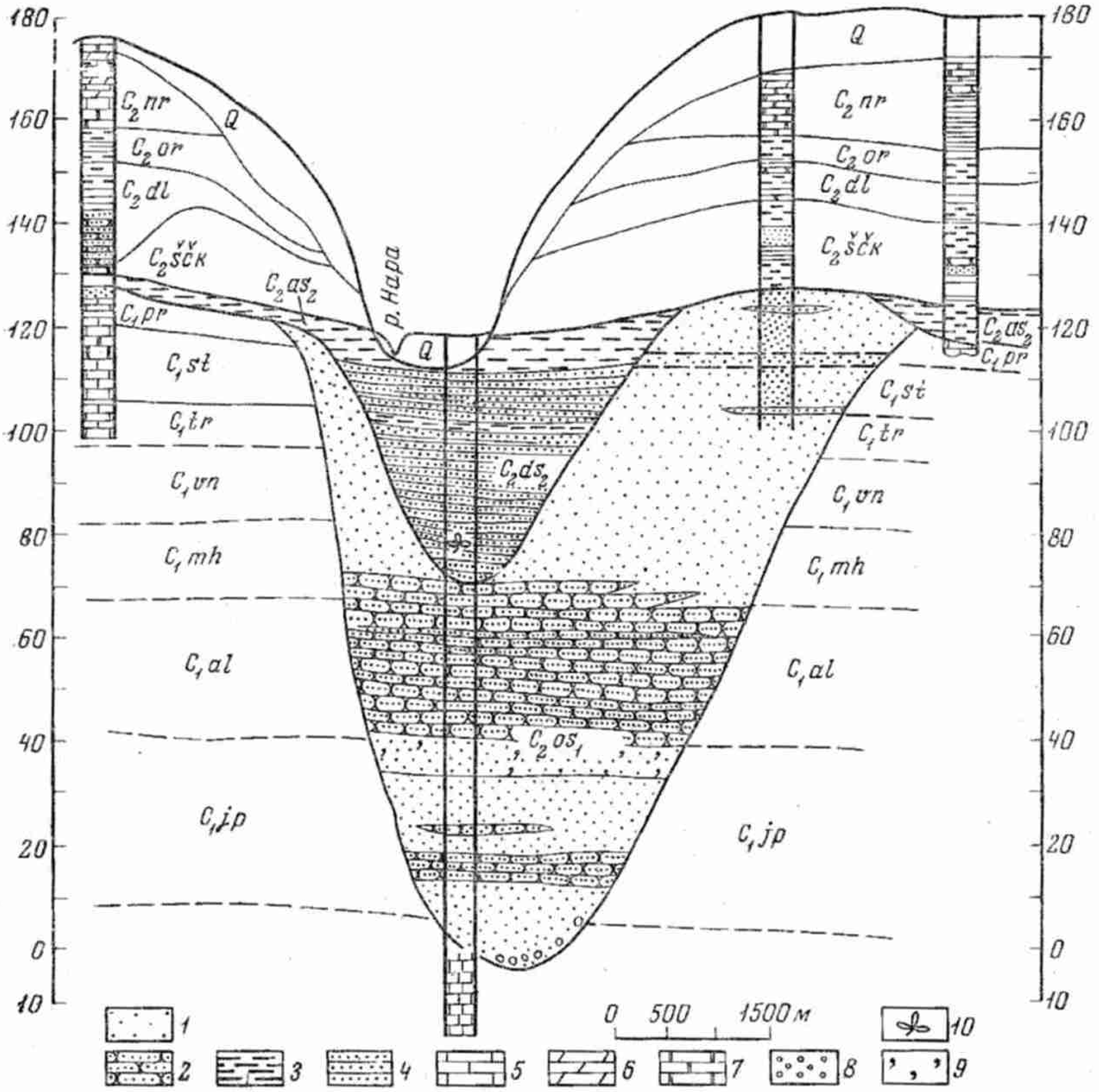


Рис. 32. Поперечный разрез доазовской долины у д. Рыбалово на р. Наре близ Серпухова, по Т. Ю. Жаке (Шик, 1971)

1 — пески; *2* — песчаники; *3* — глины; *4* — переслаивание глин с песками и песчаниками; *5* — известняки; *6* — мергели; *7* — доломиты; *8* — валуны, гальки; *9* — углистые включения; *10* — отпечатки флоры

проходит палеодолина. Однако общее падение ложа долины на юго-восток, несомненно, было. Это подтверждается данными глубины вреза долины в разных пунктах. В профиле у дер. Перепудово палеорека прорезала протвинские, стешевские, тарусские отложения и вошла в верхнюю часть окских, т. е. в веневские слои. У Серпухова, на р. Наре и у дер. Казаринова, на р. Беспуте прорезаны все веневские, михайловские, алексинские, тульские, бобриковские отложения вплоть до верхнеупинских известняков. Наконец, у г. Пронска и ст. Кораблино дно долины лежит еще ниже — прорезаны упинские, малевские, озерско-хованские (в прежнем объеме — около 30 *м*) и еще около 10 *м* верхнедевонских пород.

Таким образом, глубина вреза долины, считая от поверхности протвинских известняков, достигает — у дер. Перепудово 47 *м*, у Серпухова 128 *м*, у дер. Казариново 130 *м*. В разрезе у г. Пронска протвинские, стешевские и тарусские слои (общей мощностью около 30 *м*) отсутствуют. Как полагают М. С. Швецов и Т. Г. Сарычева (1927), все эти слои уничтожены в связи с тем, что этот район в предсреднекарбонское время испытал поднятие. Верейские отложения лежат на веневских слоях, с которых начался врез данной долины. Глубина вреза от поверхности веневских слоев достигает 80 *м*. Ширина долины (считая по бортам) соответственно: около 10 *км* (Перепудово, Серпухов), 15 *км* (Каза-

риново) и около 20 *км* (Пронск). В разрезе у Пронска видно, что одна скважина вскрыла большой предюрский размыв. Интересно отметить, что долины современных рек — Нары у Серпухова, Беспуты у Казаринова, Прони у Пронска — располагаются над погребенными участками доазовской долины. Причину такой унаследованности объяснить трудно — от времени образования доазовской долины и до выработки современных долин прошло около 250 млн лет. Допустить «случайность» в этих примерах тоже нельзя, тем более, что есть еще ряд подобных фактов, на которые указывал М. С. Швецов и другие исследователи.

В разрезе по р. Наре у Серпухова (см. рис. 32) хорошо видно строение азовских отложений. Верхнеазовская толща залегает с размывом в том же русле, на нижнеазовской, а выше лежат верейские толщи, распространяющиеся за пределы долины.

К западу от г. Шацка и к востоку от г. Ряжска в основную палеодолину впадают боковые притоки (см. рис. 30). Особенно интересно изображение Е. М. Шик небольших долин доазовского времени к северу от г. Ефремова. Если определение азовского возраста отложений у г. Ефремова сделано правильно и бесспорно, то граница распространения среднего карбона отодвигается южнее, чем ранее предполагалось, и вырисовывается широкая речная система. В этой связи следует отметить, что А. М. Блох еще в 1956 г. описал южнее г. Скопина карбонатные слои каширского горизонта, лежащие непосредственно на угленосных отложениях нижнего карбона. А. М. Блох отмечал, что верейские отложения в районе Пронска залегают с глубоким размывом. При сравнении трассы доазовской долины, которую можно назвать Раннемосковской палео-Окой, с Равневизейской палео-Окой выявляется совпадение общего направления обеих палеодолин.

Д. Н. Утехин в разрезе Пронской палеодолины у ст. Кораблино на ее склоне показывает установленные бурением погребенные оползни. Такие же древние оползни отмечает Е. М. Шик в разрезе у г. Пронска. Эти факты интересны для характеристики физико-географических условий и процессов в палеодолинах в начале московского времени. Распространенность и масштаб этого явления остаются пока неизвестными. М. С. Швецов (1925) впервые систематизировал материалы о различных нарушениях в залегании пластов каменноугольных отложений в Калужской и Тульской областях. Зафиксированы резкие смещения с амплитудой до 20 *м* слоев известняка и сланцеватых глин серпуховского яруса, красноцветных песчаных толщ и слоев известняка и мергеля московского яруса.

При объяснении причин смещений, встречающихся далеко от современных долин, М. С. Швецов справедливо отвергает тектонический фактор и придает небольшое значение карсту. Основной причиной он считает давление материкового льда во времени оледенения и оползни в палеоледниковое время. Многие из пунктов, где выявлены смещения, расположены в районах, прилегающих (как теперь выясняется) к трассе доазовской и доверейской палеодолин.

В настоящее время можно поставить вопрос о том, что не являются ли некоторые смещения нижнекаменноугольных слоев результатом древних оползней в эти палеодолины в позднебашкирское и верейское время.

Может быть, последующие исследования уточнят положение притоков Раннемосковской палео-Оки и их связь с нарушением залегания нижнекарбоновых пород.

Предмосковские (доверейские) палеодолины

Песчаные отложения верейского горизонта в ряде случаев имеют аллювиальный генезис. Данных о системе палеорек в предверейское и ранневерейское время пока еще очень мало. В приведенных выше разре-

зах башкирских палеодолин показано, что верейские отложения лежат в тех же долинах с размывом на азовских, т. е. и здесь намечается унаследованность в расположении речных систем.

Признаки речной деятельности на северо-западном крыле

Несомненно, что речные долины во время предбашкирского и предверейского перерывов существовали и в других местах, кроме южного крыла Подмосковного бассейна. Однако они еще не попали в поле зрения геологов. В. Г. Хименков (1927), анализируя все материалы по строению красноцветных отложений в основании московского яруса на северо-западном крыле Подмосковного бассейна, ни разу прямо не указывает на наличие долин или русловых отложений, хотя говорит о размыве материка текучими водами и пр.

С. Г. Вишняков (1934, 1954) неоднократно писал о размыве территории северо-западного крыла в предверейское время, о переносе обломочного материала, но конкретных разрезов отложений, связанных с речной деятельностью, не указывает. Он пишет: «Можно не сомневаться, что при дальнейших исследованиях в пределах северо-западного крыла, на поверхности серпуховских известняков, будут обнаружены глубокие размывы...» (Вишняков, 1954, стр. 66).

ДОВЕРЕЙСКИЕ ПАЛЕОДОЛИНЫ НА ВОСТОКЕ РУССКОЙ ПЛАТФОРМЫ

Имеются данные о верейских палеореках на востоке Русской платформы. М. М. Грачевский, Ю. М. Берлин и др. (1969) отмечают, что на юго-востоке платформы терригенные отложения среднего карбона относятся к мелекесскому и верейскому горизонтам.

Мощность терригенных образований мелекесского горизонта постепенно уменьшается с юга на север и северо-восток (к северной части Куйбышевской области и районам Татарии и Башкирии), а редкие известняковые прослои сближаются друг с другом. Верейский горизонт здесь также имеет наименьшую мощность (40—50 *м*), увеличивается значение карбонатных пород.

Интересный разрез верейских русловых отложений вскрыт скважинами на Дерюжевской площади в северо-западной части Большекинельского вала (рис. 33). Ширина русла достигает 0,5 *км*, глубина вреза в башкирские карбонатные породы — 30—40 *м*. В разрезе видны два песчаных пласта — остатки русел разного возраста. Иногда верхний пласт с размывом лежит на нижнем, образуя единую толщу мощностью до 60 *м*. В нижней части песчаных линз материал более грубый, разнозернистый, в верхней — средне- и мелкозернистый, с прослоями алевролитов.

Такой же эрозионный врез в карбонатные породы башкирского яруса вскрыт скважинами на ряде других площадей.

На Южноелховской площади, по данным Ш. Ф. Юльметова (1965), мощность верейских отложений достигает 70 *м* и они залегают на размытой поверхности известняков намюрского яруса.

Анализ всех материалов позволил установить две палеореки к северо-востоку от Куйбышева, идущих в субмеридиональном направлении и заканчивающихся широкой дельтой (см. рис. 9).

В более южных районах, в Саратовской и Волгоградской областях, буровыми скважинами многократно выявлены ископаемые верейские русла, расположенные узкими полосами юго-восточного простирания. В центральной части Волгоградского Поволжья намечается наиболее широкое русло древней реки, бравшей начало на северо-западе Русской платформы. Вероятно, «территория Волгоградско-Саратовского Поволжья представляла собою в это время аккумулятивно-дельтовую рав-

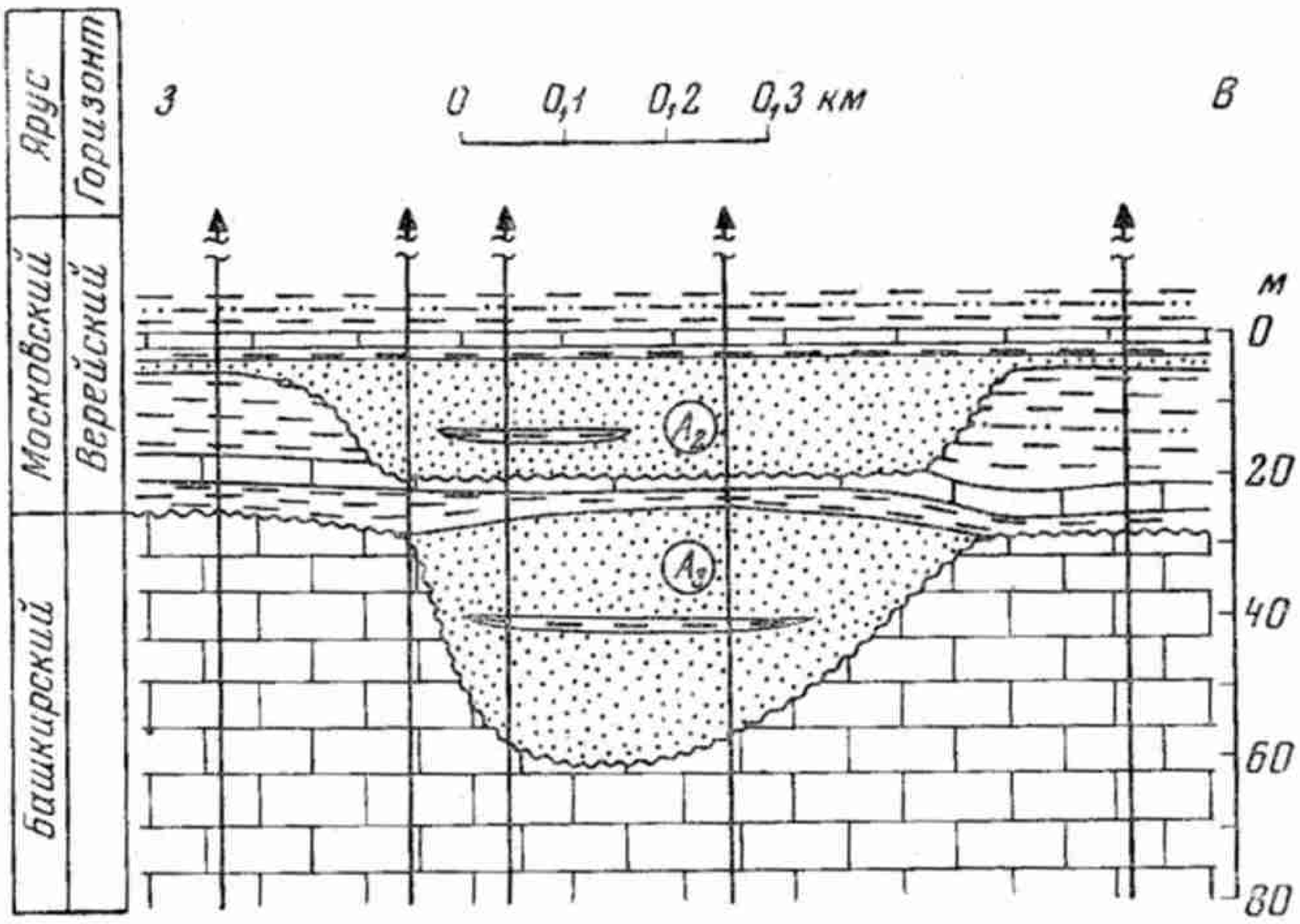


Рис. 33. Эрозионный врез нефтеносных песчаников A_3 и A_2 в верейском горизонте на Дерюжевском месторождении в западной части Большекинельского вала (Грачевский и др., 1969)

нину, на которой в многочисленных протоках отлагались песчаники» (Грачевский и др., 1969, стр. 160).

В. С. Выпемирский и В. А. Кротова (1963) отмечают увеличение роли речных фаций в верейских отложениях по сравнению с верхнебашкирскими. Во многих разрезах верейского горизонта выявляется до трех песчаных толщ.

ПАЛЕОРЕКИ КАШИРСКОГО И ПОДОЛЬСКОГО ВРЕМЕНИ

Речные отложения в каширском горизонте

В 1929 г. автором было опубликовано описание строения и распространения красных косослоистых песчаников и глин, обнаруженных в устье р. Смедвы и по р. Оке у погоста Ростиславля (к востоку от Каширы). Эта толща мощностью до 10 *м*, лежащая с размывом, с наклоном слойков в пределах северных румбов, позднее была выделена как верхняя ростиславльская пачка лопасненской толщи каширского горизонта (Хворова, 1953), а потом — как самостоятельная толща.

Отложения ростиславльской пачки являются дельтово-русловыми образованиями какой-то реки, протекавшей с юго-запада, контуры которой пока не установлены. Это последние следы приноса терригенного материала с суши в отложениях Московского моря, на южном крыле Подмосковного бассейна. Выше по стратиграфической колонке терригенные красноцветные отложения появляются уже в пермском периоде.

На востоке, в районе Жигулей, по данным В. Н. Тихого (1947), в нижней части каширского горизонта имеются линзы песчаников, приуроченных к депрессиям древнего рельефа размытой поверхности верхневизейских и нижнекаширских слоев.

Речные отложения в подольском горизонте

М. М. Грачевский, Ю. М. Берлин и др. (1969) на Арчединской площади Волгоградского Поволжья описали песчаные толщи — палеорусла в подольском горизонте (рис. 34). Ширина вреза достигает 4 *км* и более; глубина до 20 *м*. Здесь также выявлены две песчаные толщи, свидетельствующие о существовании суши и палеорск длительное время.

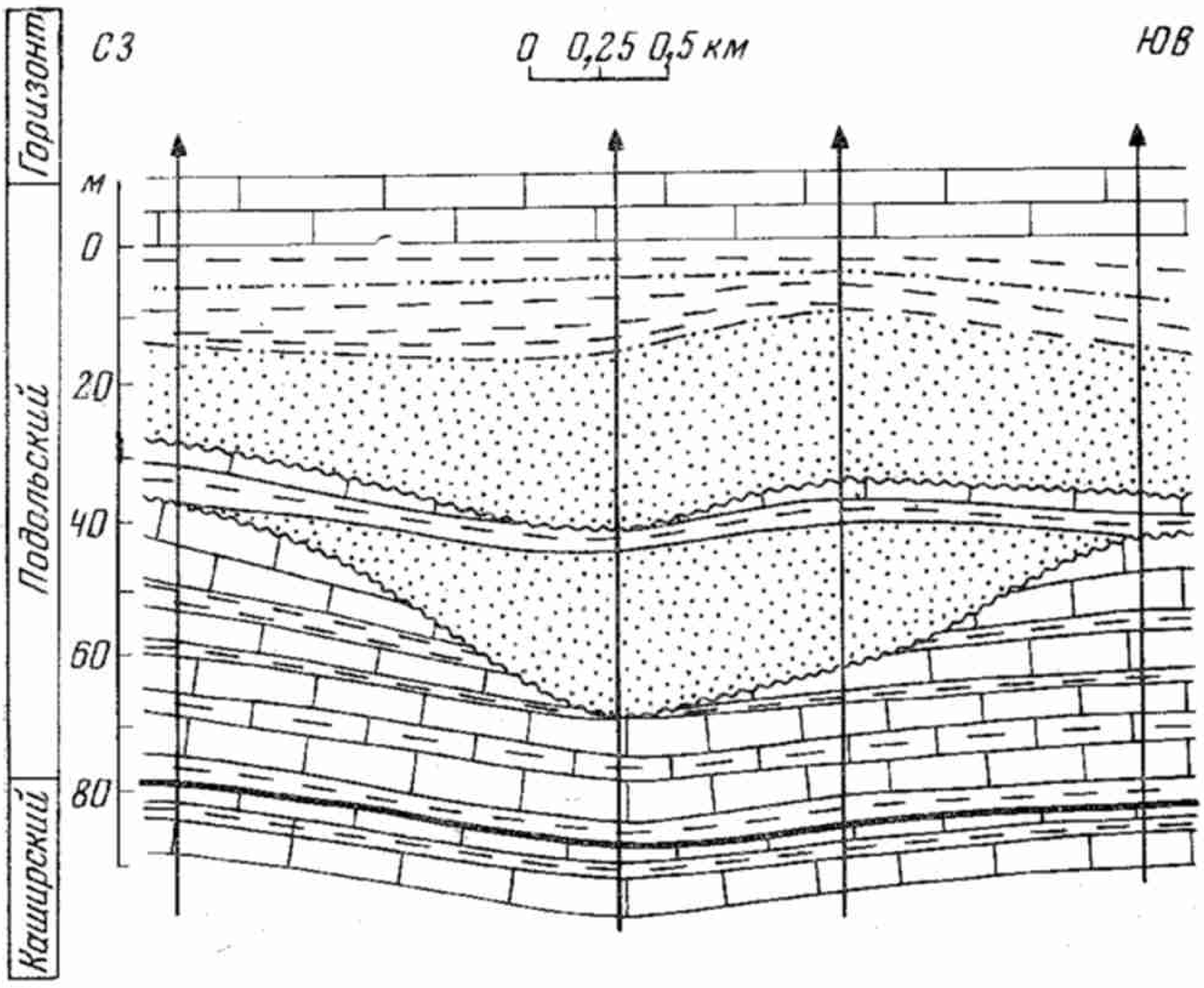


Рис. 34. Эрозионный врез в подольском горизонте на Арчедино-Паникской площади (Грачевский и др., 1969)

Следует вспомнить, что в Московской синеклизе континентальных отложений в подольском горизонте не обнаружено, и, следовательно, снос терригенного материала в Поволжье происходил не с запада на восток платформы, а из более северных районов. Возможно, местами на поднятиях суша существовала дольше, чем в более западных районах.

ДОНЕЦКИЙ БАССЕЙН

Детальное изучение угленосных отложений среднего карбона, проведенное Ю. А. Жемчужниковым, В. С. Яблоковым, Л. Н. Ботвинкиной, П. П. Тимофеевым, А. П. Феофиловой и др. (1959, 1960; Аллювиальные отложения..., 1954; Ботвинкина и др., 1956) показало большое значение речных отложений в строении различных свит. В Донбассе, находившемся в совершенно иных, чем Подмосковный бассейн, палеогеографических и тектонических условиях, такого большого перерыва между нижним и средним карбоном не было.

К отложениям башкирского яруса в Донбассе относятся свиты C_2^1, C_2^2, C_2^3, C_2^4, а к московскому ярусу C_2^5, C_2^6, C_2^7. В зависимости от фактического материала (обнажения, квершлаги шахт, буровые скважины) нами наиболее изучены свиты C_2^5, C_2^6, C_2^7, а по остальным сделаны многочисленные наблюдения и некоторые обобщения. Для каждого цикла I порядка (мощность около 10—15 *м*) составлены две палеогеографические карты: для конца регрессивной части цикла (подугольной) и конца трансгрессивной части цикла. Таким образом, каждая карта отражает условия очень короткого интервала — примерно, около 20 тыс. лет. Всего было составлено около 150 палеогеографических карт. На наиболее многочисленных и подробных палеогеографических картах регрессивных частей циклов свит C_2^5 и C_2^6 хорошо видно постоянное присутствие (повторение по разрезу) аллювиальных отложений в различных частях изученной площади (от Добропольского и Красноармейского районов на западе до г. Шахты и устья р. Северный Донец и р. Дон на востоке). Выделяются несколько направлений палеорусел (рис. 35 и 36).

Первое и основное — широтное, от Красноармейского района на восток к Горловке и далее. Это — западная система рек. Иногда намечается

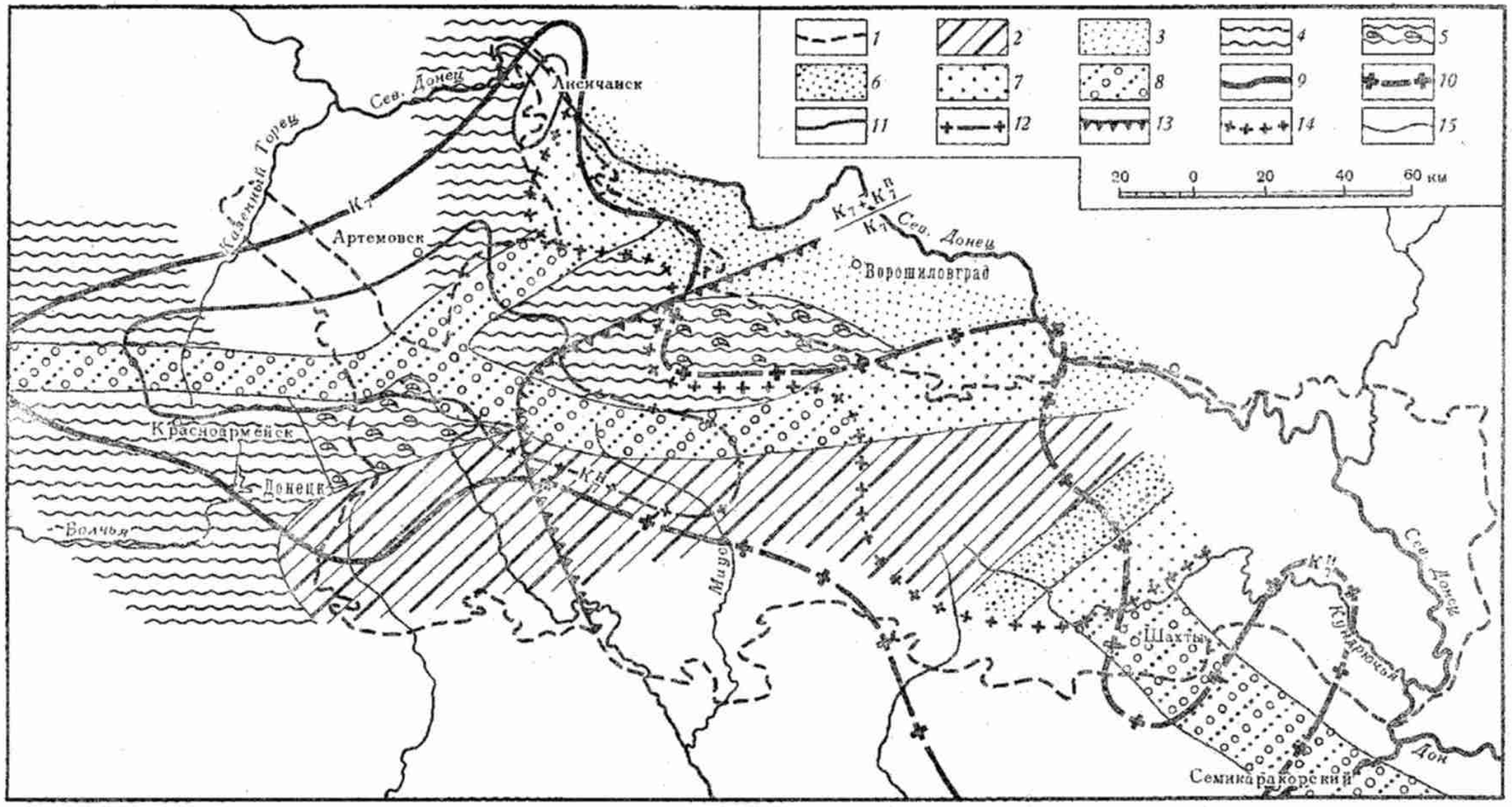


Рис. 35. Палеогеографическая карта регрессивной части цикла $к_7^н$ Донбасс. Свита $С_2^5$ (Жемчужников и др., 1959)

1 — граница открытой части Донбасса; *2* — фация чередования песчано-алевритовых осадков зоны волнений прибрежной части моря — МВ; *3* — фация песчаных осадков зоны морских течений — МП; *4* — фация песчано-алевритовых осадков зоны волновой ряби заливно-лагунного побережья — ПВ; *5* — генетический тип алевролита мелкозернистого или аргиллита с волнистой неправильной слоистостью из фации ПВ (характерен для условий заливов); *6* — фация песчаных осадков пересыпей, кос и баров — ПП; *7* — фация песчаных выносов рек (подводная часть дельты) — ПР; *8* — фация песчаных осадков русла — АР; *9* — граница распространения угольного пласта $к_7$; *10* — граница распространения угольного пласта $к_7^н$ нижнего отщепившегося цикла; *11* — граница распространения угольного пласта к рабочей мощности; *12* — граница распространения угольного пласта $к_7^н$ рабочей мощности нижнего отщепившегося цикла; *13* — граница отчетливого регионального расщепления цикла; *14* — положение береговой линии; *15* — граница фаций

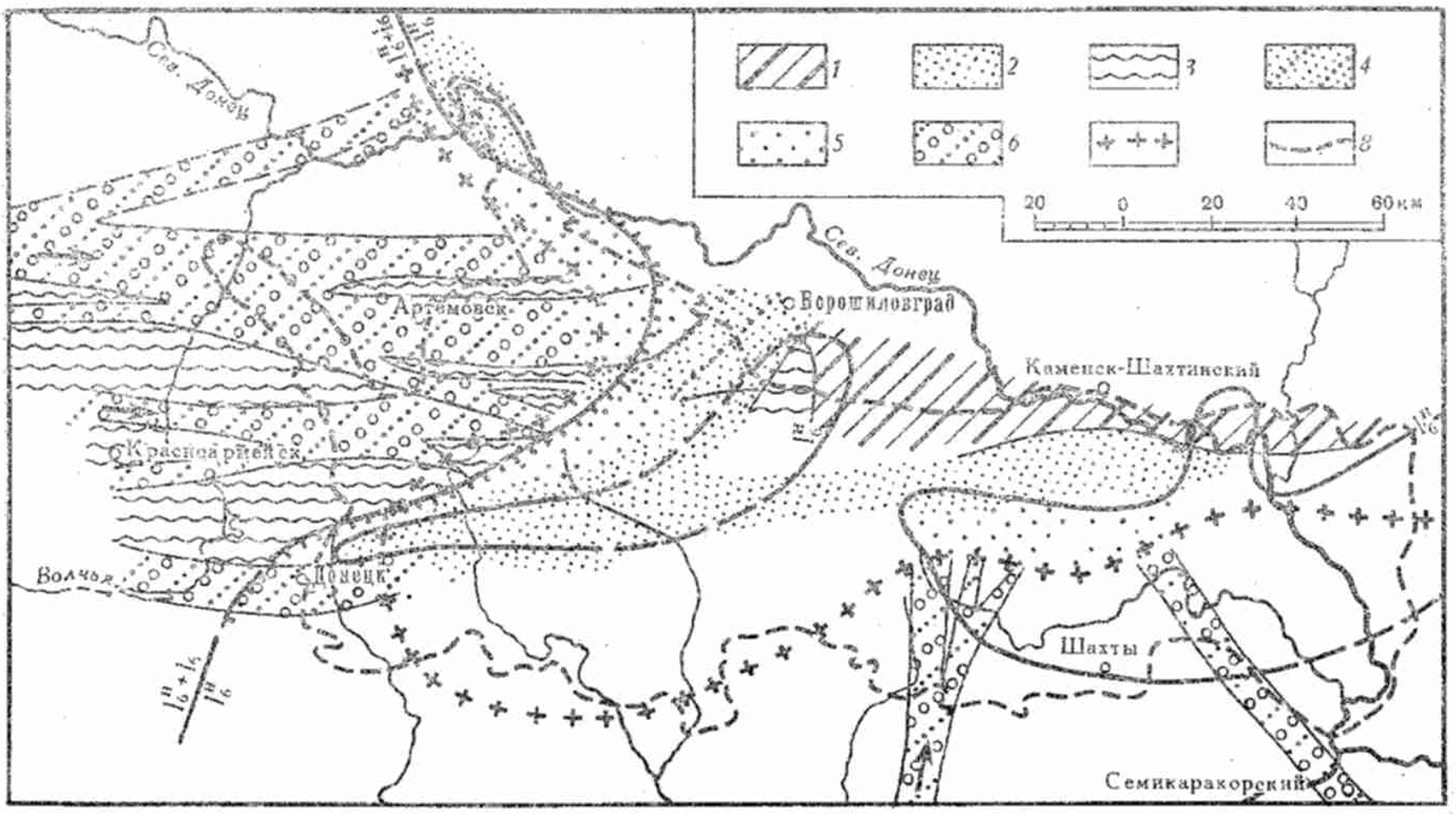


Рис. 36. Палеогеографическая карта конца регрессивной части цикла $I_6^н$ — Z_6^I Донбасса. Свита C_2^6 (Жемчужников и др., 1959)

Фации: *1* — чередование песчано-алевритовых осадков зоны волнений прибрежной части моря, *2* — песчаных осадков зоны морских течений, *3* — песчано-алевритовых осадков зоны волновой ряби заливно-лагунного побережья, *4* — песчаных осадков пересыпей и кос, *5* — песчаных выносов рек, *6* — песчаных осадков русла; *7* — положение береговой линии; *8* — граница открытого Донбасса

второе, юго-западное, направление южнее Кураховки и Донецка. Наконец, устойчиво прослеживается третье направление — юго-восточное, в районе г. Шахты. Такие направления палеодолин имеются во всех свитах среднего карбона. В свите C_2^5 зафиксированная ширина долин, заполненных аллювиальными отложениями, наиболее часто определяется в 20—30 *км* (в современном тектоническом плане Донбасса). Однако нередко ширина сплошных аллювиальных толщ достигает 70—80 *км* (например, циклы $к_1$ — $К_1$, $к_3$, $к_5^н$, $К_5^в$ и др.), а в отдельных случаях она превышает 100 *км* (циклы $к_7{}^3$ — $К_9$, $к_7{}^4$), причем «внутри» выделяются более узкие полосы, где мощность аллювия превышает 20 и 30 *м*.

На палеогеографической карте цикла $к_7{}^4$ видно наиболее широкое распространение аллювия, покрывающего большую часть открытого Донбасса. Иногда западная и юго-западная системы сливаются вместе. Обычно западные долины более широкие и мощность отложений больше. Однако в цикле $к_7{}^3$ — $К_9$ ширина долин и мощность отложений южной палеореки в районе г. Шахты не уступает западной в районе Доброполье — Горловки.

В свите C_2^6 аллювиальных отложений вообще меньше, но все же они установлены в каждом цикле. Ширина зафиксированных долин уменьшается, но общий план их расположения остается таким же как и в других свитах.

Надо отметить, что большее или меньшее количество аллювиальных отложений в различных циклах I порядка зависит от положения данного цикла (части разреза свиты) на кривой циклов высшего порядка. Такая сложная, но вполне определенная зависимость подробно описана в наших коллективных работах по Донбассу и я сейчас на них не останавливаюсь.

В основании русловых отложений часто встречаются крупнозернистые песчаники и гравелиты — конгломераты. Гальки расположены беспорядочно или подчеркивают косую слоистость. Они состоят из сидерита, часто из плохо окатанных плоских обломков тонкослоистого

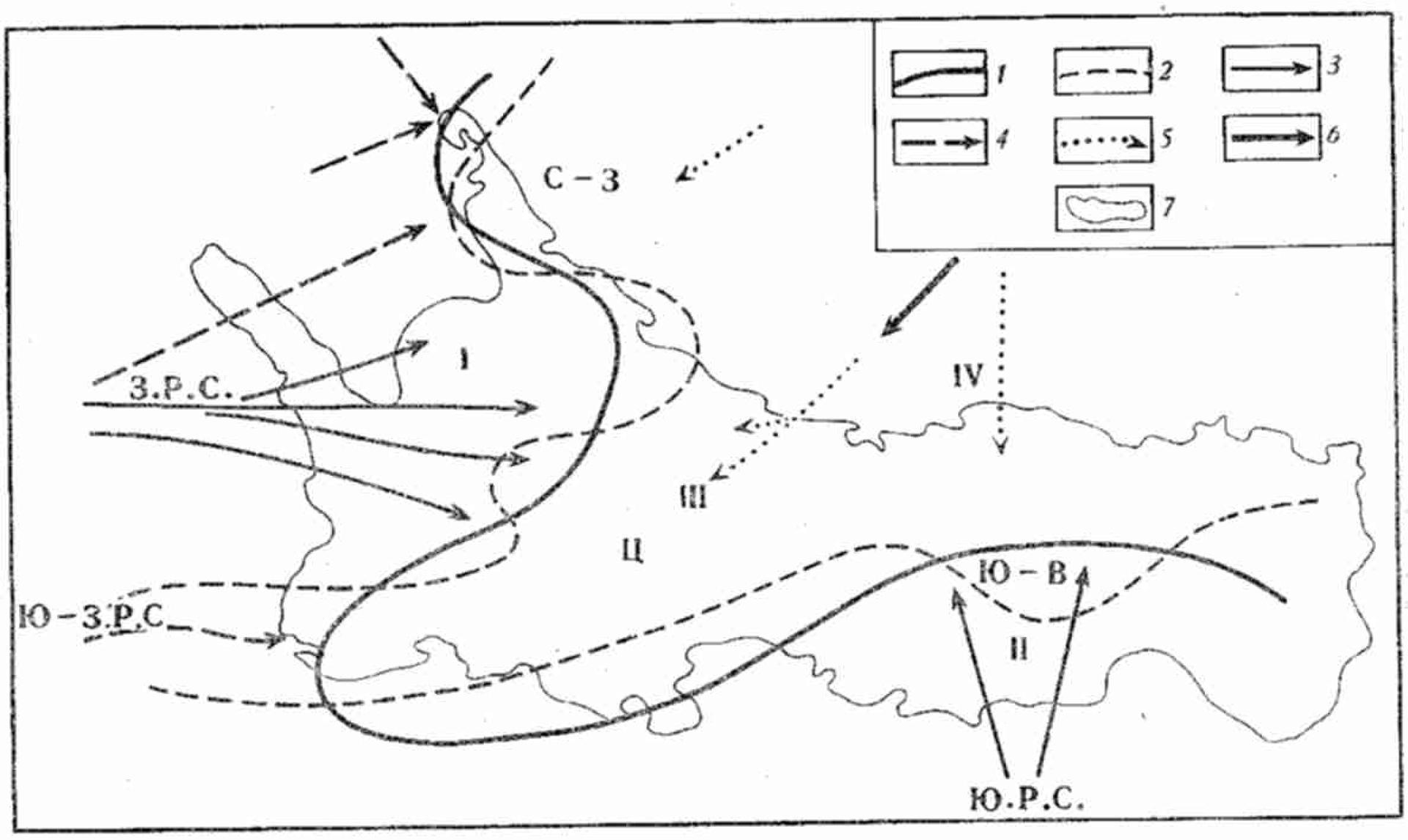


Рис. 37. Схема расположения основных элементов палеоландшафта во время накопления осадков свиты C_2^6 на территории современного Донецкого бассейна (Жемчужников и др., 1959)

1 — береговая линия; *2* — распространение известняка; *3* — направление речных долин; *4* — предполагаемое (возможное) направление речных долин; *5* — направление ингрессии моря на суше; *6* — основное направление морской трансгрессии; *7* — контур открытой части Донбасса. I — область устойчиво существовавшей суши на западе; II — область сильно мигрирующей суши на востоке; III — центральный залив; IV — область устойчиво существовавшей морской обстановки. «Языки» известняка: с.-з. — северо-западный; ц — центральный; ю.-в. — юго-восточный, з.р.с.— западная речная система; ю.-з.р.с.— юго-западная речная система; ю.р.с. — южная речная система

аргиллита и алевролита; размер от 2—3 до 10—15 *см*, редко до 0,5 *м*. Мощность отложений этого типа (тип АР-I) обычно 0,5—1,5, реже до 3—5 *м* (Аллювиальные отложения..., 1954; Ботвинкина, Жемчужников и др., 1956).

А. А. Якжин (1941) описал близкие по характеру конгломераты из свит C_2^2 в восточной части Донбасса (Нагольный Кряж), достигающие мощности 8 *м*.

По данным М. Т. Кучеренко (1964), в западных районах Донбасса (за пределами наших карт — к западу от Красноармейска) во всех свитах башкирского яруса ($C_2^1 — C_2^4$) неоднократно отмечается присутствие аллювиальных отложений и конусов выносов рек в различных частях разреза. В свите C_2^3, к западу от Доброполья, песчаники составляют до 56% мощности свит; мощность толщи песчаников 50 *м*, в нижней части свиты эта толща лежит над пластом угля h_4 и под известняком H_2. В верхней части свиты над пластом угля h_{10} известна толща песчаников мощностью 55—95 *м*. Для всех свит башкирского яруса отмечается увеличение роли морских отложений в восточном направлении. Область сноса терригенного материала находилась на юге и западе от территории Павлоградского района.

При наших работах в Донбассе Л. Н. Ботвинкиной для свиты C_2^6 была составлена схема расположения основных элементов ландшафта (рис. 37). На ней видно направление речных долин, трансгрессий и ингрессий моря. Можно считать, что этот общий план в основном характеризует палеогеографическую обстановку и других свит среднего карбона.

Кроме трех описанных направлений сноса терригенного материала, возможно, существовало еще четвертое — северо-западное, следы которого иногда отмечаются в Лисичанском районе.

Н. В. Логвиненко (1953) по составу тяжелой фракции выделил четыре терригенно-минеральные провинции, причем, первая провинция

отвечает намечающемуся у нас северо-западному источнику сноса, вторая — западному (а подпровинция ПА — юго-западному) и, наконец, третья провинция — южному источнику сноса. Н. В. Логвиненко выделяет и четвертую провинцию, которая находится на востоке, почти полностью за пределами изученной нами площади Донбасса и судить о ней трудно.

Где были истоки палеорек, многократно существовавших в среднем карбоне Донбасса? В башкирское время, судя по общей палеогеографической карте (Атлас..., 1960), западная и юго-западная речные системы стекали с суши Украинского щита, расположенного к юго-западу от линии Днепропетровск — Киев. Южные реки, возможно, брали начало с горной суши в районе Кавказа; северный край суши (не горной) на карте показан примерно в 50 *км* южнее Ростова-на-Дону. Протяженность рек центральных частей Донбасса определяется в 500—700 *км*.

На палеогеографической карте башкирского века (Атлас..., 1960) суши между Подмосковным бассейном и Донбассом не показано, но несомненно она существовала. Доказательством этого являются небольшие палеодолины азовского времени в районе г. Ефремова, показанные Е. М. Шик (1971). Расстояние между Ефремовым и северной окраиной Большого Донбасса около 300—400 *км*. Вероятно, Смоленско-Орловско-Воронежская суша могла быть источником терригенного материала, периодически встречающегося в отложениях башкирского и московского яруса в северной части Донбасса. Речная сеть, по которой поступал материал с севера, пока еще не вскрыта. Таким образом, существование различных источников сноса подтверждается как реконструкцией палеорек, так и минералогическим изучением отложений.

В строении мощных русловых отложений часто наблюдается «многоэтажность» — наложение песчаных толщ одной на другую. Палеогеографическими картами для отдельных циклов документально показано многократное унаследование расположения русел, несмотря на то, что они разделяются выдержанными пластами угля и морскими отложениями, в том числе часто также выдержанным пластом известняка с морской фауной.

Эта сложная картина перерывов, образования русловых отложений, широкого торфообразования, распространения вновь морских условий седиментации представляет большой интерес для детального палеогеографического анализа. Она отражает сложный циклический процесс образования мощных угленосных отложений в условиях геосинклинального режима.

ОБЩАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА ПАЛЕОРЕК НА РУССКОЙ ПЛАТФОРМЕ В РАННЕМОСКОВСКОЕ ВРЕМЯ

Как видно из изложенного выше, материалов для характеристики предверейских и верейских рек на Русской платформе меньше, чем материалов для предбобриковского перерыва. На востоке платформы многочисленные буровые скважины на нефть позволили получить интересные данные о строении верейских отложений. Много данных о существовании палеорек в башкирское и московское время имеется по Донбассу.

Основные черты палеорельефа в предверейское время и расположение речных систем

Характер доверейского палеорельефа в настоящее время может быть намечен лишь в общих чертах. Для детализации его необходима специальная обработка данных многочисленных буровых скважин, углубленных до нижнего карбона.

Общие же черты добобриковского и доверейского палеорельефа имеют много сходного. Исходя из имеющихся палеогеографических карт (Атлас..., 1960) и составленной автором палеогеологической карты доверейского времени (см. рис. 9), а также других материалов, можно сказать, что наибольшие отметки суши были на северо-западе, на Балтийском щите и в прилегающих районах. Суди по данным В. П. Бархатовой, несколько повышенной должна быть (как и в нижнем карбоне) большая площадь к юго-востоку от Архангельска, где обнажаются додевонские породы. Поднятия существовали в Тиманской полосе. На юго-западе повышенными участками были Украинский щит и Белорусский свод.

Интересно, что в центральных областях, судя по палеогеологической карте Л. М. Елиной и Д. К. Андреева, ранее существовало большое поднятие, в центре которого обнажались михайловские и даже алексинские слои нижнего карбона. Как уже отмечалось, его контуры на юге и соотношение с Воронежским сводом, неясны. На юге свода, по М. С. Швецову, предполагается существование двух выступов докембрийских пород. Очевидно, что в основных чертах палеорельеф был довольно ровный, сглаженный. Однако И. В. Хворова (Иванова, Хворова, 1955), описывая состав и условия залегания верейских отложений (включая и азовские толщи, ныне относимые к башкирскому ярусу — *В. Я.*) на южном и западном крыле Подмосковного бассейна, отмечала сильную расчлененность доазовского палеорельефа, с чем связаны и резкие фациальные изменения «верейских» отложений. Это подтверждается существованием глубоко врезанных палеодолин.

Известные в настоящее время палеореки верхнебашкирского и верейского времени и следы палеорек в каширском и подольском горизонтах нанесены на палеогеологическую карту доверейского времени (см. рис. 9).

1. Раннемосковская палео-Ока, идущая в широтном направлении, примерно там же, где несколько миллионов лет назад протекала Ранневизейская палео-Ока. Истоки ее намечаются на северо-западном крыле Подмосковного бассейна. Нижнее течение этой реки пока не выявлено, но, вероятно, и оно было связано с Рязанско-Саратовским прогибом.

2. Притоки предполагаемой Ефремовской палеореки, основное направление которой пока неясно.

3. Палеореки верейского времени, течения и устья которых установлены в Саратовско-Волгоградском Поволжье. Возможно, они были связаны с Раннемосковской палео-Окой.

4. Саратовская палеорека ранневерейского времени, намечаемая М. М. Грачевским и Ю. М. Берлиным (1971) к северо-востоку от Саратова, на той же площади, что и ранее существовавшая бобриковская палеорека.

5. Палеореки верейского времени, текшие почти меридионально, к югу от среднего течения Камы, и впадавшие в морской бассейн восточнее Куйбышева — Восточно-Куйбышевская система.

6. Небольшая река к юго-востоку от г. Каширы — палео-Смедна, более молодая, чем палео-Ока и находящаяся в каширском горизонте.

7. Арчедино-Паникская палеорека, врезанная в нижнюю часть подольских отложений, имеющих также направление на юго-восток. Истоки и устье этой реки не установлены, но, очевидно, где-то недалеко была суша, на которой размывались ранее отложенные верейские песчано-глинистые породы. Это существенно уточняет палеогеографические представления, ибо, обычно, на карте всю площадь восточных, центральных и отчасти западных районов платформы в каширское, подольское и мячковское время показывают занятой карбонатными осадками.

8. Несколько систем рек в Донбассе, имевших разные районы питания и неоднократно повторявшихся в башкирское и московское время.

Вряд ли можно сомневаться, что дальнейшие буровые работы выявят в разных районах аналогичные ископаемые русла, существовавшие в разные моменты среднего карбона.

Установленное расположение верейских палеорек повторяет в основных чертах то, что уже было в ранневизейское время и свидетельствует об общности черт рельефа в эти две эпохи. Так же, как в предвизейское время, поверхность была сложена преимущественно карбонатными породами, а источники терригенного материала располагались где-то на западной периферии.

Краткая характеристика верейских песчаных отложений

М. С. Швецов отметил, что на южном крыле Подмосковного бассейна основная масса верейских песков состоит из фракции 0,25—0,5 *мм*, т. е. пески преимущественно среднезернистые. Состав их разнообразный — преобладает кварц, много полевых шпатов, мусковита, биотита, хлорита, различных тяжелых минералов. Окатанность зерен незначительная. Пески резко отличаются от песков низов карбона и «носят явные следы свежести и первичности своего происхождения» (Швецов, 1932, стр. 127).

На Окско-Цнинском валу, по данным М. С. Швецова (1938), пески преимущественно среднезернистые, в нижней части — грубозернистые, встречаются гальки и гравий. Состав песков следующий (в %): кварц — 50 (в среднем); полевые шпаты невыветрелые — 25—30 (только в нижней части); полевые шпаты выветрелые — 10; мусковит — чаще около 4—5; тяжелая фракция — характерно присутствие, обычно редкого, биотита — иногда до 48, хлорита — около 11; непрозрачные минералы — лейкоксен, ильменит, магнетит, гематит, лимонит — до 98. Присутствуют турмалин, апатит, ставролит, гранат, циркон, топаз, андалузит, амфибол, дистен, т. е. в большей части типичные минералы метаморфических пород. Местами встречены песчинки эффузивов.

На северо-западном крыле, в Тихвинском районе, С. Г. Вишняков (1934) отмечает следующие особенности песчано-глинистых пород верейского горизонта: 1) очень большое содержание полевых шпатов — от 32 до 67%, причем большинство зерен имеют изъеденную поверхность; 2) очень большое содержание апатита с хорошо округленной формой зерен; 3) слабая округленность зерен кварца и полевых шпатов.

Средний состав верейских песков на северо-западе, по С. Г. Вишнякову (1958), следующий (в %): легкая фракция — кварц — 65,4, полевые шпаты — 32,9, мусковит — 0,2, выветрелые минералы — 1,5; тяжелая фракция — циркон — 25,9, роговая обманка — 0,5, турмалин — 6,8, биотит — 1,4, рутил — 2,1, волластонит — 0,5, дистен — 1,1, андалузит — 0,7, гранат — 25,4, ставролит — 0,7, эпидот — 2,9, лейкоксен — 0,5, апатит — 33,4.

На севере Русской платформы (к востоку от р. Онеги), по данным М. М. Толстихиной (1934) и В. П. Бархатовой (1963), нет ясно выраженных отложений верейского типа. Только иногда в основании карбонатных отложений среднего карбона отмечают прослои глин.

С. Г. Саркисян и И. В. Хворова (1949) дали подробную характеристику состава верейских песков южного крыла (по восьми образцам): пески мелкозернистые (0,25—0,10 *мм*), со значительной примесью фракции более 0,25 *мм*. Состав легкой фракции (в %): кварц — 20—47, полевые шпаты — 12—69, выветрелые зерна — 30—60; тяжелой фракции: магнетит, ильменит — 3—28 (всегда), барит — 0,6—1,9 (редко), нерудный, непрозрачный — 9—45 (всегда), анатаз — 0,2 (редко), мусковит — до 6 (редко), эпидот — 0,6 (редко), биотит — 14—29 (всегда), цоизит — 0,2

(редко), хлорит — 0,3—8 (не всегда), роговая обманка — 0,2 (редко), турмалин — 0,7—3,3 (всегда), рутил — 0,2—0,9 (всегда), гранат — 1,5—17 (всегда), дистен — 0,3—16,9 (всегда), ставролит — 0,3—0,9 (почти всегда), лимонит — 7—47 (не всегда).

И. В. Хворова (1953) отмечает, что песчаные отложения южного крыла не вполне однородны по происхождению и среди них выделяются три разновидности.

1. Пестроцветные пески и песчаники, иногда богатые растительным детритом, имеющие весьма ограниченное распространение. Породы мелкозернистые (0,05—0,25 *мм*) или среднезернистые (0,25—0,5 *мм*), плохо сортированные; зерна угловато-окатанные. Состав — полевошпатово-кварцевый, с большим количеством слюды и сильно выветрелых серицитизированных минералов (очевидно полевых шпатов). Это комплекс речных осадков, отложившихся в условиях субаэральной дельтовой равнины.

2. Пески пестроцветные, преимущественно мелкозернистые полевошпатово-кварцевые, зерна угловато-окатанные. В тяжелой фракции содержатся пирит и бурый железняк (не всегда), черные рудные и непрозрачные нерудные зерна, биотит — 14—30% (всегда), гранат — до 17% (иногда отсутствует), рутил — 0,2 до 2% (всегда), ставролит — 0,2—0,9%, дистен — до 16%, турмалин — от 0,4 до 6% (всегда); встречаются эпидот, роговая обманка, мусковит, альмандин, анатаз, сфен, барит. В песках этой разновидности всегда ярко выражена косая слоистость, с мощностью серии 0,2—1,5 *м*. Образование песков связано с речными выносами.

3. Песчаники преимущественно красные и мелкозернистые, сортировка хорошая, зерна угловато-окатанные. Состав — полевошпатово-кварцевый, с большим количеством выветрелых зерен. В некоторых прослоях очень много биотита. Состав тяжелой фракции тот же, что и в предыдущей разновидности.

Вообще, все «верейские» пески являются олигомиктовыми полевошпатово-кварцевыми (зерен полевых шпатов невыветрелых и выветрелых до 70%). Этим, а также присутствием граната (иногда до 17%) и отсутствием циркона, они резко отличаются от мономинеральных кварцевых песков нижнего карбона. По данным, приведенным И. В. Хворовой, пельзя установить, есть ли разница в минеральном составе азовских (башкирских) песков и верейских, так как в таблицах анализов нет сведений, из каких толщ верейского горизонта (в понимании И. В. Хворовой) были взяты образцы.

Приведенные данные о минеральном составе песков в основании московского яруса на южном и северо-западном крыльях выявляют их резкое различие. На северо-западе С. Г. Вишняков указывает на большое количество циркона (до 25%) и апатита (до 33%), которых на юге С. Г. Саркисян и И. В. Хворова совершенно не упоминают. Как обьяснить такую разницу? Невозможно допустить, что такой устойчивый минерал, как циркон, содержался в песках только северо-западного крыла и полностью разрушился, истерся при переносе осадков к югу на 300—400 *км*. Следует вспомнить, что в песках бобриковского и тульского горизонтов циркон присутствует на всей Русской платформе, значит, минерал выдерживал длительные и неоднократные переносы. Также трудно допустить, что такие опытные исследователи ошиблись в определении минералов, т. е. либо С. Г. Вишняков неправильно определил циркон и апатит, либо С. Г. Саркисян и И. В. Хворова «пропустили» эти минералы при анализе. И. В. Хворова подчеркивала отсутствие циркона в верейских песках по сравнению с яснополянскими, следовательно, отсутствие циркона, по ее мнению, это не случайный пропуск при определении. Непонятно также, почему С. Г. Саркисян и И. В. Хворова (1949; Хворова, 1953) не реагировали на утверждение С. Г. Вишнякова (1934) о присутствии

большого количества апатита и его значение для определения источников сноса [1]. По остальным минералам тяжелой фракции (турмалин, рутил, гранат, дистен, роговая обманка) сравнение анализов показывает, что на южном крыле бассейна их содержание несколько уменьшается. Обращает внимание также резкое увеличение на южном крыле содержания биотита — до 14—29% (в тяжелой фракции), вместо 1,4% на северо-западном крыле.

Следует отметить, что в статье 1954 г. С. Г. Вишняков приводит данные о том, что и на южном крыле в верейских отложениях есть циркон — в Московской скважине и у г. Серпухова — 5%, а на Окско-Цнинском валу — 31% (!) — т. е. столько же, сколько и на северо-западном крыле, и, следовательно, рассматриваемое различие отпадает. Анализы, приведенные С. Г. Вишняковым, не указывают на присутствие апатита на южном крыле [2].

М. С. Швецов (1954) провел громадную работу по сбору и оценке всех имеющихся материалов буровых скважин о строении, мощности и минеральном составе верейских отложений. Он неоднократно подчеркивал неравноценность собранных гранулометрических и минералогических анализов, так как отбор образцов часто был случайным (без учета различия стратиграфических толщ верейского горизонта), методика исследования и квалификации исполнителей была разная.

М. С. Швецов приводит следующие данные о составе тяжелой фракции, специально отмечая, что цифры процентного содержания средние и ориентировочные. Выделяется несколько групп минералов.

1. Постоянный набор: гранат и особо устойчивые минералы — обычно около 25%; рутил — 1%; турмалин — 1%; биотит — обильный, но с резко колеблющимся процентным содержанием.

2. Иногда обильные, но спорадические, далеко не всюду отмеченные: ставролит и дистен — почти повсеместные, но встречающиеся в количестве менее 1%; мусковит, хлорит, «зеленые слюды» — довольно частые и обильные, все же менее 1%; анатаз — иногда 1%; брукит — очень редко и мало; сфен — спорадический, но достигающий нескольких процентов; эпидот — спорадический, но достигающий нескольких процентов; роговая обманка — редко и мало; апатит, достигающий нескольких процентов.

3. Совсем редкие и малые количественно, а также единичные: андалузит, корунд, шпинель, топаз, актинолит, энстатит, диопсит, цоизит, ромбический амфибол, пироксен, силлиманит, хлоритоид.

4. Чисто осадочные новообразования, преимущественно, вероятно, аутигенные: гипс, ангидрит, целестин, барит, доломит, глауконит.

5. Непрозрачные (часто составляющие большую часть фракции): магнетит, лейкоксен, ильменит, пирит, бурый железняк и другие непрозрачные рудные и нерудные.

Подтверждение или отрицание указанных колебаний и расхождений по отдельным минералам, а также причины, их объясняющие, очевидно, могут быть установлены только новыми исследованиями по единой методике большого количества образцов верейских песков в разных районах Русской платформы.

[1] В их статье 1949 г. нет даже упоминания статьи С. Г. Вишнякова (1934), где разбирались те же вопросы об источниках сноса, что и в статье С. Г. Саркисяна и И. В. Хворовой.

[2] По чьим данным приведены анализы по южному крылу не сообщается. Следует отметить, что отсутствие апатита в анализах по южному крылу, вероятно, объясняется разной методикой предварительной обработки образцов и растворением апатита в соляной кислоте при подготовке породы к анализу (Кожич-Зеленко, 1941; Батурин, 1947; Швецов, 1954). Циркон широко распространен в терригенных отложениях карбона платформы. М. Л. Кожич-Зеленко (1957), например, отмечает, что для всего среднего карбона западного сектора Большого Донбасса характерна ассоциация минералов с преобладанием граната и циркона.

Об источниках сноса терригенного материала в раннемосковское время

Вопрос об источниках сноса терригенного материала не является достаточно ясным и однозначно решенным. В связи с этим придется кратко изложить взгляды отдельных авторов, а потом сделать некоторые выводы.

С. Г. Вишняков, отмечая в верейских песках северо-западного крыла большое количество полевых шпатов и апатита, плохую окатанность зерен кварца и полевых шпатов и отсутствие их в более древних осадочных породах, сделал заключение, что происходил снос продуктов разрушения кристаллических пород восточной окраины Фенноскандии. Присутствие большого количества апатита он объяснил интересным палеогеографическим предположением, «что в момент образования обломочных пород серпуховские карбонатные отложения распространялись далеко на запад и север и покрывали всю или по крайней мере значительную часть площади, занятой в настоящее время более древними обломочными породами» (Вишняков, 1934, стр. 28). Позднее, в 1950 г., это предположение подтвердилось находкой А. А. Вейхером известняков с нижнекарбоновой фауной (веневские слои?) на кристаллических породах недалеко от Хибин (Вишняков, 1954, 1958).

Разбирая вопрос об источниках сноса в верейское время, М. С. Швецов (1938) признает возможность частичного приноса материала с кристаллических пород Балтийского щита, но только в районы северо-западного крыла. Отмечается, что Воронежская глыба не была источником сноса, так как комплекс редких минералов в верейских отложениях мало соответствует составу пород Воронежской глыбы и вообще она была покрыта более древними осадочными породами.

М. С. Швецов делает вывод, что главная масса верейских песков принесена с юго-запада, с Украинской кристаллической полосы.

Обращая внимание на то, что в верейских песках (особенно в их нижней части) имеется большое количество невыветрелых полевых шпатов (плагиоклазов) и биотита, М. С. Швецов считает, что «подготовка песчаного материала происходила в условиях резко выраженного физического выветривания при почти полном отсутствии химического выветривания» (Швецов, 1938, стр. 100). Неокатанная форма зерен и присутствие полевых шпатов свидетельствуют о том, что перенос совершался в чрезвычайно короткое время, быстрыми реками или временными потоками.

М. С. Швецов составил палеогеографическую карту середины верейского времени, на которой на южном крыле Подмосковного бассейна (Калуга — Тула — Скопин) показана площадь, занятая преимущественно песчаными осадками, окруженная с севера и востока преимущественно глинистыми осадками. Основная область сноса показана в районе Харькова (? — *В. Я.*).

А. Б. Ронов, упоминая о мнении М. С. Швецова о сносе материалов с Украинского щита, считает, однако, что существовала «промежуточная зона размыва в области Воронежского полуострова» (Ронов, 1949, стр. 102), но не приводит этому конкретных доказательств. Вслед за В. Н. Тихим он считает, что в Среднее Поволжье материал поступал с запада и северо-запада через Подмосковный бассейн.

На палеофациальной схеме начала среднего карбона В. В. Белоусов и А. Б. Ронов показали четыре источника сноса в верейское время: 1) с южной кристаллической полосы в Донбассе; 2) с Воронежского свода на южное крыло Подмосковного бассейна; 3) с Балтийского щита через Московскую синеклизу в Прикамье и Среднее Поволжье; 4) от-

куда-то с востока — с Урала [1]? Заключая рассмотрение карты, А. Б. Ронов пишет: «Такое распределение фациальных зон (на карте нет фациальных зон, а есть площади с разными породами! — *В. Я.*) свидетельствует о том, что обломочный материал поступал с запада и северо-запада и в значительно меньшей степени с юга Европейской части СССР» (там же, стр. 104), т. е. только что высказанное мнение о том, что именно с «Воронежского полуострова» поступал материал, отвергается и совсем не упоминается восточный источник, показанный на карте!

С. Г. Саркисян и И. В. Хворова (1949), на основании минерального состава верейских отложений западного и южного крыла и бирючевских отложений на северо-западе, считают, что бирючевские пески произошли за счет разрушения основных пород Балтийского щита (нет слюды, есть гальки диабаза), а одновозрастные с ними (по мнению авторов) верейские — при разрушении гранитов и метаморфических пород (дистен-ставролитовая ассоциация). Отмечая, что в Припятском прогибе установлены пестроцветные обломочные породы, близкие по составу с верейскими (Кожич-Зеленко, 1941), они считают, что прав М. С. Швецов, указывающий на Украинскую кристаллическую полосу как на область сноса, и пишут: «По-видимому, обломочный материал, сносимый с Украинского щита, переносился через северную часть Днепровско-Донецкой впадины или восточную часть Припятского прогиба и поступал в Московскую синеклизу. Воронежская антеклиза и Белорусский массив не могли быть источниками материала, так как обе структуры в начале московского века были почти целиком покрыты чехлом девонских осадков и не могли дать тот комплекс минералов, который присутствует в верейских отложениях» (Саркисян, Хворова, 1949, стр 902) [2].

По единичным анализам второй и третьей разновидностей верейских песков, приведенным И. В. Хворовой из нескольких районов Окско-Цнинского вала и южного крыла, Подмосковного бассейна, не усматривается какой-либо закономерности в изменениях механического и минерального состава.

Описывая третью разновидность песчаных пород верейского горизонта, И. В. Хворова (1953) обращает внимание на различие состава тяжелой фракции пород южного крыла Подмосковного бассейна (г. Серпухов, р. Цна) и более северных участков (Москва, Судогда), но почему-то сравнивает пески разных горизонтов (на юге — верейские, а на севере — каширские, ростиславльские), что нельзя признать правильным, и выводы из такого сравнения ничего не дают.

По материалам анализов, приведенных И. В. Хворовой, можно сравнить механический и минеральный состав песков второй и третьей разновидностей из разных пунктов одного каширского горизонта — ростиславльской толщи (табл. 8).

Анализы показывают, что образец, взятый примерно на 120 *км* севернее из скважины в Москве, является породой более мелкозернистой, чем образцы с юга. Учитывая указание И. В. Хворовой, что количество $CaCO_3$ в северном образце достигает 64%, можно сказать, что это был известковистый алевролит, а южные образцы — мелко-среднезернистый

[1] Рассмотрение карты вызывает ряд вопросов о методике и признаках выделения площадей с разными отложениями. Знак *2* — «красноцветные отложения» — занимают всю Московскую синеклизу; знак *3* — «пески» — полоса вдоль Урала, но в красноцветных отложениях тоже есть пески, т. е. эти знаки взяты по разным признакам. Знак *4* — «угленосные отложения» — показан в Донбассе, а знак *5* — обозначает «пески и глины», знак *6* — «известняки, глины, пески»,— т. е. как раз те же породы, которые слагают угленосные отложения,— опять путаница!

[2] Как это утверждение согласуется с тем, что, по М. П. Кожич-Зеленко (1941), в верейских песках в Припятском прогибе и в других местах характерна ассоциация с цирконом, а, по С. Г. Саркисяну и И. В. Хворовой, в Подмосковном бассейне циркона нет?!

песчаник. Это обстоятельство снижает достоверность сравнения. Минеральный состав всех образцов очень близок, но в образце из Московской скважины обнаружено незначительное количество роговой обманки, зеленой слюды, анатаза и сфена.

Мною при изучении этой песчаной толщи на р. Смедве, в районе г. Озер (Яблоков, 1929) было отмечено, что пески ростиславльской толщи (каширский горизонт) более мелкозернистые, чем верейские. Исходя из характера распространения песков и глин на площади, было сделано заключение, что терригенный материал принесен рекой с юго-запада (очевидно, из зоны ранее отложенных верейских песков), отложен в ее устье и отчасти разнесен прибрежными течениями.

Таблица 8

Механический состав каширских песков (в %)

Место взятия образца	0,25 *мм*	0,25—0,1 *мм*	0,1—0,01 *мм*	0,01 *мм*	Фракция		Медианный размер	Коэффициент сортировки
					тяжелая	легкая		
Река Смедва	25,7	55,2	17,0	2,0	1,4	98,5	0,17	1,53
»	35,4	55,0	9,3	0,04	4,6	95,3	0,20	1,70
Москва	—	35,0	47,0	18,0	1,0	99,0	0,03	2,27

В 1950 г. Р. М. Пистрак составила карту фаций осадков верейского времени и палеогеологическую карту доверейской поверхности. Исходя из общих палеогеографических данных, Р. М. Пистрак отвергает мнение В. В. Белоусова о Воронежском массиве как источнике сноса, так как массив к началу среднего карбона нацело или почти нацело был перекрыт карбонатными осадками и не мог дать такого огромного количества кварцево-полевошпатового материала. Она считает также неправильным и мнение М. С. Швецова о сносе с Украинского кристаллического массива, так как существовавшие тогда Донецкий бассейн и Днепровско-Донецкая впадина, активно прогибаясь, поглощали весь обломочный материал, поступавший с южной возвышенности. Р. М. Пистрак полагает, что областью сноса был Балтийский щит и что часть рек, спускаясь с Балтийского щита, могла протекать через область Белорусского массива, захватывать дополнительно отложенный материал, а потом, повернув на восток, протекать в области Воронежского массива, представлявшего тогда низменность между Московским и Днепровско-Донецким морскими заливами. Р. М. Пистрак считает, что в предверейское время на северо-западе девонские песчано-глинистые породы были уничтожены эрозией и на больших площадях обнажились кристаллические породы, которые и слагали берега верейского моря. Этим же она объясняет разницу в составе песков нижнекарбоновых и среднекарбоновых.

Нельзя не отметить, что картина получается довольно сложная, не разъясняющая некоторых вопросов.

М. С. Швецов (1954) на основании анализа большого материала по скважинам построил ряд карт распространения мощностей верейских карбонатных и терригенных толщ на Русской платформе, которые в общем подтвердили ранее установленную им приуроченность наибольших мощностей песчано-алевролитовых пород к площади южного крыла Подмосковного бассейна. Кроме того, им были построены такие же карты для правобережного Поволжья, к югу от Самарской Луки [1].

На карте показана область «устойчивой суши». Это — Балтийский

[1] Таким образом, большие мощности оказываются приуроченными к районам, где выявлены башкирско-верейские палеодолины. Это обстоятельство снижает достоверность вывода М. С. Швецова.

щит площади к юго-востоку от Архангельска, к югу от Ленинграда по линии Смоленск и далее и Украинский щит. Намечены также «возвышенные участки сноса» — большое Тиманское поднятие и два небольших участка — один на р. Дон, в районе г. Богучары, и второй — в верховьях р. Сейм к юго-востоку от г. Курска. Показан снос с этих участков и с Украинского щита.

М. С. Швецов критикует палеогеографические построения Р. М Пистрак о преимущественном сносе терригенного материала с Балтийского щита. Однако, касаясь минерального анализа, он отмечает «...главной помехой для их использования могло быть то, что две основные области — северо-запад и юг, которые могли быть поставщиками материала для верейских толщ, в грубых чертах сходны по составу минералов, которые могли выноситься из них. И в той, и в другой имеются гранитоидные, контактовые и другие метаморфические породы. Если же учесть возможные местами смешения материала из обеих областей и, кроме того, добавочный принос из второстепенных областей сноса (Воронежский массив, северные области и др.), рассчитывать на успех в настоящее время было трудно» (Швецов, 1954, стр. 49).

М. С. Швецов подчеркивает, что даже в одном районе и в одном горизонте состав зерен легкой и тяжелой фракции значительно колеблется, что затрудняет общие выводы и указывает на различные условия переноса, отложения и переотложения материала. Верейские отложения на громадной территории характеризуются исключительным постоянством и своеобразием состава. Меньшая окатанность зерен, значительное количество полевых шпатов, разнообразие тяжелых минералов резко отличают верейские пески от также очень однообразных, но иной характеристики и более широко распространенных нижнекарбоновых яснополянских песков.

М. С. Швецов объясняет это сходство и различие тем, что в нижнем карбоне размывались главным образом более древние осадочные породы однообразного состава, а в предверейское время разрушались кристаллические массивы, которые поднялись в послеверейское время. Где были эти массивы? Как их искать? М. С. Швецов считает, исходя из подмеченного им распределения мощности песчаных пород, что искать их надо на юге, близ Донбасса. Он отмечает, что в конце визе в Донбассе изменился характер осадконакопления, появились песчано-глинистые осадки, местами сходные по составу с верейскими породами на платформе. Указанные массивы могут быть: «лишь на юго-западе (Украинский кристаллический массив) или, быть может, к югу от Донбасса (в районе Кубано-Терской депрессии или др.) могли произойти мощные поднятия, снабдившие Донбасс этим материалом, продвинувшемся затем — уже в среднем карбоне — далеко на север» (Швецов, 1954, стр. 51).

Далее М. С. Швецов объясняет образование верейских отложений на востоке и западе Русской платформы: «В южной части восточной полосы, быстро покрывавшейся водами моря, пришедшего с юга, этот материал, приносившийся с юга, при периодически повторявшихся осушениях Донбасса, распространялся реками, а, затем, видимо, главным образом морскими течениями. В южную часть западной полосы, которая более длительное время оставалась сушей, он приносился преимущественно реками. В дальнейшем он и здесь разносился и переоткладывался морскими течениями. Добавочными источниками питания служили выходы кристаллических пород Воронежского архипелага, железистые породы района Курской магнитной аномалии, девонские осадки (быть может, в небольшой степени и кристаллические породы) Балтийского щита, а на севере — осадочные породы Тиманской суши» (там же, стр. 69).

В связи с этим возникает ряд вопросов. Первый из них — как могли реки, стекавшие с Украинского щита, пересекать область Днепровско-Донецкой впадины и северо-западного Донбасса и разгружаться только до-

стигнув северного склона Воронежского свода? Почему известные палеодолины башкирского и московского времени имеют направление с северо-запада на юго-восток (за исключением, может быть, Ефремовской долины)?

В 1954 г. опубликована статья С. Г. Вишнякова о литологии среднекаменноугольных отложений северо-западной окраины Подмосковного бассейна. Автор критически оценивает предположения М. С. Швецова, В. В. Белоусова, А. Б. Ронова, С. Г. Саркисяна, И. В. Хворовой о сносе с Украинского щита, Воронежского щита или Воронежского выступа и подтверждает свое ранее (в 1934 г.) высказанное мнение о сносе материалов с Балтийского щита. «Непосредственное поступание обломочного материала из первоисточника могло произойти лишь в том случае, если отложения нижнего карбона, девона, а, возможно, также силура и кембрия были покрыты известняками серпуховской свиты до самых кристаллических пород Фенноскандии. Вследствие этого продукты разрушения кристаллического массива в пути не перемешивались с обломочным материалом более древних осадков. Весьма слабая окатанность зерен и плохая сортировка материала, обильное содержание полевых шпатов, слюд и апатита свидетельствуют о том, что разрушение и перенос продуктов разрушения осуществлялся очень быстро, что связано с некоторым поднятием в это время Фенноскандинавского кристаллического массива и, вероятно, с изменением климатических условий в сторону осушения» (Вишняков, 1954, стр. 51).

С. Г. Вишняков (1958) для решения вопроса об области сноса отложенного материала, провел интересное сравнительное изучение минерального состава нижнекембрийских, нижнесилурийских, средне- и верхнедевонских, нижнекаменноугольных, среднекаменноугольных (верейских), нижнепермских (уфимских) и ледниковых отложений (см. табл. 7). Он пришел к следующим выводам.

1. В палеозойских и четвертичных отложениях встречается один и тот же список минералов.

2. Содержание кварца и полевого шпата колеблется в пределах одного диапазона.

3. Преобладающим минералом из группы полевых шпатов во всех отложениях является ортоклаз (входящий главным образом в граниты типа рапакиви). Микроклин и плагиоклазы составляют десятые доли процента.

4. В качественном отношении по минеральному составу тяжелой фракции наблюдается полное тождество.

5. В количественном отношении по многим минералам выявлена значительная разница. В четвертичных отложениях значительное количество роговой обманки и пироксенов, очень мало циркона, турмалина, меньше рутила и дистена.

6. В палеозойских отложениях во много раз больше наиболее устойчивых и во много раз меньше менее устойчивых минералов — это закономерно, ибо палеозойские значительно больше переработаны, чем четвертичные.

7. Верейские отложения резко выделяются по высокому содержанию апатита (29—37%), граната (до 25%), и в легкой фракции — полевого шпата (до 32—60%). В области сноса в верейское время входила провинция хибинских и ловозерских апатитовых пород.

8. Для всех обломочных палеозойских отложений северо-западной окраины Подмосковной синеклизы первоисточником в конечном счете являлись докембрийские образования Балтийского щита.

9. Балтийский щит в раннекарбоновое время был пенепленизирован. В верейский век (астурийская фаза складкообразования) произошло некоторое возвышение массива, что объясняет обилие полевых шпатов и апатита.

Приведенные выше результаты исследований и часто противоречивые

мнения различных авторов об источниках сноса терригенного материала в предверейское и верейское время, несомненно, свидетельствуют о трудностях окончательного и точного решения этого вопроса в настоящее время (об этом же писал М. С. Швецов в 1954 г.). Работы последних лет также не вносят ясности в этот вопрос.

А. М. Блох и А. В. Коченев изучали редкие земли в остатках палеозойских рыб Русской платформы. Они отмечают, что в рыбах с Главного девонского поля преобладает элемент цериевой группы, а в ихтиофауне из верейского горизонта — преимущественно иттриевой группы. Они считают, «что при образовании верейских отложений значительную роль играл обломочный материал негранитных пород, т. е. тех пород, которые практически не участвовали в формировании девонских толщ Русской платформы» (Блох, Коченев, 1964, стр. 85). Они присоединяются к С. Г. Саркисяну, И. В. Хворовой и М. С. Швецову, «что терригенный материал приносился со стороны Донбасса (? — очевидно, Украинского щита — *В. Я.*), где наряду с гранитоидами интенсивно размывались метаморфические породы» (там же) и из железистых пород КМА. Однако, ранее А. М. Блох и А. В. Коченев в числе источников сноса в девонское время указывали, кроме Фенноскандии, также Воронежский и Украинский кристаллические щиты.

Как уже отмечалось, по данным С. Г. Вишнякова, в Карелии значительные площади были заняты не только гранитоидами, но и протерозойскими и архейскими метаморфизованными породами. М. С. Швецов указывал на общее сходство петрографического состава материнских пород северного и южного возможных источников сноса. Таким образом, вопрос о причинах разного состава редких земель в остатках рыб в девонских и верейских отложениях требует дальнейшего изучения.

Специальные исследования распространения дистена, проведены В. А. Гроссгеймом и Н. С. Окновой (1969). Основной ореол концентрации дистена (больше 5% тяжелой фракции) располагается, по их данным, сравнительно узкой неровной полосой от самых верховьев р. Дон на северо-запад через Каширу — Серпухов на верховья р. Волги. Если связывать этот ореол с Воронежским выступом, как это делают авторы, то надо допустить снос с юга на северо-запад. Это мало вероятно, ибо общий наклон предверейской суши и ориентировка палеорек была на юго-восток. Показанное В. А. Гроссгеймом и Н. С. Окновой расположение ореола концентраций дистена не позволяет связать его непосредственно ни с Балтийским щитом, ни с Воронежским выступом и требует выяснения условий, объясняющих такое расположение.

Таким образом, существующий обширный материал о строении башкирско-верейских терригенных толщ и их минеральном составе оказался неполноценным. Нет точной стратиграфической привязки образцов, взятых для анализа, не всегда достаточно точны данные о соотношении мощностей песков, алевритов и глин в разрезах скважин. Несомненно, что качество гранулометрического и минералогического анализов из-за метода отбора образцов и анализа резко колеблется и результаты их не всегда могут быть сравнимы. Все исследователи в разной форме допускают в какой-то степени возможность нескольких, неодинаковых по значимости областей питания. Очевидно, что решение этих вопросов будет возможно только после проведения новых, единых по методике гранулометрических и минералогических анализов.

Вопрос об областях питания (учитывая утверждение М. С. Швецова о том, что и северо-западной, и юго-восточный источники могут дать одинаковый или близкий состав минералов) может быть и не является особо актуальным с научной и практической точки зрения. Более существенным и более трудным является выяснение системы древних русел и строения заполняющих их отложений, к которым могут быть приурочены скопления тяжелых минералов.

Так же, как и для нижнего карбона, Л. М. Елина, А. А. Рыжова и Э. Д. Котельникова (1970) приводят некоторые данные, свидетельствующие, что в мелекесское время где-то на юго-востоке была суша, сложенная терригенными породами.

В заключение рассмотрения материалов о среднекарбоновых палеореках целесообразно отметить ряд вопросов по стратиграфии, минералогическому анализу, палеогеографии, требующих дальнейшего внимания и могущих помочь установлению закономерностей распространения терригенных башкирских и верейских отложений.

1. Изложенные выше материалы о палеореках свидетельствуют о том, что палеореки в среднекаменноугольное время на Русской платформе выявлены уже в нескольких горизонтах: мелекесском (азовская толща) башкирского яруса, верейском, каширском и подольском московского яруса.

Успешное решение любых детальных минералогических и палеогеографических исследований может быть проведено только на базе максимально точной стратиграфии. Следовательно, необходимо стремиться при взятии проб песчано-глинистых пород на анализ различать, из каких горизонтов они взяты. В предыдущих исследованиях это условие не всегда соблюдалось и, таким образом, представительность анализов снижается и они в ряде случаев отражают какие-то «средние» качества песков разного возраста (башкирских и верейских).

2. Необходимо еще раз вернуться к устаповлению стратиграфического положения бирючевской свиты на р. Онеге. Исследованиями М. М. Толстихиной (1934), В. А. Котовича (1939), С. Г. Саркисяна и И. В. Хворовой (1949, 1955), В. П. Бархатовой (1963) этот вопрос окончательно не решен. От правильного определения положения этой своеобразной свиты в стратиграфической колонке зависят многие палеогеографические представления для нижнего и среднего карбона.

3. При гранулометрических и минералогических анализах должно быть обеспечено единство методики подготовки образцов и исследований.

Отсутствие апатита в отложениях центральных областей и большое количество его на северо-западе, возможно, объясняется растворением апатита при обработке образцов в слабой соляной кислоте, т. е. разной методикой работ, а не изменением источника сноса материала или уничтожением апатита в процессе переноса.

Необходимо определять не только количество разных минералов (в одной и той же гранулометрической фракции), но и размер зерен, форму окатанности, вторичные изменения, включения и пр.

4. Целесообразно поставить специальное изучение разновидностей кварца, учитывая работы Г. Г. Лемлейна и В. С. Князева (1951), Н. М. Михайлов (1964) и новые методики М. Я. Каца (1966, 1969).

5. Детальное изучение глинистых пород и минералов башкирских и верейских отложений с применением новейших методов должно внести много существенного для решения палеогеографических вопросов.

6. Представляет интерес постановка специальных исследований об источниках и распространении отдельных минералов аналогично тому, как это сделано для дистена В. П. Батуриным (1944), В. В. Гроссгеймом и др. (1957, 1969).

Из рассмотрения материалов о терригенных отложениях Русской платформы напрашивается вывод вообще о необходимости большого внимания к терригенной минералогии при палеогеографических построениях.

7. Одним из основных является вопрос о северо-западных границах возможного распространения верхневизейских — намюрских отложений на Балтийском щите. Надо окончательно либо подтвердить, либо отклонить предположения С. Г. Вишнякова, что повлияет на определение источников сноса.

8. Другим вопросом, связанным с предыдущим, является определение максимально западной границы визейского и намюрского моря.

На существующих палеогеографических картах, эта граница проводится примерно не западнее меридиана Ленинград — Витебск. Отсюда следует, что область Главного девонского поля в башкирское и верейское время была областью сноса того же подготовленного песчаного материала (девонского), из которого образовались пески яснополянского надгоризонта. Однако верейские и яснополянские пески существенно различны и, следовательно, одной области сноса не могло быть.

Р. М. Пистрак в верейское время рисует меридиональную реку, текшую с Балтийского щита почти до Белорусского свода, а потом поворачивающую на восток в Московскую синеклизу. Такая же река (немного восточнее) существовала в ранневизейское время. Верейская палеорека должна бы также обогатить осадки хорошо сортированными кварцевыми песками, но этого не наблюдается. Остается неясным, было ли перекрыто Главное девонское поле карбонатными нижнекаменноугольными породами и был ли снос из этого района?

9. Требует более тщательного анализа вопрос об обстановке в башкирское и верейское время на северо-западе Донбасса, Днепровско-Донецкой и Припятской впадины и возможности «переноса» обломочного материала с Украинского кристаллического щита в Московскую синеклизу (как это предполагают М. С. Швецов и И. В. Хворова).

10. Наконец, для общей картины сноса и распределения терригенного материала на Русской платформе необходимо сравнительное изучение среднекарбоновых терригенных отложений западных, центральных и восточных областей платформы и Донбасса.

О ПАЛЕОРЕКАХ В ПЕРМСКОЕ И ПОСЛЕПЕРМСКОЕ ВРЕМЯ

Характеристика стратиграфии, перерывов и общих условий накопления пермских осадков не входит в задачу автора. Однако, приводя материал по палеорекам, надо упомянуть о работах В. П. Амалицкого (1900) по изучению верхнепермских (татарских) отложений на севере Европейской части России. Они привели не только к уникальному открытию местонахождения новой фауны пермских позвоночных. Нахождение ископаемых растительных остатков и животных остатков в древнем русле реки и описание русловых отложений существенно изменило представления вообще об условиях накопления «мертвых» или «немых» верхнепермских толщ. Ширина русла, описанного В. П. Амалицким, достигает 80 *м*, глубина вреза — 12 *м*. В. П. Амалицкий доказал существование верхнепалеозойских пресноводно-континентальных образований и, таким образом, осветил этот, по его словам, «забытый уголок геологии». Этими работами было положено начало выявления и изучения палеорек. В. И. Игнатьев (1962), детально изучавший отложения татарского яруса в восточных областях Русской платформы, отмечает широкое распространение аллювиально-речных и дельтовых отложений и дает им характеристики, весьма близкие к тем, что были приведены мной при описании девонских и каменноугольных палеорек.

Он выделяет три типа палеорек: I тип — мощные, глубоковрезанные линзы косослоистых песчаников (15—20, реже до 30—40 *м*); в плане прослеживаются на обширной территории. Приурочены к основанию регионально выраженных стратиграфических горизонтов. II тип — маломощные линзы (5—7, реже 10 *м*) косослоистых песчаников, залегающие на неглубоко размытой поверхности; ширина до 100 *м*. Обычно встречаются группами на одном или близком стратиграфическом уровне. Приурочены преимущественно к нижней части стратиграфических горизонтов, но встречаются и в средних частях. III тип — маломощные (до 5 *м*) «блуждающие» линзы косослоистых песчаников, шнуровидно залегающие среди озерных отложений, ширина до 20—30 *м*. Тяготеют к нижней половине горизонтов, иногда встречаются в верхней половине.

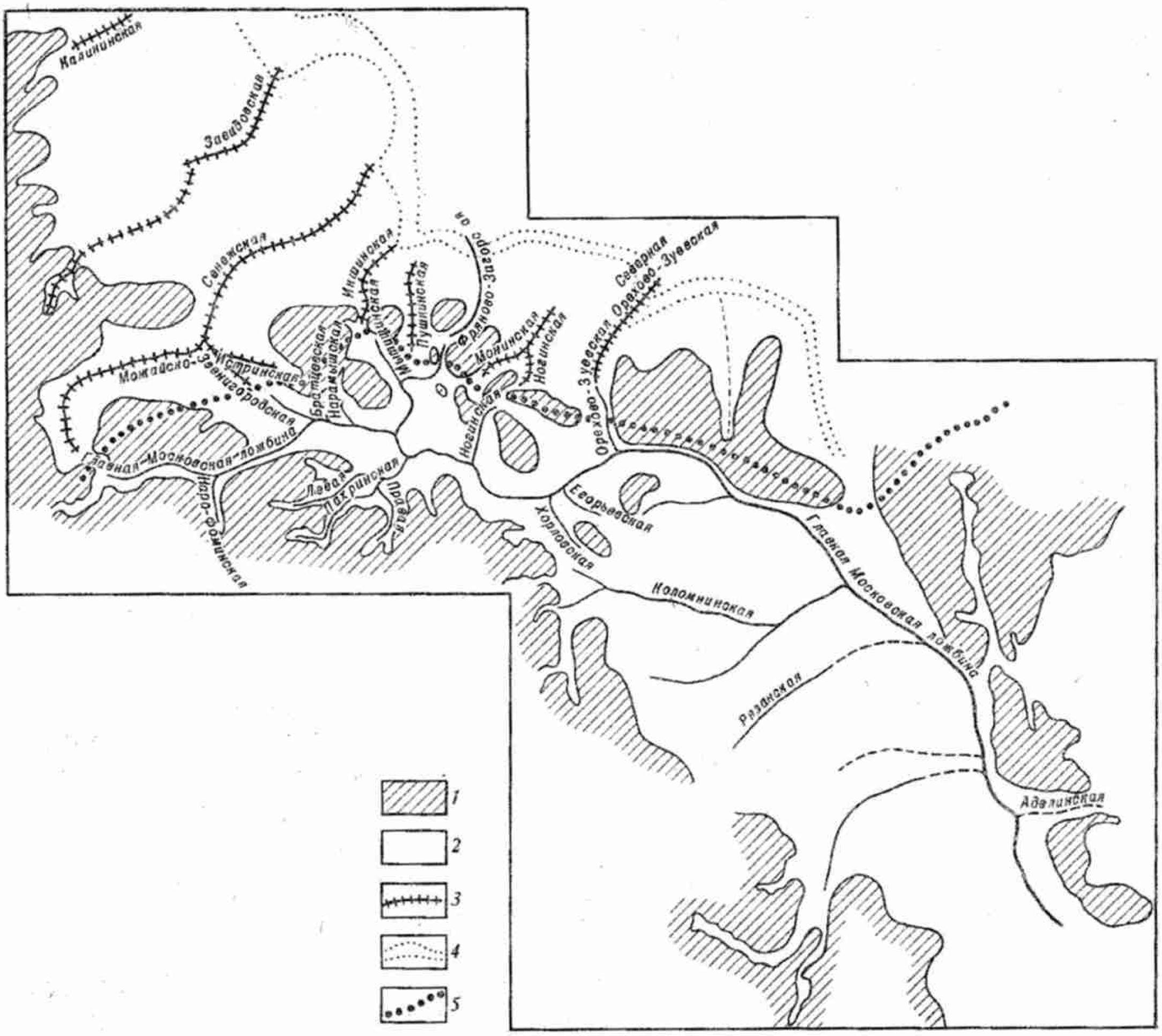


Рис. 38. Схема доюрского рельефа юго-западной части Московской палеозойской котловины (Жуков, Константинович, 1951)

1 — водораздельные участки вне сферы действия вод доюрской речной сети; *2* — основные ложбины южного доюрского бассейна; *3* — основные ложбины северного доюрского бассейна; *4* — предполагаемый прибрежный склон северного доюрского бассейна; *5* — предполагаемая линия водораздела северного и южного доюрских бассейнов

В центральных областях платформы с деятельностью рек в послепермское — дораннеюрское время связана выработка системы долин на поверхности средне- и верхнекаменноугольных отложений на большой территории к западу и юго-востоку от Москвы. Наиболее подробно сначала эту палеосистему описал Б. М. Даньшин (1927), а потом детальную реконструкцию палеодолин сделали В. А. Жуков и А. Э. Константинович (1951).

На схеме доюрского рельефа юго-западной части Московской палеозойской котловины (рис. 38) видно, что Главная московская ложбина протягивается с запада на восток от Можайска, через южные окрестности Москвы, на Шатуру и далее на юго-восток, на Шацк. Общее прослеженное протяжение ложбины более 400 *км*. Южнее Главная ложбина входит в Рязано-Костромской прогиб. Выявлены многочисленные притоки — боковые ложбины. Ширина Главной ложбины 10—15 *км*, местами до 30—35 *км*. Падение дна ложбины около 0,8—0,5 *м/км*.

В. А. Жуков и А. Э. Константинович считают, что ложбины, установленные к северу от Москвы, относятся к другой, северной, системе и не связаны с Главной московской ложбиной. Водораздельные пространства превышали уровень рек на 40—60 *м*, реже до 80 *м*.

Конфигурация Главной московской ложбины и ее притоков в Мещерской низменности были уточнены С. И. Гольцем (1962), который считает,

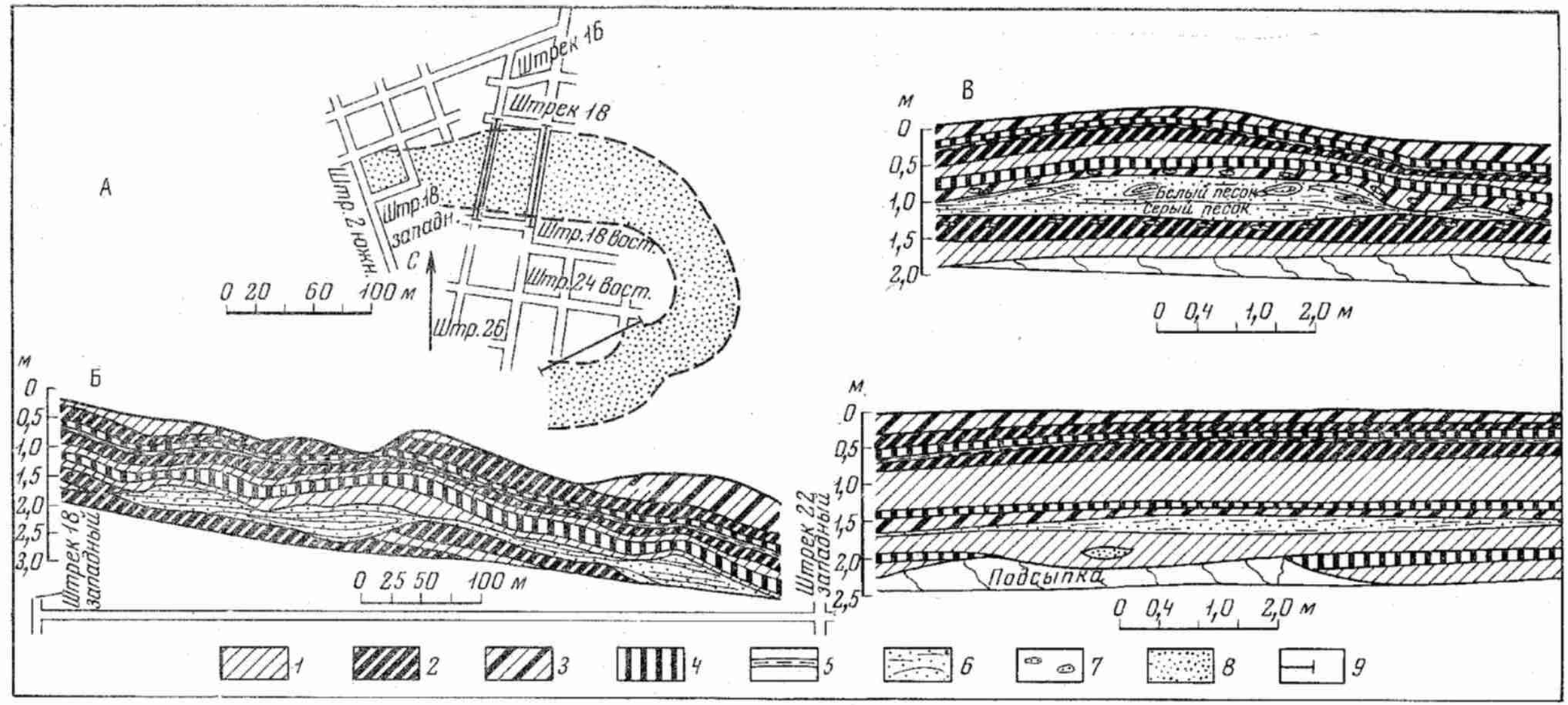


Рис. 39. Древнее русло, заполненное песком, в угольном пласте шахты № 16 Щекинского района Подмосковного бассейна (Пистрак и др., 1938)

А — план — контур русла; Б — разрез II—II по штреку 3 южному; В — зарисовка участка по главному южному штреку — разрез III—III и зарисовка участка по разрезу IV—IV (внизу)

Угли: *1* — матовые, *2* — полуматовые, *3* — матовые и полуматовые, *4* — полосчатые; *5* — глинистый прослой, *6* — пески с углистыми включениями; *7* — включения колчедана; *8* — площади распространения песков; *9* — линии разрезов

м З Б

Штрек 8 Восточный

В

0 II
0,5 III
1,0 IV
1,5 V

п.19 п.20 п.21 п.22 п.23

В

Штрек 10 Восточный

0 II
0,5 III
1,0 IV
1,5 V
2,0
2,5
3,0
3,5

п.5 п.5а п.5в. п.5с п.5d п.5е п.6 п.6а п.6в

Г

Штрек 12 Восточный

0 II
0,5 III
1,0 IV
1,5 V
2,0
2,5

п.31 п.30 п.32 п.33

Штрек 14 Восточный

Д

0 II
0,5 III
1,0 IV
1,5 V
2,0
2,5

п.27 п.28 п.29

А

Штр.1 северн.
Штр.Главн.сев.
Штр.8 Восточн.
Штр.10 Восточн.
Штр.12 Вост.
Штр.14 Вост.
Штр.3 южн.
Штр.5 южн.

Горизонтальный
0 5 10 м

Масштаб
0 20 40 60 м

1 2 3 4 5 6 7 8 9 10 11 12 13 II,III,IV 14

что не было «северного» и «южного» бассейнов, а существовал единый речной бассейн со стоком на север, по падению палеозойских пород. Вопрос этот, однако, подлежит дальнейшему исследованию и уточнению.

Положение Главной московской ложбины («доюрская палео-Москва-река») отражено на карте (см. рис. 9). Сравнение ее с контурами Раннемосковской палео-Оки и Ранневизейской палео-Оки показывает их близкое субширотное простирание и «впадение» в Рязано-Саратовский прогиб. Это свидетельствует об общности основного плана суши в разные периоды.

СЛЕДЫ МЕЛКИХ РЕЧЕК И ПРОТОКОВ В ПАЛЕОЗОЙСКИХ ОТЛОЖЕНИЯХ

Приведенные выше материалы характеризовали палеореки значительного масштаба — протяженностью в десятки и сотни, а шириной в несколько километров. Однако имеются данные о существовании в палеозойское время небольших речек, протоков, ручьев, следы которых запечатлены в различных отложениях. Изучение следов таких речек позволяет восстанавливать очень мелкие детали ранее существовавших физико-географических условий.

ДЕВОНСКИЕ ОТЛОЖЕНИЯ ЗАПАДНЫХ ОБЛАСТЕЙ

Следы небольших размывов — «кармапы», заполненные песчаным и гравелитовым материалом, неоднократно наблюдались в девонских отложениях (Р. Ф. Геккер, С. В. Тихомиров и др.). По сообщению Р. Ф. Геккера одно из таких погребенных русел им изучено в континентальных красноцветных отложениях франского яруса в Ленинградской области.

Ширина ручья 2,5 *м*, глубина вреза 1,35 *м*. Данных о протяженности не имеется. В песке, заполняющем русло, есть куски песчаника, глины, древесных остатков, костей и зубов. Русло ручья врезано в толщу мелкозернистого слюдистого песка с косослоистыми пачками, возможно, являющимися отложениями, связанными с рекой более крупного масштаба.

Много интересных наблюдений и зарисовок ископаемых палеорусел в девонских отложениях имеются в работах В. С. Сорокина, В. М. Куршса и других геологов, работающих в прибалтийских республиках.

НИЖНЕКАМЕННОУГОЛЬНЫЕ ОТЛОЖЕНИЯ ПОДМОСКОВНОГО БАССЕЙНА

Обширный материал о небольших руслах в угленосной толще нижнего карбона имеется по Подмосковному бассейну. Русла обычно связаны с размывами угольного пласта и могут быть сингенетичными (в период торфонакопления) и эпигенетичными (после образования и захоронения торфяника). Ископаемые русла в пласте угля различаются также по составу материала, захороненного в русле. На рис. 39 изображено изученное нами (Яблоков и др., 1936) русло в угольном пласте на Щекинской шахте № 16. Русло заполнено песком с углистыми включениями. Мощность песчаных линз от 0,5 до 1,0 *м*, ширина до 40 *м*. Это русло было прослежено на протяжении более 300 *м*. Аналогичное русло описано Е. В. Михайловой (1950) на шахте № 8 Подмосковного бассейна.

Другой очень интересный и, очевидно, редкий тип заполнения русла был описан на Болоховской шахте № 18 (Пистрак, Яблоков, 1938). Обширный материал о небольших руслах в угленосной толще нижнего карбона имеется по Подмосковному бассейну. Русла обычно связаны с размывами угольного пласта и могут быть сингенетичными (в период торфонакопления) и эпигенетичными (после образования и захоронения торфяника). Ископаемые русла в пласте угля различаются также по составу материала, захороненного в русле. На рис. 39 изображено изученное нами (Яблоков и др., 1936) русло в угольном пласте на Щекинской шахте № 16. Русло заполнено песком с углистыми включениями. Мощность песчаных линз от 0,5 до 1,0 *м*, ширина до 40 *м*. Это русло было прослежено на протяжении более 300 *м*. Аналогичное русло описано Е. В. Михайловой (1950) на шахте № 8 Подмосковного бассейна.

Другой очень интересный и, очевидно, редкий тип заполнения русла был описан на Болоховской шахте № 18 (Пистрак, Яблоков, 1938).

Рис. 40. Древнее русло в угольном пласте, заполненное углем шахты № 18 Болоховского района Подмосковного бассейна (Пистрак, Яблоков, 1938)

А — план, Б, В, Г, Д — разрезы:

Угли, заполнившие русло: *1* — матовые тонкозернистые, *2* — матовые мелкозернистые, *3* — матовые среднезернистые, *4* — матовые мелко- и среднезернистые, *5* — матовые крупнозернистые, *6* — с поясками сухаристой глины; угли нормального пласта: *7* — полосчатые, *8* — матовые, *9* — матовые штриховатые, *10* — полуматовые, *11* — матовые и полуматовые; *12* — глина серая; *13* — площадь русла; *14* — различные пачки-комплексы нормального угольного пласта

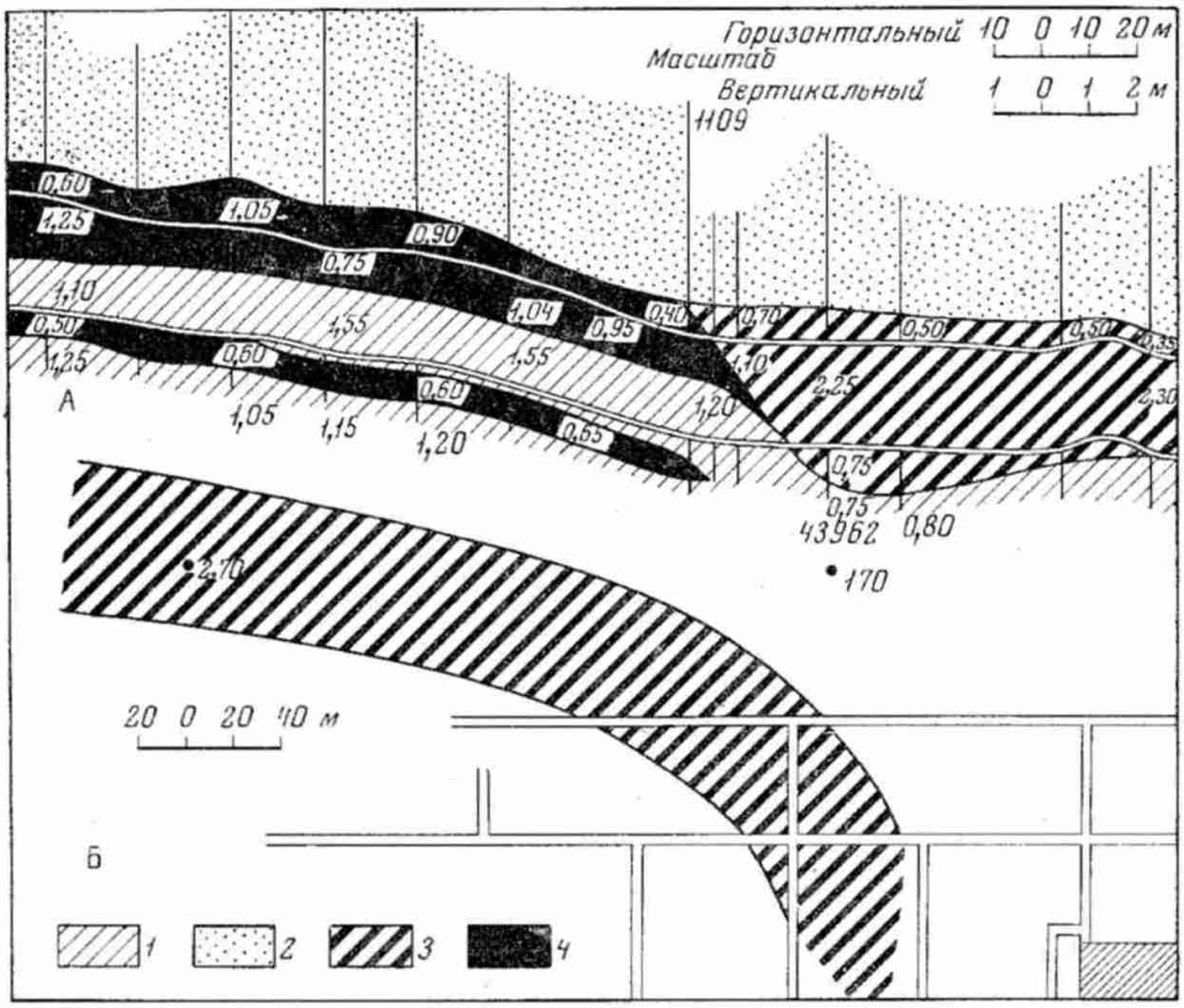


Рис. 41. Древнее русло в угольном пласте, заполненное углистой глиной, Липковская шахта № 8 Подмосковного бассейна (Михайлова, 1954)

А — профиль, Б — план: *1* — глина; *2* — песок; *3* — углистая глина; *4* — уголь

Здесь русло, врезанное в угольный пласт, имеющий выдержанное строение, заполнено тоже углем несколько другого характера — это различные виды матового зернистого угля, представляющие перемытый и переотложенный материал свежего торфяника, без примеси песка и глины (рис. 40). Размыв и отложение происходило в конце образования торфяного пласта. Ширина русла достигает 80 *м*, видимая мощность переотложенного материала до 2,5—3,0 *м*. Русло прослежено на 300 *м*.

И. П. Ломанев (1956) установил в пласте угля на Скуратовской шахте группу небольших линзочек песка, расположенных на разных уровнях в полосе шириной до 30 *м*. Мощность каждой линзочки максимум 20—30 *см*, а диаметр 3—5 *м*. Образование таких аллохтонных линзочек происходило одновременно с автохтонным накоплением растительного материала и связано с мелкими, временными ручейками в торфяном болоте. Размыв пласта, происходивший после его образования (эпигенетический), был нами описан (Яблоков и др., 1936) на шахте № 6 Щекинского района. Ширина полосы размыва, заполненного песком, достигает 120—150 *м*, а полоса, где угольный пласт не имеет рабочей мощности, не превышает 40 *м*.

Е. В. Михайлова (1954) описала эпигенетический размыв пласта на Липковской шахте № 8 (рис. 41). Русло заполнено углистой глиной и прослежено почти на 400 *м*, ширина его около 50 *м*.

СРЕДНЕКАМЕННОУГОЛЬНЫЕ ОТЛОЖЕНИЯ ДОНБАССА

Б. Ф. Мефферт и В. С. Крым (1926), положившие начало специальному изучению угольных пластов Донбасса, указывали на небольшие линзы и тонкие прослойки в угле, заполненные песчаником или глини-

стым материалом (пласты l_2, l_3, l_4, l_5, l_7, k_3, k_8 и др.). Для пласта k_5 на Кадиевской шахте № 1 приведена зарисовка песчаной линзы с крайне прихотливым очертанием и переслаиванием с углем.

По данным шахтных геологов, на шахте им. Октябрьской Революции в 1947 г. зафиксирован эпигенетический размыв пласта $k_5^н$ и несколько узких русел шириной от 3—6 до 20—30 *м*, прослеженных на 300—400 *м*.

Многочисленные размывы угольных пластов более крупными реками неоднократно отмечались при разведке и шахтных работах и фиксировались при наших исследованиях в Донбассе.

ПЕРМСКИЕ ОТЛОЖЕНИЯ КУЗБАССА

В. И. Игнатьев (1962) в татарских отложениях Русской платформы выделил особый тип мелких блуждающих русел — небольших ручьев среди озерно-болотных отложений. При изучении строения угольных пластов ерунаковской свиты в Кузбассе были подробно описаны (Яблоков, 1951) различные формы песчаных линз в пластах Журинском, Снятковском, Бреевском и др. (рис. 42, 43).

Внимательное рассмотрение разреза пласта, форм и условий залегания песчаных линз, глинистых прослоев и угольных почек позволяют восстановить историю накопления как органического, так и терригенного материала. Нельзя не отметить очень большое сходство (почти полное подобие) зарисовок песчаных линз в угольных пластах Кузбасса с зарисовками, приведенными в работе Б. Ф. Мефферта и В. С. Крыма по Донбассу. В плане песчаные линзы прослежены в шахтах узкой полосой протяженностью в сотни метров.

В пласте Мейеровском на шахте им. Кирова, по данным З. Д. Завистовской, прослежено узкое, заполненное глинистым материалом русло, близкое по характеру руслу, описанному Е. В. Михайловой в Подмосковном бассейне.

В. И. Яворский, Ф. А. Адлер, О. Ф. Грачева и другие исследователи еще в 1930-х годах отмечали прослои и линзы песчаника в разных угольных пластах ерунаковской свиты Кузбасса.

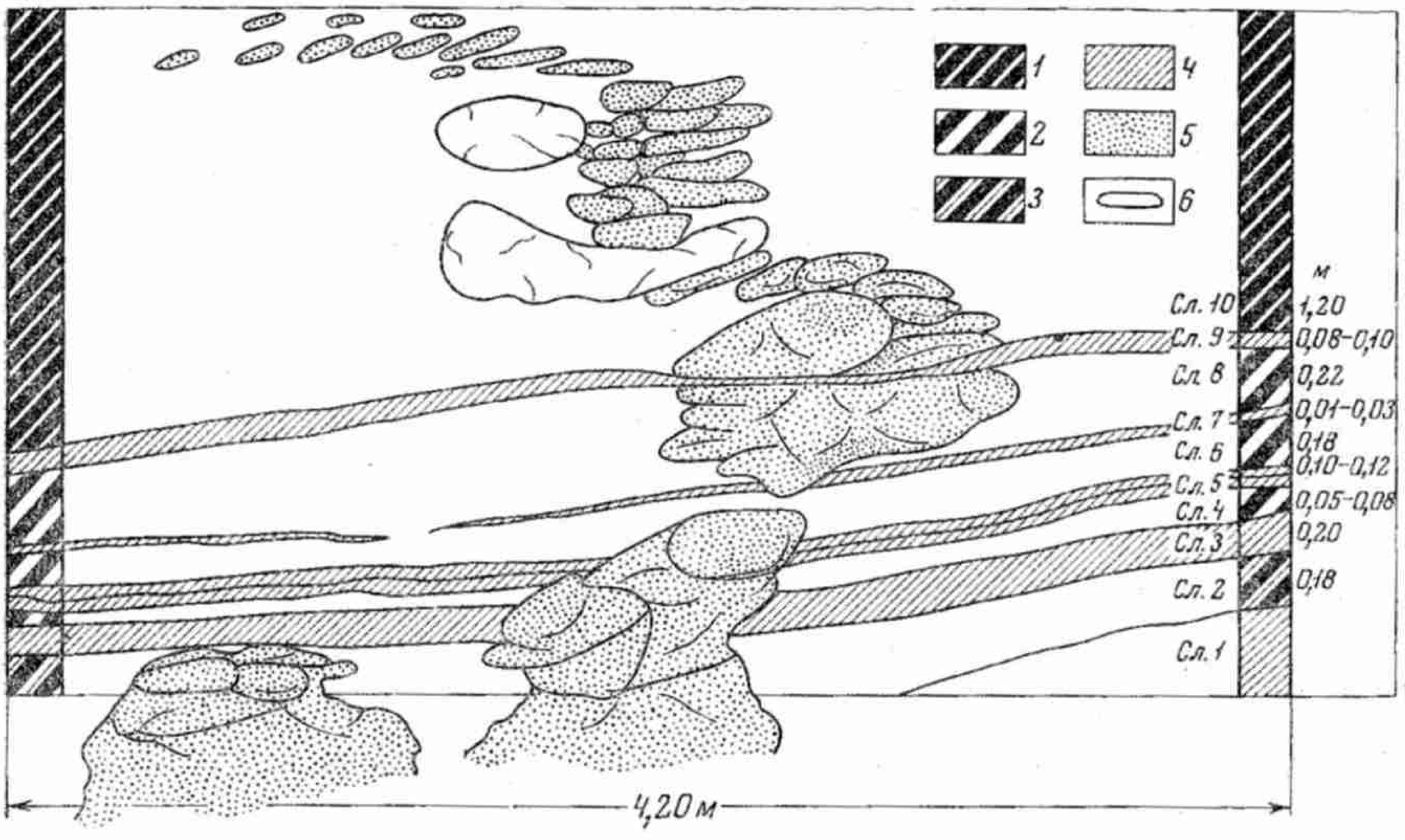


Рис. 42. Линзы песчаника в древнем русле в пласте Бреевском на шахте им. Кирова в Кузбассе (Яблоков, 1951)

1 — уголь; *2* — уголь полублестящий; *3* — уголь полублестящий, полосчатый; *4* — аргиллит; *5* — песчаник; *6* — угольные почки

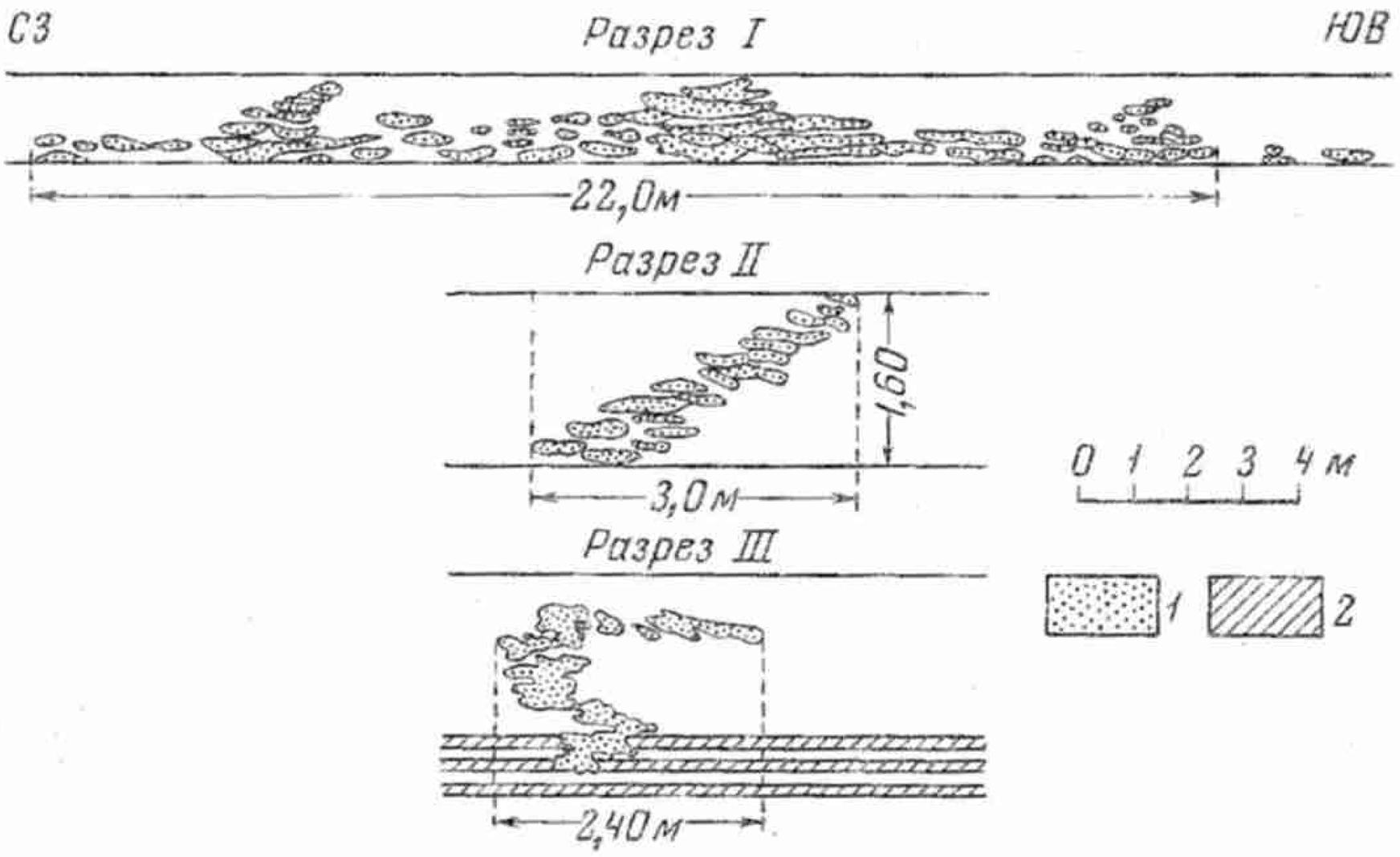


Рис. 43. Песчаные русла в пласте Бреевском, лава № 10, по И. Г. Бызову (Яблоков, 1951)

1 — песчаники; *2* — алевролит; разрез I — вдоль русла; II, III — поперек русла

П. А. Лекус (1936) в пласте Мощном (балахонская свита) в Прокопьевском районе Кузбасса наблюдал небольшие линзы песчаника (мощностью 0,5 *м*, диаметром до 0,1 *м*). Автор не сомневается в том, что линзы образовались одновременно с пластом угля, но объясняет это почему-то не деятельностью ручьев-протоков в болоте, а таянием плавающего льда, «транспортировавшего груз весом, выражаемом в сотнях килограммов» (?).

НЕКОТОРЫЕ ВЫВОДЫ И ОБЩИЕ ЗАМЕЧАНИЯ О ПАЛЕОРЕКАХ

Приведенный выше материал позволяет заключить, что в девонское и каменноугольное время, в континентальные эпохи на Русской платформе существовали речные системы, следы которых отчетливо зафиксированы в виде ориентированных палеодолин и речных отложений.

Несомненно, что эрозионная и аккумулирующая деятельность рек была и в более древние времена. Она является причиной появления в разрезах терригенных пород отложений дельтового типа и т. д., но по имеющимся материалам конфигурацию речных сетей пока восстанавливать нельзя.

Выявлены два типа рек: большие реки, шириной до нескольких километров, прослеженные в длину на десятки и сотни километров, и малые — шириной от нескольких до десятка метров и прослеженных на небольших расстояниях. Глубина вреза больших рек определяется в 20, 30, 50 *м* и более; русла малых рек врезаны на 2—5 *м*, редко более.

В яснополянских, верхнебашкирских и нижнемосковских отложениях в Подмосковном бассейне и в восточных районах Русской платформы установлено неоднократное налегание палеорусел одного на другое, что говорит о многоэтапном (циклическом) образовании некоторых мощных терригенных толщ и об общей унаследованности палеогеографических обстановок.

Выявление речных отложений в каширском и подольском горизонтах, существенно уточняет наши представления о палеогеографии Русской платформы в московское время.

В Донецком бассейне с ярко выраженным циклическим строением верхневизейских, намюрских, башкирских и московских угленосных отложений расположение речных русел повторяется на тех же площадях в течение нескольких десятков миллионов лет многократно (сотни раз), несмотря на то, что речные отложения каждый раз, как правило, перекрывались торфяниками, песчано-глинистыми морскими образованиями

и слоями известняка. Во многих случаях русловые отложения нескольких циклов, прорезая промежуточные слои, налегают друг на друга, создавая, так же как в Подмосковном бассейне, мощные и, на первый взгляд, единые песчаные толщи. Мощность отдельных аллювиальных толщ достигает 15—30 *м*.

При обработке большого количества скважин с керном хорошей сохранности в отложениях палеорек могут быть выделены различные литогенетические и фациальные типы, соответствующие аллювиальным и пойменным образованиям современных рек.

Русла малых рек, изученные в угленосных отложениях карбона и перми, в ряде случаев заполнены не только песчаными отложениями, но и глиной, иногда бокситовой породой и углем. Можно различать русла, существовавшие во время накопления торфяников и русла, возникшие вскоре после окончания торфонакопления.

Изучение отложений малых рек-протоков, бывших в торфяном болоте, одновременно с петрографическими исследованиями и выяснением стратиграфии угольного пласта позволяет восстанавливать детали изменения динамики потоков, а также и общие физико-географические условия прошлого времени.

В верхних частях отложений больших палеодолин башкирского и верейского времени в Подмосковном бассейне встречаются морские осадки, что свидетельствует об ингрессиях моря по речным долинам. То же явление, но только в более крупном масштабе, неоднократно наблюдалось в Донецком бассейне.

В Подмосковном бассейне намечается разница в характере нижне- и среднекарбоновых палеорек. Речные долины позднебашкирского — раннемосковского времени более узкие и глубже врезаны, чем ранневизейские. Вероятно, это свидетельствует о более быстром и менее длительном подъеме местности в начале среднего карбона и, наоборот, о большей пенепленизации в предбобриковское время.

Примечательно, что в верхнебашкирских долинах на склонах обнаружены древние оползни, подтверждающие существование более резкого палеорельефа.

Наконец, следует отметить близость общего плана выявленных палеорек в карбоне Русской плафомы. Реки располагались по западному и южному бортам Московской синеклизы (Ранневизейская палео-Ока и Раннемосковская палео-Ока). Почти в тех же самых местах выявлены речные долины разного возраста в восточных районах платформы в Казанско-Куйбышевском и Саратово-Волгоградском Поволжье. Это тоже можно считать унаследованностью, но иного порядка, чем ранее отмеченная. Наконец, в Подмосковном бассейне уже давно М. С. Швецовым, а потом другими исследователями отмечено очень большое совпадение контуров поверхностей размыва (добобриковской, дотульской, доюрской, послемезозойской и современной) и наложение речных долин разного возраста.

В. Д. Полищук (1970б) для территории КМА приводит мнение Д. Н. Утехина о том, что впадины и поднятия поверхности докембрия в значительной мере контролируют одноименные структуры, выявленные в девонских отложениях, что указывает на небольшие вертикальные движения, происходившие в среднем и верхнем палеозое. Эти структуры в значительной мере контролируют также направление доюрских долин, которые, в свою очередь, в общем плане повторяются в структуре сеноманских отложений и даже в рельефе современной дневной поверхности. Закономерности эти, обусловленные в основном тектоническим режимом Русской платформы, еще требуют специального анализа и объяснения.

Таким образом, выявление и изучение следов речной деятельности в различные периоды геологической истории позволяет более конкретно восстанавливать палеогеографические условия, бывшие на суше во время перерывов в морском осадконакоплении.

ГЛАВА IV

РЕЛЬЕФ И ТЕКТОНИКА ИЗВЕСТНЯКОВОГО (ПОДУГЛЕНОСНОГО) ФУНДАМЕНТА НА ЮЖНОМ КРЫЛЕ ПОДМОСКОВНОГО БАССЕЙНА

В предыдущих главах при рассмотрении материалов о перерывах в морском осадконакоплении и палеореках всегда возникали вопросы о характере рельефа суши в различные интервалы времени. Выявление палеодолин и любая схема реконструкции речной палеосети дают общее представление о рельефе, но не могут его характеризовать на больших пространствах. Наиболее подробно систему палеорек удалось восстановить в Подмосковном угольном бассейне для предбобриковского и бобриковского времени (см. рис. 10). На южном крыле бассейна при разведке на уголь за 200 лет пробурено несколько десятков тысяч скважин (расположенных местами на расстоянии лишь в 250, 100, 75 *м*), зафиксировавших абсолютную высоту поверхности предбобриковского фундамента. Южное крыло Подмосковного бассейна является, таким образом, единственным в СССР районом, где на громадной площади можно изучать ископаемый рельеф одной из палеозойских поверхностей перерыва — подугленосной поверхности. Эта поверхность формировалась в течение длительного континентального периода, продолжавшегося около 10 млн. лет.

Рельеф известнякового фундамента и его происхождение давно и постоянно привлекают внимание исследователей, так как с ним связывают закономерности распространения угленосности и от него зависят условия обводненности месторождения. Современная поверхность известнякового фундамента (рельеф) очень неровная и состоит из ряда понижений и возвышенностей различной формы, протяжения и площади, причем амплитуда колебания отметок достигает 20—30 *м*, а иногда и значительно больше.

Еще в 1915 г. А. В. Шрубко, придавая большое значение рельефу известнякового фундамента в формировании угольных залежей, впервые сделал попытку разобраться в формах этого рельефа на всем южном крыле и выделил Орловско-Воронежское «плоскогорье». От «плоскогорья» в меридиональном направлении, на север, идет ряд ответвлений — «гряд» — Ряжская, Придошская, Оболенская, и Лихвинская, между которыми в каменноугольное время существовали «заливы» — Вердовский, Товарковский, Гильевский, Черепетский.

Составление карт рельефа известнякового фундамента, начатое А. А. Воробьевым и В. С. Яблоковым в 1930-х годах сначала по отдельным участкам, а потом и по более крупным районам южного крыла, имеющим много данных разведки, выявило как некоторые главнейшие черты рельефа, так и много существенных его деталей [1].

Ряд карт рельефа фундамента для южного крыла опубликован в работе Д. Д. Беляева, А. А. Воробьева и др. (1941). А. Э. Ульмер (1946) по этим картам и ряду профилей выделил различные участки рельефа и дал им разные названия.

На геологической карте известнякового фундамента, составленной Л. М. Бириной (1941, 1945) для территории между Тулой и Ряжском,

[1] Это позволило уже тогда решать ряд вопросов, связанных с определением обводнения угольных месторождений и наметить способы борьбы с шахтными водами (Воробьев, Яблоков, 1936; Яблоков, Скробов, 1937; Скробов, Яблоков, 1938).

кроме палеодолин, упомянутых ранее, в рельефе фундамета выделено южное плато, состоящее из Щекинской, Товарково-Богородицкой, Епифанской и Гротовской групп возвышенностей, и северное плато с Тульской, Дедиловской и Зубовской возвышенностями.

В 1940—1960 гг., в связи с накоплением материала по новым разведанным площадям, в б. тресте Мосбассуглегеология и Геологическом управлении центральных районов составлялись новые карты рельефа известнякового фундамента южного крыла, использовавшиеся в дальнейшем рядом геологов. Для юго-западной части Подмосковного бассейна сначала К. Ю. Волков (1947, 1956, 1957) по структурной карте кровли лихвинских (малевских?) отложений, а потом К. К. Рождественская (1960) по современной гипсометрии известнякового фундамента выделили поднятия: Сафоново-Ельинское, Барятинское, Сухиническое, Козельское, Калужское, Добровское и депрессии: Угринскую, Семлевскую, Издешковскую, Вяземскую, Добровинскую, Неполодьскую, Кировскую, Бабишинскую, Юхновскую, Камельгинскую.

Еще в прошлом столетии высказывались мнения, что неровности подугленосного рельефа зависят не только от древних эрозионных процессов, но и от тектоники (Романовский, 1863; Щуровский, 1878; Барбот де Марни, (1878).

В. Ф. Лунгерсгаузен (1910) считал, что часть нарушений в залегании слоев девона и карбона связана с тектоническими линиями северо-восточного простирания. А. П. Карпинский (1915), анализируя причины появления плавикового шпата в среднекаменноугольных отложениях, допускал их связь с дислокациями и интрузиями, не имеющими выхода на современную поверхность. Ю. А. Жемчужников (1922) установил «волнистость» в залегании слоев в Допском районе и считал, что это связано с тектоническими нарушениями, отражающимися на ряде стратиграфических горизонтов вплоть до современного рельефа.

Наконец, было установлено несомненно тектоническое происхождение некоторых форм рельефа в районе р. Черепети, у Тулы и Щекина, у Каширы, Калуги и в других местах (Храмушев, 1931; Швецов, Яблоков, 1931; Швецов, 1932; Преображенский, 1933; Яблоков и др., 1936; Жуков, 1940, 1945; Утехин, 1944; Москвин, 1947; Волков, 1947; Грайзер, 1951; Тихомиров, 1953; Кацман, Тихомиров, 1962; и др.).

С другой стороны, всеми исследователями признается громадная роль эрозионных процессов во время послеупинского и послечернышинского общего поднятия южного и западного крыльев бассейна. Несомненно также, что некоторые мелкие формы рельефа имеют карстовое происхождение, причем эти явления также могли происходить как до, так и после образования угленосных отложений. Карстовые опускания выявляются преимущественно при проведении детальных разведок и горных работ. Примеры карстовых нарушений описаны в работах Ю. А. Жемчужникова и В. С. Яблокова (1933); В. С. Яблокова, Р. М. Пистрак и др. (1936); Д. Д. Беляева, А. А. Воробьева и др. (1941); Ф. С. Бибикова и Е. А. Изюмовой (1962); К. Ю. Волкова, Б. Г. Виноградова и Е. В. Михайловой (1962). Последние авторы отмечают приуроченность карста к склонам эрозионно-тектонических форм известнякового фундамента и его связь с вертикальной тектонической трещиноватостью.

Таким образом, карта современного рельефа известнякового фундамента не показывает непосредственно и точно рельефа местности, существовавшего до и в начале накопления угленосных отложений, и, следовательно, для выводов о закономерностях распространения угленосности она может служить только приближенной основой.

Для выявления не только геоморфологических, но и тектонических структурных форм, бывших до образования угленосной толщи, стали применять метод восстановления рельефа с учетом гипсометрии кровли нижележащих горизонтов (например, малевского) или путем отсчета

мощностей от подошвы различных вышележащих горизонтов, условно принимаемых за горизонтальную линию (основной угольный пласт, нижняя поверхность алексинских известняков).

В. А. Жуков (1940) установил, что высотные отметки современной поверхности известнякового фундамента и кровли верейского горизонта среднего карбона подобны, но последняя более сглажена. По этим данным он выделил в Московской палеозойской котловине ряд структурных элементов — полос (зон) с падением более или менее 1 *м* на 1 *км*. Часть одной, южной, полосы — «*а*» с падением более 1 *м*, ограничивается на севере примерно широтой г. Калуги, а на юге проходит северней городов Тулы и Новомосковска.

О. А. Глико и В. И. Ечеистова в 1947 г. составили, в основном по кровле малевского горизонта, структурно-тектоническую карту для большей части южного крыла и на ней выделили три основных структурных элемента, идущих с юго-востока на северо-запад параллельно друг другу: южная кулисная группа поднятий, Главный ров, Тульско-Лихвинский вал и ряд более мелких форм.

Д. А. Утехин в 1956 г. южнее Ряжска — Тулы и далее на запад указывал область региональных поднятий доживетского времени, с которой совмещается Скопинско-Лихвинская полоса нарушений, включающая элементы построений О. А. Глико.

М. И. Грайзер (1956б) составил структурно-тектоническую схему южного крыла Подмосковного бассейна с учетом материалов для разных районов по трем основным опорным горизонтам: кровле малевского горизонта, подошве окских известняков и кровле верейского горизонта среднего карбона.

Подтвердив большинство ранее выделенных поднятий и опусканий, М. И. Грайзер установил несколько структурно приподнятых зон (например, Тульско-Калужская) и несколько зон сравнительно крутого залегания слоев (более 4 *м/км*): Черепетская, Дубенская, Веневская, Михайловская, Каширская и Зарайская. Он считает, что образование структурных уступов, приподнятых зон и отдельных поднятий связано с разломами кристаллического фундамента и вертикальным перемещением отдельных его блоков.

В 1962 г. опубликована сводка материалов по тектонике южного крыла, сделанная К. Ю. Волковым, Б. Г. Виноградовым и Е. В. Михайловой (1962), к статье которых приложена схематическая карта палеорельефа доугленосной поверхности западного и южного крыла Подмосковного бассейна (под редакцией Б. Г. Виноградова, К. Ю. Волкова, В. А. Котлукова) и схематическая тектоническая карта бассейна (под редакцией В. С. Яблокова). Наконец, Ю. Т. Кузьменко (1971) опубликовал схематическую структурно-тектоническую карту центральной части Русской плиты (территория Московской синеклизы и прилегающих районов Воронежской и Волго-Уральской антеклиз). Карта является новейшей сводкой всех материалов геофизических исследований и глубокого бурения. На ней впервые изображены многие разнообразные и многочисленные структуры как кристаллического фундамента, так и осадочного чехла.

Одновременно с составлением Б. Г. Виноградовым, К. Ю. Волковым и др. упомянутой тектонической карты и карты палеорельефа и в последующие годы, мною прорабатывался материал о строении и условиях залегания верхнедевонских, нижнекаменноугольных (турнейских и визейских) отложений на территории собственно южного крыла.

Как уже упоминалось, было составлено до 30 литолого-стратиграфических профилей, секущих южное крыло в разных направлениях. Эти профили позволили уточнить залегание различных слоев на возвышенностях и понижениях фундамента, выявить некоторые новые структуры, не проявившиеся при построении изогипс по кровле малевского и подо-

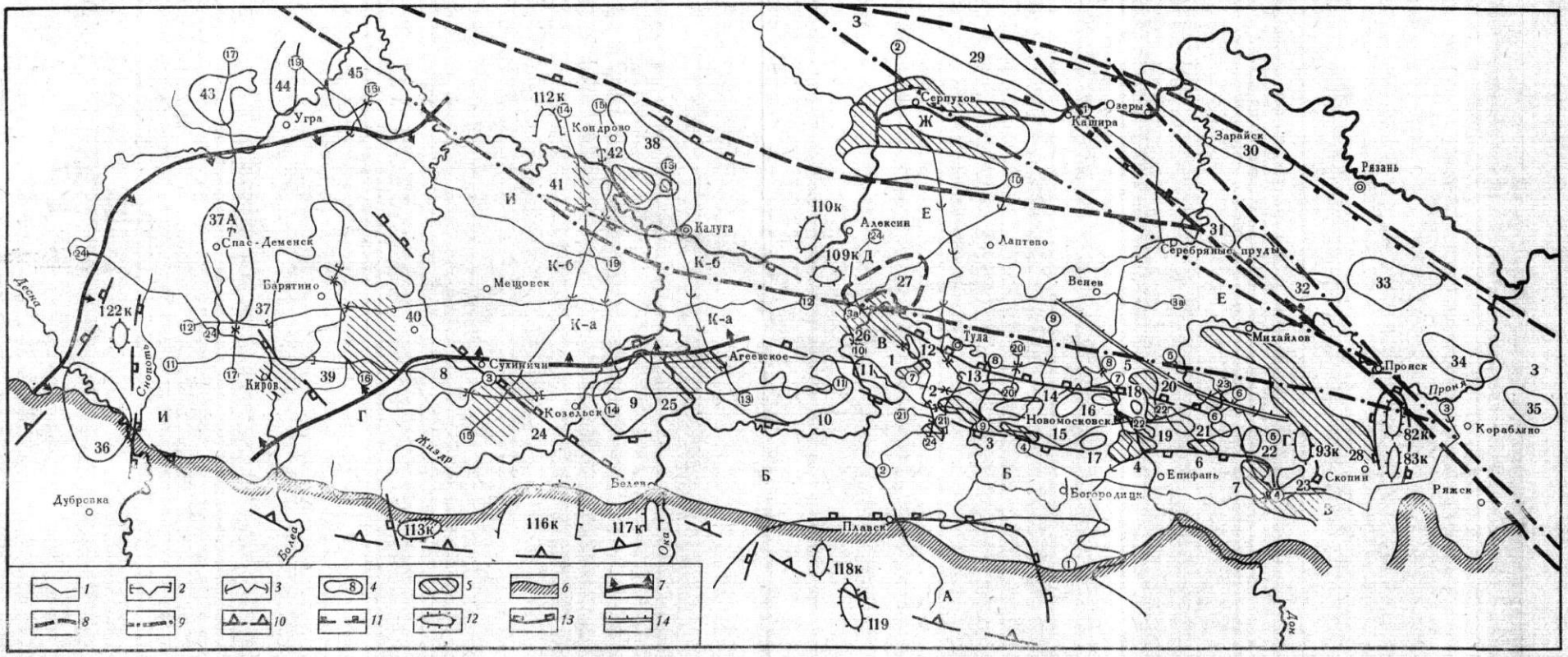


Рис. 44. Схематическая карта основных структур известнякового фундамента южного крыла Подмосковного бассейна. Составил В. С. Яблоков

1 — линии профилей; *2* — граница поднятий по профилям; *3* — граница прогибов; *4* — контур поднятий III порядка и номер поднятия; *5* — контур и площади прогибов; *6* — южная граница распространения угленосных отложений; *7* — новые границы Брянско-Рославльского прогиба; *8* — линии предполагаемых разрывных нарушений (сбросы, взбросы) в кристаллическом фундаменте, по данным П. С. Хохлова (1961); *9* — зоны различной крутизны погружения осадочного покрова, по данным Э. Э. Фотиади (1958); *10—14* — по данным Ю. Т. Кузьменко (1971): *10* — граница структур высшего порядка (свод, склоны) в фундаменте, *11* — разломы, установленные по геологогеофизическим данным, *12* — контур поднятий III порядка и их номер, *13* — структуры II порядка в осадочном чехле, *14* — флексуры в осадочном чехле.

Структуры: А — Чернское поднятие; поднятия III порядка: 118к — Горбачевское, 119к — Жадомское, 117к — Касьяново-Поветинское, 116к — Ульяновское, 113к — Подбужское; Б — Белёвско-Богородицкий склон; В — Непрейковско-Горловская полоса прогибов (цифры на карте): *1* — Непрейковский, *2* — Ломинцевский, *3* — Киреевский, *4* — Люторический, *5* — Избищенский, *6* — Львовский, *7* — Горловско-Топильский; Г — Сухиничи-Труфаново-Павелецкая полоса поднятий: *8* — Сухиничское, *9* — Козельское, *10* — Черепетское, *11* — Труфановское, *12* — Непрейковское, *13* — Скуратово-Болоховское, *14* — Северо-Дедиловское, *15* — Узловское, *16* — Новомосковское, *17* — Смородинское, *18* — Донское, *19* — Каменецкое, *20* — Зубовское, *21* — Жмуровское, *22* — Петрушинское, *23* — Павелецкое, 93к — Лазинское; прогибы в западной части полосы: *24* — Фроловский, *25* — Зеленино-Агеевский; поднятия к востоку от г. Скопина: 82к — Юмашевское, 83к — Вослебовское; Д — Пластовско-Никулинские структуры: *26* — Поречье-Пластовский прогиб, *27* — Деево-Никулинское поднятие (включая Обидимское), 109к — Дугнинское, 110к — Ферзиковское; Е — Лаптево-Веневско-Пронский склон; *28* — Скопинско-Михайловский прогиб; Ж — Тарусско-Серпуховские поднятия и прогибы; З — Каширско-Сапожковская зона поднятий: *29* — Каширское, *30* — Зарайское, *31* — Семеновское, *32* — Захаровское, *33* — Букринское, *34* — Старожиловское, *35* — Сапожковское; И — Брянско-Рославльский прогиб; поднятия: *36* — Сещинское, 122к — Рогнединское (?), *37* — Барятинское, 37А — Спас-Деменское, *38* — Калужское, 112к — Озерковское; прогибы: *39* — Кировский, *40* — Неполодьский, *41* — Чапаевский, *42* — Камельгинский; поднятия к северо-западу от прогиба: *43* — Мытищинское, *44* — Русановское, *45* — Добровское; К — Черепетско-Калужский склон; ступени склона: К-а) Северо-Агеевско-Перемышленская, К-б) Южно-Калужско-Воротынская

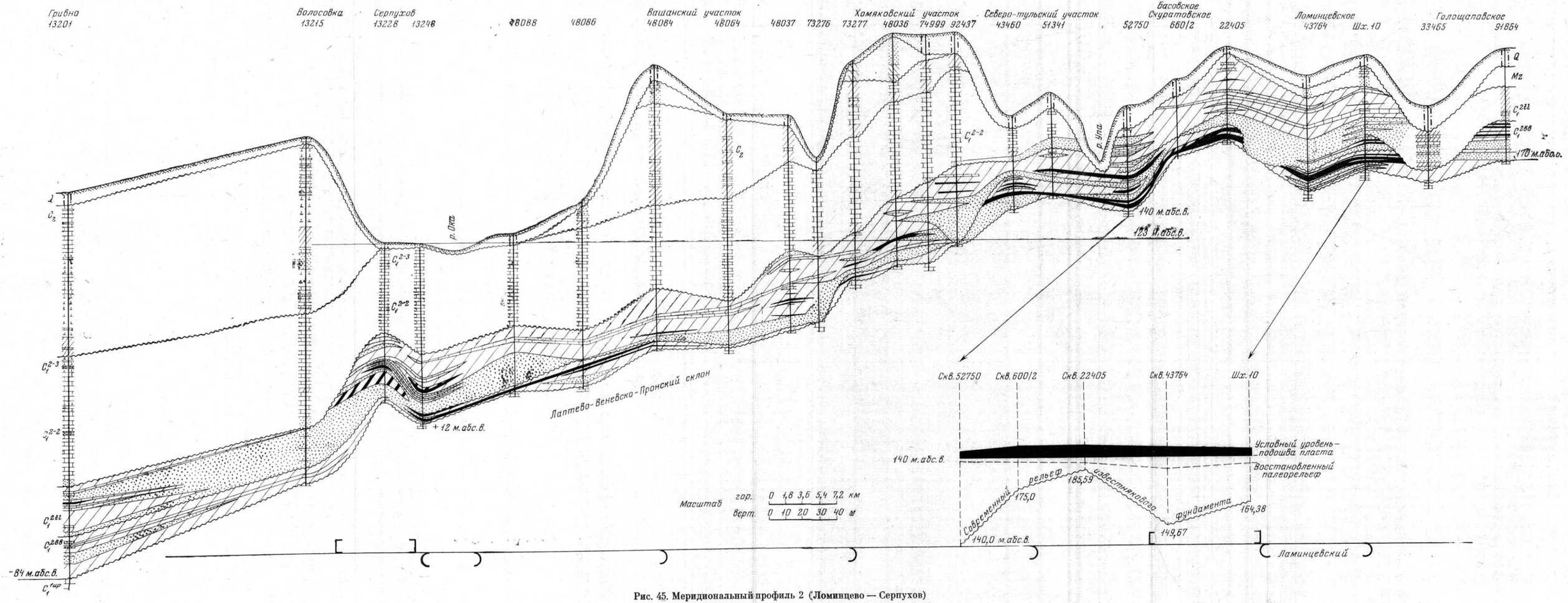


Рис. 45. Меридиональный профиль 2 (Ломинцево — Серпухов)

шве алексинского горизонтов. На основании всех материалов мною составлена схематическая карта основных структур известнякового (подугленосного) фундамента южного крыла Подмосковного бассейна (рис. 44).

Все структурные элементы известнякового фундамента на карте и профилях показаны по различным материалам Геологического управления центральных районов, б. трестов Мосбассуглегеология и Калугауглегеология и по данным разных авторов. Контуры структур взяты главным образом с тектонической карты К. Ю. Волкова и др. (1962) с дополнениями по другим данным и моими уточнениями.

Необходимо отметить, что при сведении материалов приходилось пользоваться картами разных масштабов, иногда весьма схематичными. Это привело к тому, что контуры различных структур и на предлагаемой карте также изображены схематически и отражают только общую картину их расположения.

Ниже дается краткое описание структур разных порядков, показанных на карте.

Южное крыло Подмосковного бассейна расположено на северном склоне Воронежской антеклизы [1]. Северная граница его, судя по карте Ю. Т. Кузьменко, проходит с юго-востока (от поднятия 82к – Юмашевского) на северо-запад, в районе г. Серпухова и далее. На северо-востоке располагается Пачелмский прогиб, а севернее — юго-восточная прибортовая часть Московской синеклизы.

ЦЕНТРАЛЬНАЯ, ЮЖНАЯ И ВОСТОЧНАЯ ЧАСТИ ЮЖНОГО КРЫЛА

К. Ю. Волков, Б. Г. Виноградов и Е. В. Михайлова (1962), относя Московскую синеклизу к структурам I порядка, выделяют на южном крыле Подмосковного бассейна, различные по размерам структуры II и III порядков (поднятия и прогибы). На самом юге расположено Чернское поднятие (А) [2], оконтуренное изогипсой 200 *м* кровли малевского горизонта (см. рис. 44).

Это структура II порядка, на которой Ю. Т. Кузьменко (1971) выделяет два небольших поднятия III порядка: Горбачевское – 118к (10 × 6 *км*) и Жадомское – 119к (18 × 10 *км*). Западнее Чернского поднятия расположены небольшие поднятия: Касьяново-Поветинское — 117к (18 × 8 *км*), Ульяновское – 116к (24 × 15 *км*), оно выделялось ранее К. Ю. Волковым, и Подбужское — 113к (20 × 3 *км*) [3].

Все эти поднятия находятся на южной границе распространения угленосных отложений или за ней, и выделены по изогипсам малевских и девонских слоев. К югу Ю. Т. Кузьменко проводит границу структур высшего порядка (своды, склоны). Возможно, этим намечается начало (верх) северного склона Воронежской антеклизы, к которому приурочены указанные поднятия (непонятно, почему эта граница режет Чернское поднятие?).

[1] А. И. Мушенко считает, что «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» (Мушенко, 1960, стр. 94). «В девонское время центральная часть антеклизы располагалась между Курском и Белгородом. В каменноугольное время она частично была вовлечена в погружение, вследствие этого на погрузившемся участке свода докембрийские породы перекрывались осадками карбона» (там же, стр. 92).

[2] Заглавные буквы и цифры у названия структур показаны на карте.

[3] На карте Ю. Т. Кузьменко почти все поднятия на южном крыле показаны весьма схематично, в виде небольших овалов, вытянутых в северном или северо-западном направлении. В действительности контуры поднятий более сложные. На нашей карте (см. рис. 44) поднятия, выделенные Ю. Т. Кузьменко, кроме тех, которые были показаны ранее К. Ю. Волковым и др., обозначены овалами, с номерами по схеме Ю. Т. Кузьменко (например, 93к, 116к и т. д.).

Севернее Чернского поднятия расположена полоса (между изогипсами кровли малевского горизонта 190—160 *м*) шириной до 30—40 *км*, на которой никаких поднятий не отмечено. Я называю эту полосу Белёвско-Богородицким склоном или ступенью (Б). Далее, вдоль южного крыла бассейна идет сложная зона, состоящая из ряда брахиантиклинальных поднятий и прогибов (В и Г). К востоку, примерно от меридиана г. Тулы, сначала (с юга) выделяется полоса прогибов (Главный ров, по О. А. Глико, Скопинско-Лихвинская полоса нарушений, по Д. Н. Утехину, южная часть структурной зоны, по М. И. Грайзеру), которая имеет ширину 3—15 *км* и прослежена на 150 *км*. Это Непрейковско-Горловская полоса, она состоит из цепи небольших, неправильной формы прогибов III порядка[1]: с запада — 1, — Непрейковский, 2 — Ломинцевский (б. Щекинский), 3 — Киреевский (Дедиловский), 4 — Лютерический, 5 — Избищенский, 6 — Львовский (Епифаньский), 7 — Горловско-Топильский. Размеры прогибов по простиранию от 12 до 27 *км*, а вкрест простирания — от 3 до 10 *км*; наклон слоев на крыльях изменяется от 5 до 15 *м/км*, глубина прогибов (по кровле малевского горизонта) от 20 до 50 *м*, расстояние между прогибами 5—20 *км*[2].

Южнее Ломинцевского прогиба намечается еще Ретинский прогиб (2к) по профилю 2а[3], но контуры его не установлены.

На востоке Непрейковско-Горловская полоса, очевидно, соединяется со Скопинско-Михайловским прогибом (28). В прогибе отметки кровли малевского горизонта находится на 60—70 *м* ниже (абс. высота около 100—90 *м*), чем на Павелецком, Жмуровском и Петрушинском поднятиях, расположенных от него на 30—40 *км* к юго-западу. Контуры прогиба и его характер изучены еще недостаточно.

Непосредственно севернее полосы прогибов выделяется (по К. Ю. Волкову и др.) Труфаново-Павелецкая полоса поднятий, протягивающаяся на 130 *км* и имеющая ширину 5—25 *км*. Она состоит из поднятий III порядка: 11 — Труфановское, 12 — Непрейковское, 13 — Скуратово-Болоховское, 14 — Северо-Дедиловское, 15 — Узловское, 16 — Новомосковское, 17 — Смородинское, 18 — Донское, 19 — Каменецкое, 20 — Зубовское, 21 — Жмуровское, 22 — Петрушинское, 23 — Павелецкое. Длина поднятий колеблется от 3 до 20 *км* (большей частью 6—15 *км*), а ширина — преимущественно около 3—6 *км*. Расстояние между поднятиями обычно 5—8, реже 10 *км*, наклон слоев на крыльях от 2—4 до 7—8 *м/км*. Высота поднятий (по кровле малевского горизонта) колеблется от 10 до 35 *м*.

Ю. Т. Кузьменко (1971) к северу от Павелецкого поднятия показывает Лазинское поднятие (93к) размером 16 × 7 *км* и амплитудой по поверхности C_1^{mal} до 30 *м*. Восточнее г. Скопина Ю. Т. Кузьменко показывает еще два небольших поднятия: Вослебовское — 83к, размером 9 × 4 *км* с амплитудой до 40 *м* и Юмашевское — 82к, размером 10 × 5 *км* и амплитудой 19 *м*. Оба поднятия расположены (по данным Ю. Т. Кузьменко) в северной части Лебедянско-Данковской полосы поднятий на западе Скопинско-Липецкой зоны поднятий.

На меридиональном профиле по линии 2, через Ломинцевское и Баковское угольные месторождения (рис. 45), видны условия залегания

[1] Целесообразно уточнить названия структур и более точно увязать эти названия с географическими данными. Например, Щекинский прогиб называть Ломинцевским, так как Щекино находится вне прогиба; Дедиловский — Киреевским; Епифаньский — Львовским; Горловский — Горловско-Топильским; Тульско-Болоховское поднятие — Скуратово-Болоховским (по названию угольных месторождений), так как г. Тула — вне поднятия; Южно-Болоховское — Северо-Дедиловским.

[2] Данные по отдельным прогибам и поднятиям III порядка приведены в статье К. Ю. Волкова и др. (1962).

[3] Как и при описании строения палеодолин южного крыла, я здесь для сохранения документальной точности привожу ссылки на составленные мною профили, часть из которых приложена к данной работе.

пород и соотношение Скуратовского поднятия и Ломинцевского прогиба. По этому же участку профиля сделано восстановление палеорельефа путем отсчета мощностей от подошвы главного угольного пласта. Из построения ясно видно, что во время образования угольного пласта рельеф был довольно ровный и Ломинцевский прогиб только намечался. Образование Скуратовского (Тульского) поднятия и Ломинцевского прогиба, подтверждаемого изогипсами кровли малевского горизонта, произошло в послеугленосное время.

М. И. Грайзер (1956) к югу от Щекина указывает большое Щекино-Богучаровское поднятие, протягивающееся на 55 *км*, которое не выделяется по изогипсам малевского горизонта на карте К. Ю. Волкова.

Трубановское поднятие, вероятно, продолжается еще на 10—15 *км* к юго-востоку и отражается на профиле 2. Следует отметить, что по профилям контура поднятие обычно шире, по сравнению с размерами, определенными по изогипсам.

К западу от Трубанова к этой же зоне поднятий, очевидно, относятся три более крупных поднятия: Черепетское — 10 (35 × 10 *км*), Козельское — 9 (15 × 15 *км*), Сухиничское — 8 (25 × 10 *км*) с амплитудой 70—80 *м*. Последнее поднятие находится около юго-западного борта Брянско-Рославльского прогиба. Между поднятиями расположены прогибы. Соотношения указанных поднятий видны на профиле по линии 11. Между Сухиничским и Козельским поднятием я выделяю Фроловский прогиб (24), который прослеживается и по более северному профилю 3. На западном склоне (в широком понимании) Козельского поднятия намечается довольно узкое (около 3 *км*) понижение, в котором сейчас располагается долина р. Жиздры. Это понижение поверхности фундамента в основе также, очевидно, тектонического характера. Аналогичные впадины у основания более крутых склонов структур наблюдаются и в других местах, о чем будет сказано ниже.

Следует отметить, что предугленосная поверхность известнякового фундамента на Козельском поднятии, судя по некоторым скважинам в его западной части (профиль 14, скв. 88108, 3224, 3475; профиль 3, скв. 5830 и др.), сложена местами не упинскими, а чернышинскими известняками. Эти же известняки известны к северо-западу от поднятия в районе дер. Бурнашево на р. Серенс (Добров, Константинович, 1936).

К северо-востоку от Козельского поднятия и к северо-западу от Черепетского поднятия мною выделяется Зеленино-Агеевское понижение с низкими отметками поверхности упинских отложений. В скв. 11078/14, на правом берегу г. Черепеть, в юго-западной части Глубоковского месторождения, над упинскими известняками вскрыта агеевская песчано-глинистая толща и чернышинские известняки. Последние являются, очевидно, единым массивом, связанным с давно известными выходами известняков у с. Чернышино. Зеленино-Агеевское понижение, вероятно, сочленяется с западным продолжением Северо-Агеевской ступени склона Брянско-Рославльского прогиба. Понижение намечается и южнее по профилю 11. В нем расположена долина р. Оки, ниже устья р. Упы.

Таким образом, если распространение и сохранность чернышинских известняков и вышележащих угленосных пород в этом единственном районе Подмосковного бассейна, можно объяснить пониженными отметками рельефа района в послеугленосное время, то нахождение сейчас песчано-глинистых агеевских слоев и чернышинских известняков как в понижениях, так и на поднятиях, свидетельствует о том, что Козельское поднятие формировалось в послечернышинское, и главным образом в доугленосное время. Присутствие же в этом районе агеевских отложений показывает, что еще ранее, в послеупинское время, здесь также были положительные движения фундамента, произошел перерыв в отложениях, потом снова опускание и накопление агеевских и чернышинских толщ. В послечернышинское время, на границе турне и визе, произошло

большое поднятие, охватившее все южное крыло бассейна, во время которого мощная эрозионная деятельность создала в основном очень сложный рельеф фундамента, на котором выявляются разные системы палеодолин. Недавнее открытие, только в этом районе, верхнемалиновских — радеевских отложений позволяет считать, что новое большое опускание южного крыла и накопление угленосных толщ началось в Черепетском районе раньше, чем в остальных.

К северу от Черепетского поднятия идет довольно резкое и обширное понижение поверхности фундамента к району р. Оки у Калуги (на 40 *км* отметки фундамента падают на 90 *м*, т. е. около 2 *м/км*). Я полагаю, что этот склон (профиль 13) можно считать южным склоном Брянско-Рославльского прогиба, о границах и характера которого будет сказано ниже. Севернее Труфановского поднятия и западнее Непрейковского мною выделено Поречье-Пластовский прогиб (26) и смежное с ним Деево-Никулинское поднятие (профиль 3А, профиль 10). В последнее входит (на юго-востоке) ранее установленное Обидимское поднятие.

На границе Обидимского поднятия и Поречье-Пластовского понижения поверхность известнякового фундамента на расстоянии 1 *км* падает на 50 *м* (профиль 3А, рис. 46).

На профиле 10 (рис. 20 и 47) через Веригинское, Деевское и Никулинское месторождения древний рельеф восстановлен отсчетом мощностей от подошвы алексинских известняков и, таким образом, он относится не к доугленосному времени, а к началу окского времени. Из построения и рис. 46 следует, что Деево-Никулинское поднятие и Поречье-Пластовский прогиб, хорошо выраженные в современном рельефе известнякового фундамента (в сечении этого и другого профилей), к началу окского времени только намечались, а в основном образовались в послеокское время, так как современные изогипсы подошвы алексинских известняков проходят согласно современной поверхности известнякового фундамента.

На этом же профиле видно, что ступени Лаптево-Веневско-Пронского склона формировались также в послеокское время.

Контуры и характер Пластовско-Никулинской группы структур и их связь с другими структурами, требуют уточнения. По М. И. Грайзеру (1956б), намечается Тульско-Калужская ветвь поднятий. Ю. Т. Кузьменко к западу от Деево-Никулинского поднятия указывает: 109к — Дугнинское (13 × 6 *км*) и 110к — Ферзиковское (19 × 10 *км*) поднятия, которые он относит к Калужско-Дугнинской полосе поднятий. К северу от сложной зоны поднятий и прогибов, вырисовывается широкая, около 50 *км* полоса со средним падением кровли малевского горизонта 1,2—2,0 *м/км* (до начала северного Серпуховского поднятия).

На профилях 1,2, 10 (см. рис. 20) видно, что на этом склоне, который можно назвать Лаптево-Веневско-Пронским (Е), имеется несколько ступеней. Указанная площадь склона соответствует полосам более и менее крутого падения поверхности известнякового фундамента и кровли верейского горизонта, установленным В. М. Жуковым (1940).

М. И. Грайзер (1956) на участке Лаптево — Венев и далее на юго-восток выделяет «зону сравнительно крутого (4—6 *м/км*) залегания средне- и верхнепалеозойских слоев». Очевидно, этот «Веневский уступ» на юго-востоке совпадает со Скопинско-Михайловским прогибом (28), северо-западного простирания. М. И. Грайзер рисует Михайловский уступ, идущий от Михайлова восточнее Серебряных Прудов, и Каширско-Серпуховской уступ.

Построенные мною профили 1,2 и 3А из-за малого количества скважин и большого расстояния между ними не позволяют окончательно решить вопрос о существовании этих уступов. Можно утверждать, что на большом склоне существуют участки с более крутым падением — ступени.

Таким образом, в центральной и восточной частях южного крыла Подмосковного бассейна, к северу от Чернского поднятия и примерно до ши-

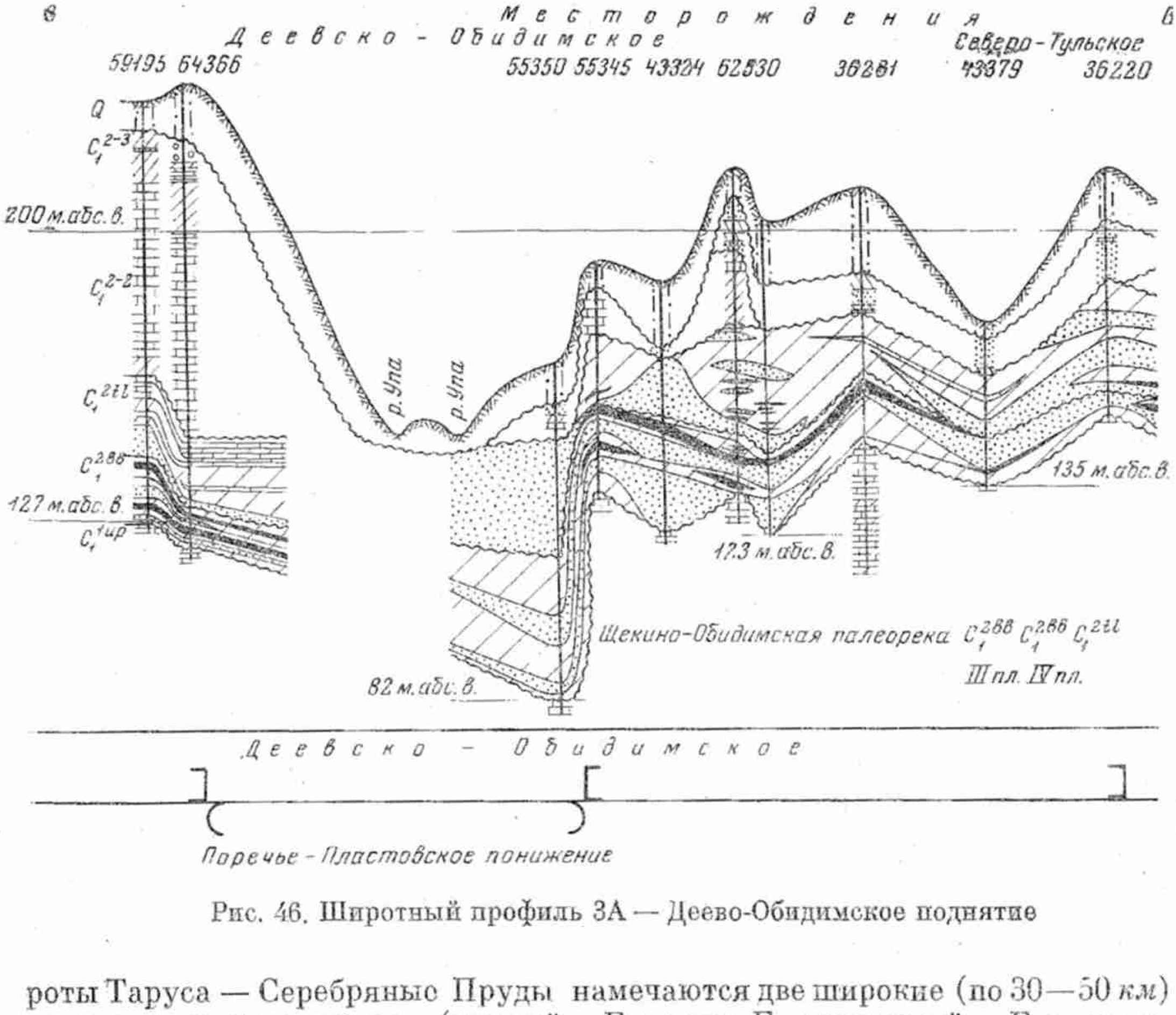


Рис. 46. Широтный профиль 3А — Деево-Обидимское поднятие

роты Таруса — Серебряные Пруды намечаются две широкие (по 30—50 *км*) полосы — пологие склоны (южный — Белевско-Богородицкий — Б и северный — Лаптево-Веневско-Пронский — Е) с небольшим падением кровли малевского горизонта и поверхности фундамента. Между ними выделяется Сухиничи-Непрейковско-Скопинская зона поднятий и прогибов — В и Г, прослеженная на расстоянии около 300 *км*. Поднятия и прогибы имеют близкие размеры, иногда располагаются кулисообразно или чередуются, и, следовательно, не оснований выделять особо полосу прогибов и полосу поднятий, как это делалось раньше. Простирание длинных осей структур преимущественно запад-северо-западное. Зона поднятий и прогибов обрисовывает наиболее подвижную зону шириной до 25—30 *км*, расположенную на склоне Воронежской антеклизы. Ю. Т. Кузьменко эту зону относит к структурам II порядка в осадочном чехле.

Несколько севернее Сухиничи-Непрейковско-Скопинской зоны в южной части Лаптево-Веневско-Пронского склона, по данным Э. Э. Фотиади (1947, 1958) проходит зона различной крутизны погружений осадочного покрова, которая, очевидно, связана с нарушением кристаллического фундамента. Возможно, с этим же нарушением может быть увязана и зона прогиба и опускания, расположенная к югу от нее. Э. Э. Фотиади считает, что на севере Курско-Воронежского массива нарушения обусловили ступенчатое погружение кристаллического фундамента.

Ю. Т. Кузьменко (1971) в восточной части Лаптево-Веневско-Пронского склона, к юго-западу от г. Венева, показывает «флексуру в осадочном чехле», протягивающуюся по направлению к Скопину. Около Вослебовского поднятия (83к) им показано окончание линии разлома, идущего с юго-востока.

К северу от Лаптево-Веневско-Пронского склона, у Тарусы и Серпухова имеются два больших поднятия и прогиба, объединенные К. Ю. Волковым и др. в одну сложную структуру (Ж) с амплитудой до 30 *м*, запад-северо-западного простирания, прослеженные на 50—60 *км*. По своим

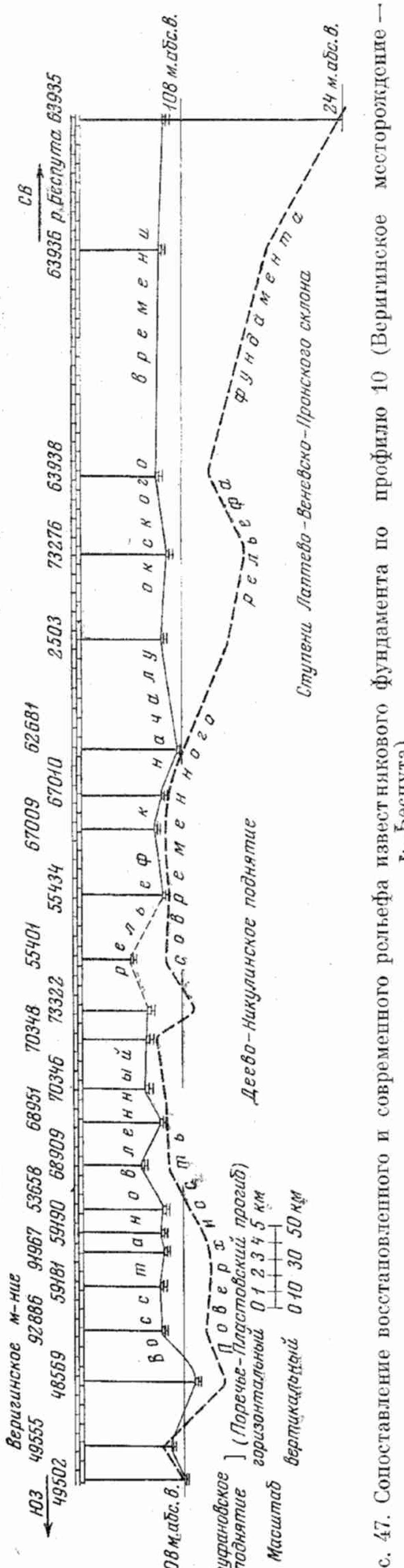


Рис. 47. Сопоставление восстановленного и современного рельефа известнякового фундамента по профилю 10 (Вергинское месторождение — р. Беспута)

размерам оно в два-три раза превышает ранее описанные структуры III порядка.

По М. И. Грайзеру, «Серпуховский структурный нос» находится на Каширско-Серпуховском уступе. Структура эта изучена еще недостаточно. На профиле 2 (см. рис. 20) Серпуховское поднятие хорошо выделяется, а время его образования можно определить как явно послеокское.

Непосредственно южнее Тарусско-Серпуховского поднятия (Ж) П. С. Хохлов (1961) проводит одну из линий предполагаемого разрывного нарушения в кристаллическом фундаменте (сбросы, взбросы).

Е. А. Кудинова (1951) по схематическому профилю Павелец — Тула — Подольск отмечает ряд куполов и понижений с амплитудой 15—40 *м*. Она упоминает о меридиональной Тульско-Серпуховской гряде поднятий, не давая ее характеристики. Такая «гряда» другими исследователями не выделяется. Наоборот, Д. Н. Утехиным (1956 г.) к югу от Серпухова, вдоль р. Оки и к югу от Калуги, примерно до Чекалина, а также у Тулы показаны «меридиональные депрессии» без какой-либо их характеристики (подобное есть и на карте М. И. Грайзера). На карте Ю. Т. Кузьменко ни Тарусское, ни Серпуховское поднятия не показаны.

Для общего представления о тектонике южного крыла следует отметить, что к северо-востоку (за границей угольного бассейна), примерно от Подольска до низовьев р. Прони (к северо-востоку от Ряжска), К. Ю. Волков и др. (1962) показывают ряд вытянутых в северо-западном направлении крупных поднятий.

Каширско-Подольское поднятие (29) объединяет ранее выделенные М. И. Грайзером Климовско-Ватунинское (у Подольска) и Ступинское (к северу от Каширы) [1], Зарайское

[1] Правильнее не объединять поднятия у Каширы и Подольска, так как, судя по карте Ю. Т. Кузьменко, Подольское поднятие находится к северу от северо-восточного борта Пачелмского прогиба, а Каширское (Ступинское) должно быть внутри прогиба, ближе к юго-западному борту.

(30), вероятно, включает поднятие, показанное М. И. Грайзером около г. Озеры[1].

Л. А. Варданянц, А. Я. Дубинский и др. (1964) немного севернее Серпухов — Озеры, на Зарайск и далее на юго-восток показывают линию разломов и направления зон глубинных нарушений.

Далее на юго-восток расположены поднятия: Семеновское (31), Захаровское (32), Букринское (33), Старожиловское (34) и Сапожковское (35). Условно я эту полосу поднятий называю Каширско-Сапожковской зоной поднятий. Каширско-Сапожковская зона расположена на площади, где П. С. Хохлов показывает несколько линий разрывных нарушений в кристаллическом фундаменте, а Э. Э. Фотиади — зону различной крутизны погружения осадочного покрова.

В. Д. Кирейчев (1961) на карте поверхности докембрийского фундамента северо-запада Русской платформы (составленной по данным точечного сейсмозондирования) отмечает к северо-западу от Рязани окончание Саратовско-Рязанского прогиба (на Серпухов — Подольск) и линию разрывного тектонического нарушения вдоль его юго-западного борта.

Ю. Т. Кузьменко на этой площади с линиями разломов в кристаллическом фундаменте показывает юго-западный и северо-восточный (проходящий около Рязани) борта Пачелмского прогиба, в нем — несколько грабенов и горстов и две зоны поднятий в осадочном чехле: Зарайско-Старожиловскую (на юго-западном борту) и Коломенско-Шацкую (на северо-восточном).

ЮГО-ЗАПАДНАЯ ЧАСТЬ ЮЖНОГО КРЫЛА

Для юго-западной части бассейна основным структурным элементом II порядка является Брянско-Рославльский прогиб, ось которого идет с юго-запада на северо-восток, примерно, от ст. Дубровки (около 50 *км* юго-восточней г. Рославля), на Кондорово (около 40 *км* северо-западней Калуги). Наклон оси к северо-востоку небольшой — 0,6 *м/км*. Длина прогиба между этими пунктами около 190 *км*.

Брянско-Рославльский прогиб был установлен Г. Д. Романовским в прошлом столетии и назван им «Девонскими воротами». Прогиб пересекает северо-западную оконечность Воронежской антеклизы. Он хорошо выделяется, например, по изогипсам подошвы верхнещигровского горизонта девона (Кудинова, 1951).

К. Ю. Волков и др. (1962) отмечают, что северо-восточное простирание оси Брянско-Рославльского прогиба соответствует такому же простиранию Московской синеклизы. В течение геологической истории по прогибу неоднократно происходило соединение бассейнов Московской и Днепровско-Донецкой впадин. В настоящее время амплитуда прогиба по подошве алексинского горизонта достигает 110 *м*.

В проведении границ прогиба еще нет единого мнения. К. Ю. Волков и др. (1962) северо-западную границу проводят (с юго-запада на северо-восток) от дер. Кулешово близ р. Десны на деревни Чащи и Круча. Далее граница резко поворачивает на восток и пересекает Мытищинское (43), Русаповское (44) и Добровское (45) поднятия. Очевидно, правильней эту границу проводить несколько южней поднятия, как показано на карте (см. рис. 44). На профилях 16, 17, 19 и 24 здесь намечается начало подъ-

[1] К сожалению, на карте М. И. Грайзера и в подписях к ней имеются пропуски и неясности. Например, к северу от Каширы показано поднятие (около Ступина) 55, но в подписи такого номера нет; около г. Озеры показано поднятие 33, а в подписи за этим номером значится «Зарайская депрессия», хотя на карте знака депрессии нет: на карте к югу от р. Оки, по направлению к ст. Лаптево и вдоль р. Оки, от Серпухова до Алексина, показан знак «отрицательные структурные формы», но номеров у них нет и они не указаны в подписи.

ема. Юго-восточную границу К. Ю. Волков начинает примерно в 30 *км* к югу от Кирова; далее она идет к западному склону Сухиничского поднятия, потом на север (около 10 км к югу от г. Мещовска) и далее в широтном направлении, наконец, резко загибаясь на север, кончается на р. Оке, в 30 км к востоку от г. Калуги [1].

К. К. Рождественская (1960) считает, что на расстоянии около 50 *км* к северо-западу и юго-востоку от указанных границ еще располагаются склоны Брянско-Рославльского прогиба. В. А. Жуков и М. И. Грайзер прогиб не описывали.

Непосредственно на площади прогиба расположены поднятия: Сещинское (36), в 40 *км* к востоку от г. Рославля, большое Барятинское (37) и сложно построенное Калужское подпятие (38).

К. К. Рождественская, кроме того, к юго-востоку от г. Юхнова показывает Добринское поднятие и выделяет на площади Брянско-Рославльского прогиба ряд депрессий: Угринскую (к западу от Барятинского поднятия), Неполодьскую (к востоку от того же поднятия), Кировскую (к югу от поднятия), Бабынинскую (к северу от г. Мещовска), Юхновскую (к юго-востоку от г. Юхнова) и Дубровенскую впадину (между северной частью Барятинского поднятия и Добринским поднятием) [2].

Некоторые из составленных мною профилей пересекают прогиб в разных направлениях (широтные профили — 11, 12, 19, 24 и меридиональные — 13, 14, 15, 16, 17), и по ним можно уточнить характер форм рельефа известнякового фундамента.

Западный склон Барятинского поднятия более пологий. У восточного склона падение поверхности фундамента на расстоянии 4 *км* достигает 60 *м* (т. е. 15 *м/км*), а далее располагается широкий Неполодьский прогиб (40), ограниченный с востока высоким склоном Сухиничеческого поднятия, одновременно являющимся юго-восточным бортом Брянско-Рославльского прогиба. На этом склоне, на расстоянии 10 *км*, среднее падение поверхности фундамента составляет 13 *м/км*.

Следует отметить, что на границе прогиба и поднятия намечаются наиболее низкие отметки фундамента — «ров». Отметки дна этого рва примерно на 30 *м* ниже прилегающей части Неполодьского прогиба.

К западу от южной части Барятинского поднятия, судя по профилям 11 и 12, намечается широкое понижение рельефа фундамента. Оно, вероятно, соответствует Угринской депрессии, по К. К. Рождественской.

К западу от центральной части Барятинского поднятия по профилю 17 наметилось другое поднятие (не указанное на карте Волкова и др.). А. Н. Ануфриев (1969) назвал это поднятие Спас-Деменским (37А).

У северо-западного борта Брянско-Рославльского прогиба, между деревнями Кошелево и Бабичи, по профилю 24 намечается небольшой ров.

К сожалению, у меня не сделаны профили к югу от Барятинского поднятия, и это не позволяет судить о характере Кировско-Троснянской котловины, намеченной ранее К. Ю. Волковым (1947). Однако указанная им большая разница в отметках поверхности лихвинских отложений (107 *м*) и подошвы алексинских (45 *м*) на поднятии и прогибе, доказывает существование Кировского прогиба — котловины (39). Протяженность прогиба до 40 *км*, ширина 5—10 *км*.

По профилю 12 (см. рис. 24) хорошо видно, что Барятинское поднятие с востока и запада также обрамляется глубокими понижениями фундамента до 40—50 *м* — рвами. На этом же профиле прослеживается и Неполодьский прогиб. На большом протяжении профиля, идущем далее на восток,

[1] Раньше К. Ю. Волков (1956, 1957) проводил юго-восточную границу Брянско-Рославльского прогиба значительно северней Сухинического и западнее Калужского поднятий. По каким причинам произошло перемещение границы примерно на 50 *км*, в работе 1962 г. не объяснено.

[2] Все эти структуры не показаны на тектонической карте К. Ю. Волкова и др. (1962).

примерно на границе (по К. Ю. Волкову) Брянско-Рославльского прогиба везде имеются мощные толщи карбонатных морских осадков окского и серпуховского надгоризонтов, которые были отмечены также на профиле 11 в Неполодьском прогибе и к северу от Барятинского поднятия по профилю 16. Судя по залеганию мощных толщ окско-серпуховских известняков и соотношению их с рельефом известнякового фундамента, образование Барятинского поднятия и Неполодьского прогиба в основном произошло в послесерпуховское время.

Профиль 19, пересекающий Брянско-Рославльский прогиб с юго-востока на северо-запад (около 15 *км* на юго-запад от г. Юхнова) от Воротынского угольного месторождения до северо-западной границы Брянско-Рославльского прогиба, показывает в общем ровное дно прогиба и не выявляет контура Добринского поднятия, выделенного К. К. Рождественской.

Как уже указывалось выше, к северу от Черепетского поднятия идет довольно ровный склон к г. Калуге — Черепетско-Калужский — К. На склоне (профиль 19) хорошо выделяются две широкие (около 30—35 *км*) ступени, которые прослеживаются и по более западным профилям 14 и 15: это Северо-Агеевско-Перемышленская (К-а) и Южно-Калужско-Воротынская (К-б) — названия даны по расположенным на них угольным месторождениям. В северной части профиля 14 намечается еще ступень — понижение (Чапаевское — по названию месторождения), которое, возможно, соединяется с западным окончанием Камельгинского прогиба (42) Калужского поднятия.

На площади Южно-Калужско-Воротынской ступени К. Ю. Волков в 1947 г. выделял Ромодаповo-Воротынскую котловину. На западном продолжении этой ступени К. К. Рождественская указывала Бабынинскую депрессию, а еще северней — Юхновскую депрессию, которая частично совпадает с намечаемым мною Чапаевским понижением.

М. И. Грайзер к северу от Черепетского и Козельского поднятий (последнее он не выделяет) показывает Черепетский уступ и еще немного северней, вплоть до северного склона Труфановского поднятия,— Дубенский уступ, отделяющий Тульско-Калужскую (по его данным) ветвь поднятий от группы поднятий Труфаново-Сухиничи. Некоторые обоснования для выделения таких форм как уступов имеются. Черепетский уступ соответствует началу Северо-Агеевско-Перемышленской ступени, а Дубенский — Непрейковскому и Поречье-Пластовскому прогибам.

Таким образом, по различным данным намечается, что по линии, ограничивающей с севера Сухиничское, Козельское и Черепетское поднятия, происходит наиболее заметное изменение падения поверхности фундамента и, надо полагать, и нижележащих слоев. Это позволяет считать, что целесообразнее юго-восточную границу Брянско-Рославльского прогиба провести на 20—30 *км* южней, чем это делают К. Ю. Волков и др., и проводить ее по основанию указанных поднятий (как это показано на карте). Характер смыкания на востоке этого борта прогиба с остальной частью южного крыла бассейна подлежит уточнению.

Ширина прогиба в принятых границах достигает 90—100 *км*. Разница между высшими отметками современной поверхности фундамента южнее юго-восточного борта и низшими отметками дна при таком положении границ составляет 125—135 *м* для северо-западного борта, соответственная разница в отметках — 50—60 *м*.

Интересно, что при пересечении профилей 13, 14, 15 с юго-восточной границей Брянско-Рославльского прогиба, ранее проводимой К. Ю. Волковым, никаких резких изменений рельефа не выявляется.

В пределах Брянско-Рославльского прогиба располагается еще одно большое и сложное Калужское поднятие. Это поднятие за последние 25 лет изучалось многими исследователями в связи с тем, что здесь проходили разведки подземных хранилищ газа (Утехин, 1944; Завидонова, 1951; Грайзер, 1951; Тихомиров и др., 1958, 1960, 1962; и др.).

По данным К. Ю. Волкова, Б. Г. Виноградова и Е. В. Михайловой (1962), на поднятии выделяются две ветви: Якшуновская и Медынская северо-западного простирания; свод, объединяющий эти ветви, имеет северо-восточное простирание. Эти простирания отражают два господствующих в юго-западной части южного крыла направления региональных магнитных аномалий: северо-западное, соответствующее простиранию железистых кварцитов КМА, и северо-восточное, соответствующее оси Московской синеклизы.

Общая длина поднятия достигает 70 *км*. Во внутренней части подковы расположен Камельгинский прогиб, несколько вытянутый в северо-западном направлении. Амплитуда Калужского поднятия по отношению к Брянско-Рославльскому прогибу составляет 90 *м*, а по отношению к Камельгинскому прогибу — 170 *м*. Максимальные уклоны на крыльях поднятия достигают 40 *м/км* (2°10′) (следует отметить, что в определении элементов структуры, между С. В. Тихомировым и К. Ю. Волковым, существуют расхождения).

В. Г. Петров (1969), анализируя новейшие геофизические данные, дал четкую характеристику ряда особенностей Калужской структуры, дополняющую ранее известные сведения. Структура обусловлена разломами в кристаллическом фундаменте и в нижней части осадочного чехла, образующими в плане округлую, почти замкнутую систему. По окраинам Камельгинской мульды поверхность фундамента находится на отметках от — 900 до — 1300 *м*; глубина залегания фундамента в центре мульды не установлена. Мульда (диаметром 13—15 *км*) окружена полосой выступов фундамента с амплитудой от 70 до 300 *м*, которой в верхней части осадочных отложений соответствует вал. Отметки фундамента в этой полосе меняются от —670 до —800 *м*. Ширина вала по поверхности фундамента 2—3 *км*, а по кровле упинских отложений 5—7 *км*. Некоторые из локальных поднятий на валу разграничены разломами северо-западного и северо-восточного направлений.

Во внешнюю сторону от вала В. Г. Петров рисует зону депрессий (с юга — Воротынская и Ромодановская, с востока — Стопкинская, с севера — Кардевская, с запада — Шаньская), за пределами которой по кровле упинских отложений намечается подъем меньшей амплитуды. «Таким образом, вся Калужская структура представляется в виде концентрических кольцевых поднятий и депрессий, выраженных как на поверхности фундамента, так и по всем горизонтам осадочного чехла» (Петров, 1969, стр. 38). В. Г. Петров отмечает, что в настоящее время Камельгинской мульде соответствуют наиболее высокие участки рельефа и отсюда берут начало радиально расходящиеся мелкие речки. Это доказывает, что в неотектонический этап территория мульды поднимается, а зона кольцевого вала опускается.

Таким образом, Калужская структура развивается, начиная с позднего протерозоя до настоящего времени. В. Г. Петров отмечает также, что по гравиразведочным и магнитометрическим данным в юго-западном Подмосковье намечается густая сеть более мелких разломов двух основных направлений: северо-западного и северо-восточного (субширотного). К северо-западу от Калуги, в районе Медыни — Юхнова, сейсморазведкой на поверхности фундамента выявлена округлая мульдообразная структура.

Сходная округлая мульда намечается в районе пос. Дугна. В. Г. Петров предполагает, что эти три структуры расположены в одной тектонической зоне северо-западного направления.

Следует отметить, что Ю. Т. Кузьменко на своей карте, для составления которой им были использованы все имеющиеся геофизические материалы, в районе Калужского поднятия не показывает каких-либо разломов и нарушений в кристаллическом фундаменте. Как указывалось выше, Калужское поднятие он считает одним из поднятий

Калужско-Дугнинской полосы (структура II порядка северо-западного направления).

Результаты разбуривания Калужского поднятия выявили много новых фактов, освещающих тектоническую деятельность на южном крыле Подмосковного бассейна в девонское и каменноугольное время и процессы, которые происходили не только в осадочном чехле, но и в кристаллическом фундаменте с древними тектоническими подвижками в разные этапы палеозоя и мезозоя.

На структурно-тектонической схеме Ю. Т. Кузьменко Брянско-Рославльский прогиб не выделяется и на его площади показаны полосы — структуры II порядка в осадочном чехле северо-западного простирания, состоящие из отдельных поднятий (Барятинско-Ульяновская, Клетненско-Русановская, Починко-Рославльская зоны поднятий).

В. Г. Петров (1971), проанализировав последние геофизические данные о строении Дугненского, Калужского, Юхновского поднятий, отмечает, что они имеют кольцевую вулкано-тектоническую структуру. Он считает, что от Дугненского поднятия, через Калужское и Юхновское на г. Белый, существует прямолинейная структурная зона, параллельная системе Пачелмского авлакогена. Юго-восточным окончанием этой зоны являются дислокации Труфаново-Павелецкой зоны. Такое предположение нельзя считать правильным, так как характер поднятий и прогибов в полосе Труфаново — Павелец, как было показано выше, совершенно иной, чем Дугненского и Калужского поднятий.

На разъяснении этих и других отличий в трактовке тектоники южного крыла автор останавливаться здесь не имеет возможности.

О ВРЕМЕНИ ОБРАЗОВАНИЯ СТРУКТУР ДОУГЛЕНОСНОГО ПАЛЕОРЕЛЬЕФА И РАСПОЛОЖЕНИИ ПАЛЕОДОЛИН

Краткое рассмотрение тектонических структур известнякового фундамента южного крыла показывает, что основной характерной формой структур известнякового фундамента являются брахиантиклинальные структуры, определяемые по изогипсам главным образом поверхности малевских слоев, подошвы алексинских известняков и кровле верейских отложений. Обычно поднятия разделяются или сопровождаются примерно равновеликими прогибами. Эти формы III порядка определяют в основном рельеф известнякового фундамента как в раннекарбоновое время, так и в настоящее, и местные особенности залегания палеозойских и мезозойских отложений.

Можно полагать, что выявленные и показанные на карте поднятия существовали во время предвизейского перерыва. Однако следует иметь в виду, что степень выраженности поднятий в древнем рельефе могла быть разной и зависела не только от степени эрозии, но и от времени их возникновения.

Выше при характеристике поднятий и анализе (по профилям) условий залегания различных толщ уже отмечалось разное время образования отдельных структур (Деево-Никулинское поднятие Поречье-Пластовский прогиб — профиль 3А на рис. 23; Скуратовское поднятие — профиль 2 на рис. 45; Серпуховское поднятие — рис. 45, Барятинское поднятие — профиль 12 на рис. 24 и др.).

Ранее многие исследователи отмечали разновременные тектонические движения на отдельных участках.

Так, Н. А. Преображенский (1933), изучая материалы разведок в Щекинском и смежных районах, отмечает, что тектонические движения происходили неоднократно от доугленосного и кончая аптским временем. Н. Г. Комиссаров особенно подчеркивал значение движения в четвертичное время.

Наши исследования Ломинцевского понижения и более высоких участков к югу и северу (в Щекинском районе), привели к выводу, что основные движения были в послераннекарбоновое время и возобновлялись в позднеюрское — раннемеловое время (Яблоков и др., 1936).

Время образования Чернского поднятия относится к началу раннего визе, так как, по данным Е. В. Михайловой (1956), углесодержащие осадки бобриковского горизонта переходят к югу в пестроцветные каолиновые и бокситсодержащие образования. По данным Д. Н. Утехина, фациальные изменения келловейских отложений указывают также, что в мезозое поднятие продолжалось.

В Щекинском районе Е. В. Михайлова выделяет тектонические движения, происходившие до и после накопления угленосной толщи. Вторая группа движений обусловила параллелизм слоев малевских отложений, угольных пластов и тульских известняков.

И. П. Ломашев (1958) для Щекинского района отмечает движения в предтульское время и считает, что после образования известняков окского подъяруса в Ломинцевском прогибе фундамент прогнулся еще на 40—50 *м* и это привело к более отчетливому проявлению основных тектонических форм, зародившихся в доугленосное время.

В. Ф. Шульга (1963) на примере Тульско-Алексинского района убедительно показал, что тектонические подвижки и формирование структур происходили и в бобриковское время.

Для структур III порядка в Брянско-Рославльском прогибе К. Ю. Волков установил послесерпуховскую — досеноманскую фазу поднятия. Для Барятинского поднятия он отмечал доугленосное, окское и послесерпуховское время, а для Ромодаповo-Воротынской котловины — доугленосную, нижнеокскую, раннемезозойскую и четвертичную фазы.

Д. Н. Утехин (1944) считал, что формирование Калужского поднятия происходило в послеупинское — доугленосное время, а потом движения возобновлялись в послесерпуховское и, возможно, в верхнеюрское время (не старше аквилона).

С. В. Тихомиров в формировании Плетеневского купола Калужского поднятия выделяет три этапа: 1) предсреднедевонский; 2) перед отложением, во время и после отложения калужских слоев (верхнепаровский подгоризонт живетского яруса D_2); 3) в преднижнефранское время (предстарицкое — по С. В. Тихомирову). Структурный план франских и фаменских отложений сформировался уже в послеюрское время.

Нет сомнений в том, что формирование как палеорельефа, так и современного рельефа известнякового фундамента происходило в несколько периодов — движения были в девонское, добобриковское, окское, серпуховское, московское, позднеюрское — раннемеловое и в четвертичное время.

Какая связь существует между положительными тектоническими формами палеорельефа и расположением небольших палеодолин на южном крыле?

При проработке материалов мною была составлена крупномасштабная карта южного крыла Подмосковного бассейна, на которой с возможной документальной точностью показаны контуры поднятий и понижений и контуры палеодолин. Сопоставление этих контуров показало, что нередко контуры долин по разному пересекаются с контурами брахиантиклинальных поднятий и прослеживаются по их склонам. В Барятинском районе, например, долины частично расположены на площади поднятия, которое сформировалось позднее в послеокское время.

Можно считать, что большинство локальных поднятий были выражены в довизейском рельефе известнякового фундамента и влияли на развитие эрозионной сети. Позднее неоднократные движения на поднятиях привели к сложному соотношению их контуров и взаимоотношений с вышележащими породами.

Таким образом, опыт анализа палеорельефа поверхности суши во время довизейского перерыва показал существование ряда трудностей восстановления точного палеорельефа даже при наличии большого количества данных. Трудности эти отражают сложность взаимоотношений основных факторов (тектоники и эрозии), определяющих выработку рельефа.

Раньше было отмечено, что большие палеодолины, существовавшие на южном крыле Подмосковного бассейна в предвизейское и предмосковское время (Ранневизейская палео-Ока и Раннемосковская палео-Ока), располагались в одной широтной полосе. Такое совпадение объясняется, очевидно, тем, что примерно здесь же проходят линии разрывных нарушений фундамента (по П. С. Хохлову) и линии разломов, связанных с Пачелмским прогибом.

Более северная и более поздняя, послепермская Главная Московская ложбина, судя по тектонической карте Ю. Т. Кузьменко, расположена в юго-восточной части Московской синеклизы и прилегающего окончания Пачелмского прогиба.

ОТРАЖЕНИЕ ОСНОВНЫХ ФОРМ РЕЛЬЕФА ИЗВЕСТНЯКОВОГО ФУНДАМЕНТА НА РЕЛЬЕФАХ ПОСЛЕДУЮЩЕГО ВРЕМЕНИ

М. С. Швецов, анализируя характер поверхности размыва разных эпох, сопоставил для ряда районов южного крыла профили поверхностей доугленосного, дотульского, доюрского, после мезозойского и современного размывов. Он отметил, что «в подавляющем большинстве случаев волнистые линии, созданные размывами в отдаленные одна от другой эпохи, обнаруживают поразительные черты сходства, приобретающего иногда характер тождества» (Швецов, 1938, стр. 48). М. С. Швецов подчеркнул, что «в начале угленосного, а также и тульского времени ...страна обладала рельефом, в точности сходным с нашим современным рельефом в тех же районах» (там же, стр. 50).

В последующее время многие исследователи обращали внимание на такое совпадение поверхностей разного времени.

В. А. Огильви (1951) подтверждал тектонические причины образования брахиантиклинальных структур, сопоставляя поверхность известнякового фундамента и современную и направление речных долин, указывал на четвертичные движения.

М. И. Грайзер (1956б) считает, что своды большинства структурных поднятий морфологически выражены водоразделами, а структурным депрессиям соответствуют наиболее пониженные участки земной поверхности. Он приводит ряд примеров, подтверждающих зависимость современного рельефа от тектоники и состава пород, слагающих эрозионную поверхность, и этим объясняет, в частности, строение долин р. Оки на разных участках и изменения в ее направлениях.

Е. В. Михайлова приводит сопоставление профилей (по линии Басово — Буханово — Щекино) нескольких поверхностей (1 — современный рельеф, 2 — почва нижнего тульского известняка, 3 — почва основного угольного пласта, 4 — современная поверхность известнякового фундамента, 5 — кровля малевских отложений) и показывает их взаимную связь. К началу отложения угленосных осадков уже существовали пологие тектонические структуры, определившие развитие древней эрозионной сети. Продолжавшиеся или периодически возобновлявшиеся движения на этих структурах отражаются и на современном рельефе.

Ю. А. Мещеряков (1951, 1953) считает, что в районе Калуги находится область обратных соотношений между локальными структурами и современным рельефом, а к юго-востоку от Калуги до верховьев Дона идет полоса, где указанные соотношения прямые или близкие к таковым. К востоку от р. Дон закономерной связи местами нет или она обратная.

На схеме структурно-геоморфологических районов Русской равнины область к югу от широтного отрезка р. Оки показана как неунаследованное (миоценовое) активное поднятие, а к востоку от Дона — как неунаследованный (миоценовый) активный прогиб [1].

Обстоятельный анализ развития структур кристаллического фундамента и осадочного чехла центральных областей Русской платформы сделала Е. В. Кудинова (1961).

К. Ю. Волков, Б. Г. Виноградов и Е. В. Михайлова (1962) указывают, что основной угольный пласт в центральных районах южного крыла (северо-восточная часть Среднерусской возвышенности) лежит в настоящее время на абсолютных отметках 160—190 *м*, а в Кораблинском районе (восточная окраина бассейна — южная часть Мещерской низменности) на отметках 50—80 *м*. Разница высот в 100—110 *м* соответствует разности высот рельефа современной поверхности. Наиболее вероятным объяснением этого они считают поднятие Среднерусской возвышенности и опускание Мещерской низменности на границе третичного и современного периода.

Очевидно, этими же причинами объясняется пониженное положение углепосных и окских отложений в Брянско-Рославльском прогибе.

Таким образом, многочисленные данные подтверждают существование на южном крыле Подмосковного бассейна неоднократных тектонических движений как больших площадей (блоков?), так и сравнительно ограниченных брахиантиклипалей и прогибов, которые определяли рельеф или влияли на его формирование в периоды континентальных перерывов.

Как уже упоминалось, явление унаследованности отмечалось неоднократно в расположении палеодолин в раннекарбоновое и среднекарбоновое время. Общее подобие расположения речных систем во время предвизейского и предмосковского перерывов также свидетельствует об унаследованности основных палеогеографических черт этих перерывов. Несколько примеров совпадения расположения современных и древних долин было отмечено при описании профилей.

Следовательно, можно считать, что на Русской платформе в начале карбона в континентальную эпоху уже были созданы основные тектонические и геоморфологические черты, которые повторялись в последующие эпохи перерывов. При изучении перерывов и поверхностей размыва на разных стратиграфических уровнях необходимо поэтому тщательно фиксировать любые признаки унаследованности, что позволит полнее характеризовать условия, бывшие во время перерывов.

Совершенно правильно одной из первых задач неотектоники Н. И. Николаев (1962) считает установление связи неотектонических структур с глубинными и изучение типов рельефа, их различия и связи с поверхностными и глубинными структурами. Это полностью применимо к изучению поверхностей перерывов прошлых эпох, несмотря на то, что при этом надо преодолевать большие трудности и довольствоваться часто ограниченным фактическим материалом и условными выводами.

Кратко остановлюсь на некоторых вопросах, связанных с тектоникой известнякового фундамента, и отчасти, уже отмеченных выше.

На тектонической схеме южного крыла мною выделены три полосы — ступени или склона пологого падения слоев — Белёвско-Богородицкая (Б), Лаптево-Веневско-Пронская (Е) и Калужская (К). На этих склонах

[1] А. Т. Донабедов и Ю. А. Мещеряков (1951а, б) отмечают, что высокое залегание известнякового фундамента (Товарковская и Тульско-Донецкая возвышенности) отвечают зоне минимума силы тяжести, а в меридиональной Крапивенской и Пронской депрессиях аномалии возрастают. На карте Русской платформы вся область к югу от р. Оки до среднего Дона показана как область обратных соотношений между аномалиями силы тяжести и антиклинальными структурами верхнего структурного комплекса.

намечаются ступени меньшего размера с небольшим перегибом слоев, например, Северо-Агеевско-Перемышленская и Южно-Калужско-Воротынская. Вероятно, одной из ступеней соответствует флексура, показанная Ю. Т. Кузьменко на Лаптево-Вяневско-Пронском склоне, намеченная еще В. А. Жуковым и М. И. Грайзером.

Следует отметить, что о ступенях, террасах и зонах с разной величиной падения слоев в центральной и восточной частях южного крыла Подмосковного бассейна писал сначала В. А. Жуков (1940), а позднее его положения развивал М. И. Грайзер (1956).

А. Т. Донабедов (Донабедов, Мещеряков, 1951а) отмечает, что, по геофизическим данным, к северу от Тулы есть зона «ступеней» и «уступов», соответствующая зоне больших градиентов силы тяжести, что, вероятно, отражает «крутизну» перехода от структурно-опущенных к структурно-поднятым зонам. Однако К. Ю. Волков, Б. Г. Виноградов и Михайлова (1962) считают, что наличие структурных уступов (ступеней) не подтверждается проведенными ими работами.

Я думаю, что рано отказываться от таких построений до проведения специального исследования. Представляет интерес дальнейшее изучение характера сочленения более крупных брахиантиклинальных структур и прогибов. Как указывалось, в ряде случаев у основания поднятий Баряпинского, Сухиничского, Козельского и других обнаружены узкие понижения — рвы. Как объяснить образование таких рвов? Нет ли здесь признаков горизонтальных движений — этот вопрос остается открытым.

Следующий вопрос — о связи размещения брахиантиклинальных поднятий с глубинными разломами и блоками кристаллического фундамента.

Следует отметить, что брахиантиклинальные поднятия в осадочном чехле широко распространены на территории всей Московской синеклизы и на прилегающих площадях. Судя по карте Ю. Т. Кузьменко, иногда они расположены одиночно, но чаще могут быть соединены в линейные зоны. В ряде случаев намечается совпадение с направлением линий нарушений в фундаменте, но есть примеры, когда такой связи не установлено. Поднятия оконтуриваются по изогипсам поверхностей девонских, алексинских, верейских, казанских и оксфордских слоев.

Как уже указывалось, В. С. Кофман (1962) на северо-западном крыле выявил докарбоновое поднятие девонских слоев — Кильозерский вал. Он отмечает, что подобные брахиантиклинальные поднятия имеются и в других районах — пос. Шугозеро, Неболчи, к северо-востоку от г. Боровичи, в районе Новгорода и др. Эти антиклинальные структуры в покрове он связывает с глубинными разломами в фундаменте.

Очевидно, по линиям нарушения в фундаменте, образовавшимся в какой-то отрезок докембрийского — додевонского времени, движения (может быть, разного знака) происходили неоднократно. Эти движения передавались на осадочный чехол, приводили к созданию брахиструктур.

Конечно, нельзя предполагать, что каждому поднятию и прогибу соответствует горст или грабен в фундаменте. Механизм процессов здесь был более сложным, хотя в некоторых случаях могла быть и такая связь. Например, Ю. Т. Кузьменко указывает на существование Зарайского горстообразного выступа в фундаменте и Зарайского локального поднятия в осадочном чехле и др. [1]

Для других поднятий Каширско-Сапожковской зоны, несомненно, связанной с «жизнью» Пачелмского прогиба, таких связей не установлено.

Можно с уверенностью считать, что и Сухиничи-Труфаново-Павелецкая зона поднятий и прогибов также связана с глубинными нарушения-

[1] Г. А. Бражников (1959) рисует вариант схемы образования поднятия в осадочном чехле на границе горста и грабена, которая объясняет такую связь.

ми. Положение одного из них — северного, — возможно, намечено Э. Э. Фотиади.

Почему эти нарушения привели с созданию длинной цепочки небольших, близких по форме и размерам поднятий и прогибов, каков был механизм возникновения напряжений, в осадочном чехле и создания таких форм, сказать пока не представляется возможным.

Можно высказать одно предположение, связанное с деталями геологического строения данной полосы.

Ранее было упомянуто, что примерно на 800 *м* ниже ангидрид-гипсовой толщи, достигающей мощности 20—30 *м* (низы озерско-хованских слоев нижнего карбона) лежит толща каменной соли мощностью 30—60 *м*, относящаяся к морсовскому горизонту среднего девона. Отмечалось также, что южные границы и максимумы мощностей гипсовой и соляной толщ довольно точно совпадают (см. рис. 7). Теперь надо отметить, что значительная часть Сухиничи-Труфаново-Павелецкой зоны поднятий и прогибов находится над южной границей гипсов и соли. Можно предположить, что такое пространственное совпадение объясняется тем, что наличие более пластичных толщ солей и гипсов способствовало проявлению динамических напряжений, связанных с глубинными подвижками именно в данной полосе, ограниченной с юга более крепкими не гипсоносными и не соленосными породами [1].

Из изложенного выше следует, что существует ряд вопросов, требующих разъяснения при изучении малых тектонических форм на южном крыле Подмосковпого бассейна и перечень их можно еще продолжить.

Много ценных наблюдений и выводов, которые необходимо учитывать при изучении малых структур Подмосковного бассейпа, содержится в работах А. И. Мушенко (1960, 1961) о строении и образовании куполов Русской платформы, в статье М. В. Муратова, М. Ф. Микунова и Е. С. Черновой (1962).

Учитывая громадный фактический материал, полученный при геологоразведочных работах на уголь, гипс, соль и другие ископаемые, а также при бурении на воду, проходке опорных скважин и геофизических исследованиях, целесообразно провести специальный анализ различных структурных форм Подмосковного бассейна, связи поднятий и прогибов осадочного чехла с глубинными нарушениями механизма возникновения локальных поднятий. Результаты такого изучения, несомненно, могут иметь не только практическое, региональное, но и большое методическое значение.

[1] Л. М. Бирина (1951) пыталась объяснить возникновение структур фундамента образованием — внедрением толщ гипса под влиянием продуктов магматической деятельности, что привело к изгибанию слоев. А. И. Блох (1957) объяснял поднятия увеличением объема при образовании гипса из первичного ангидрита. Критика этих гипотез дана А. А. Ивановым и Ю. Ф. Левицким (1960), П. М. Никитиной и А. П. Ясыревым (1962).

Н. М. Страхов (1971) отмечает, что при переходе ангидрита в гипс часть $CaSO_4$ растворяется и уносится, это ликвидирует увеличение объема возникающего гипса против исходного объема ангидрита.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

«Одни и те же места не остаются всегда землею, либо всегда морем. Море приходит туда, где прежде была суша; суша вернется туда, где теперь видим море. Нужно притом думать, что эти изменения следуют одно за другим в известном порядке и представляют известную периодичность».

Аристотель (384—322 г. до н. э.)

По А. П. Павлову «Очерки истории геологических знаний» Госиздат, 1921, стр. 13.

Многочисленные выводы и замечания по различным вопросам выполненных исследований, а также некоторые задачи новых работ изложены в соответствующих главах.

Кратко итоги работы сводятся к следующему:

1. Учтенные и охарактеризованные перерывы в морском осадконакоплении в стратиграфическом разрезе Русской платформы (протерозой — верхний карбон) различаются по степени выраженности в разрезе, по распространению на площади и по продолжительности.

2. Критически рассмотренные различные методы определения продолжительности перерывов (по абсолютному возрасту; исходя из длительности данного геологического периода; по скорости денудации толщ во время перерыва; по скорости накопления осадков, синхронных перерыву и др.) не дают еще определенных и уверенных результатов.

3. Предложенная типизация перерывов по продолжительности (шесть типов — от сотен миллионов лет до единиц миллионов и тысяч лет) только намечает соотношения между разными перерывами и подлежит уточнению.

4. Установлены и охарактеризованы отдельные этапы перерывов и определена общая продолжительность континентальных эпох, бывших в послечернышинское — раннетульское время и в послепротвинское — верейское время. Общая продолжительность этих двух континентальных эпох достигает 20 млн лет, что составляет около 1/3 продолжительности всего карбона.

Для волынского времени венда продолжительность континентальной эпохи (предберестовецкого перерыва) составляет около 20 млн лет, т. е. половину интервала. Общая продолжительность континентальных условий (от кембрия до позднего карбона включительно) на большей части Русской платформы определяется примерно в 150 млн. лет и составляет около 50% данного интервала. Такое соотношение времени континентальных и морских условий является существенной чертой, характеризующей общие палеогеографические условия, бывшие на Русской платформе.

5. Большинство границ стратиграфических подразделений разных рангов соответствует границам циклов разных порядков и связано с перерывами разной продолжительности.

6. Намечена возможность сопоставления перерывов в девоне и карбоне на площадях с разным тектоническим режимом (Подмосковный бассейн и Донбасс).

7. Подробно проанализированы материалы, характеризующие эрозионную и аккумуляционную деятельность рек во время перерывов. Уста-

новлено, что в девонское и каменноугольное время на Русской платформе существовали речные системы, зафиксированные в виде палеодолин и речных отложений. Для предвизейского и предмосковского перерывов в карбоне на палеогеологических картах нанесены все выявленные речные долины (некоторые протяженностью до 800—1000 *км*), намечены основные черты палеорельефа, оценены источники сноса терригенного материала, выявлены отличительные черты рек этих двух периодов.

8. Установлено близкое подобие расположения ряда палеорек в предвизейское, предмосковское и послекарбоновое время, свидетельствующее о близости общего плана суши Русской платформы во время трех континентальных эпох, разделенных несколькими десятками миллионов лет.

9. Выделено два типа рек по ширине долин, глубине вреза и прослеженной протяженности: большие и малые (протоки).

Выявление расположения больших палеорек помогает реконструировать крупные черты палеорельефа. Фиксация малых рек восстанавливает детали палеогеографических условий и имеет существенное значение при ведении геологоразведочных работ, оценке месторождений и эксплуатационных горных работах.

10. В больших палеореках в яснополянских, башкирских и нижнемосковских отложениях установлено неоднократное налегание разновременных песчаных толщ одна на другую, что свидетельствует о многоэтапном (циклическом) их образовании и общей унаследованности палеогеографических обстановок.

11. На примере наиболее детально изученной площади южного крыла Подмосковного бассейна проведен анализ образования палеорельефа поверхности известнякового фундамента — суши, бывшей в предвизейский перерыв. Показана сложность восстановления истинного добобриковского рельефа из-за наложения действия двух основных факторов: неоднократных тектонических движений участков поднятия и прогибов до и после перерыва и эрозионной деятельности.

Установлено общее совпадение крупных палеодолин в предвизейское, предмосковское и послепермское время с полосами глубоких нарушений осадочного чехла и кристаллического фундамента.

Материалы о перерывах и их продолжительности на Русской платформе, характеристика строения и рельефа в некоторые континентальные эпохи, описание выявленных палеоречных систем, анализ данных об источниках сноса терригенного материала, явления унаследованности основных черт рельефа и палеодолин и связь их с тектоникой — тесно связаны между собой и характеризуют и уточняют наши представления об условиях, существовавших во время перерывов в морском осадконакоплении.

Без правильного понимания и оценки роли перерывов невозможно познать и подробно восстановить геологическую историю какого-либо региона. Необходимо углубленное, комплексное изучение перерывов, что поможет увереннее решать различные вопросы корреляции и стратиграфии, осадконакопления и палеогеографии.

Изучение перерывов и палеорек имеет существенное значение для установления закономерностей образования и распространения полезных ископаемых (уголь, нефть, железные руды, бокситы) и россыпных месторождений, решения вопросов палеогидрогеологии и геохимии подземных вод, для определения их влияния на вторичные процессы в толщах пород.

ЛИТЕРАТУРА

Алихова Т. П. 1968. Ордовикская система. Русская платформа. В кн. «Геологическое строение СССР», т. I. М., «Недра».

Аллювиальные отложения в угленосной толще Среднего карбона Донбасса. 1954.— Труды ИГН АН СССР, вып. 151.

Амалицкий В. П. 1900. О раскопках в 1899 г. остатков позвоночных животных в пермских отложениях севера России.— Труды СПб. общ-ва естествоисп., 31, вып. 1.

Андреев Д. К. 1957. Схематическая палеогеологическая карта довизейской поверхности центральных областей Русской платформы. В кн. «Геологическое строение центральных областей Русской платформы». М., Гостоптехиздат.

Андреев Д. К., Гиляровский В. Г. 1957. Схематическая палеогеологическая карта донижнеживетской поверхности центральных областей Русской платформы. 1954 г. В кн. «Геологическое строение центральных областей Русской платформы». М., Гостоптехиздат.

Ануфриев А. Н. 1969. К вопросу о тектонике юго-западной части Подмосковного буроугольного бассейна.— Уч. зап. Горьковского гос. пед. ин-та, вып. 104.

Аншелес О. М. 1927. Микроскопические исследования глин, песков и бокситов Череповецкой губернии.— Изв. Геол. ком., 16, № 2.

Аронова С. М., Гасанова И. Г., Лоцман О. А., Соколова Л. И., Карпова П. А. 1970. Палеогеография девонских отложений.— Труды ВНИГНИ, вып. 75.

Асаткин Б. П. 1934. Древнейшие слои среднего девона Ленинградской области.— Изв. Ленингр. геол.-гидрогеол.-геодез. треста, № 3.

Атлас литолого-палеогеографических карт Русской платформы и ее геосинклинального обрамления, ч. 1. Поздний докембрий и палеозой. 1960. М.— Л., Госгеолтехиздат.

Атлас углей Подмосковного бассейна, т. I. и II. 1961—1962. Изд. центр. бюро техн. информации. Тула.

Бакиров А. А. 1948. Геологическое строение и перспективы нефтеносных палеозойских отложений Среднерусской синеклизы. М., Гостоптехиздат.

Барбот де Марни Н. П. 1878. Об осадках девонской системы в Европейской России.— Горн. ж. № 4.

Бархатова В. П. 1940. Няндомская буровая скважина.— Труды. Сев.-Зап. геол. упр., вып. 8.

Бархатова В. П. 1941. К геологии бассейнов юго-восточного побережья Онежского озера и верховьев р. Онеги.— Труды Сев.-Зап. геол. упр., вып. 9.

Бархатова В. П. 1963а. Каменноугольная система. Север Русской платформы между Балтийским щитом и Тиманом. В кн. «Геология СССР», т. II, ч. 1. М., Госгеолтехиздат.

Бархатова В. П. 1963б. Каменноугольные отложения. Тиман. В кн. «Геология СССР», т. II, ч. 1. М., Госгеолтехиздат.

Батурин В. П. 1944. О дистене в осадочных породах Европейской части СССР.— Докл. АН СССР, 44, № 3.

Батурин В. П. 1947. Петрографический анализ геологического прошлого по терригенным компонентам. М., Изд-во АН СССР.

Башарин А. К. 1961. Типы несогласного залегания слоев.— Геол. и геофиз., № 9.

Башарин А. К. 1971. Типы взаимоотношений слоев.— Геол. и геофиз., № 1.

Беккер Ю. Р., Богданов Ю. Б., Якобсон К. Э., Негруца В. З., Солонцов Л. Ф., Аксенов Е. М. 1970. Основные черты геологии докембрия Русской платформы и ее складчатого обрамления. В кн. «Вопросы тектоники докембрия континентов». М., «Наука».

Беклемишев В. С. 1966. К петрографии алевролитов и песчаников терригенной толщи нижнего карбона западного склона Среднего Урала и Пермского Прикамья.— Научн. труды Пермского политехн. ин-та, сб. 23.

Белоконь В. Г. 1966. О северной границе Донецкого бассейна. В кн. «Тезисы докладов второй геологической конференции «Лутугинские чтения». Луганск.

Белоусов В. В. 1948. Общая геотектоника. М., Госгеолиздат.

Беляев Д. Д., Воробьев А. А., Гольтякова В. И., Нелюбов Л. П., Пастухов Г. И., Федоров Г. И., Троянский С. В., Яблоков В. С. 1941. Гидрогеологическое описание южного крыла Подмосковного бассейна и условия обводненности угольных шахт. М., Гостоптехиздат.

Бессонова В. Я., Чумаков Н. М. 1969. Верхнедокембрийские ледниковые отложения западных районов СССР.— Литол. и полезн. ископ., № 2.

Бибиков Ф. С., Изюмова Е. А. 1962. Центральный промышленный район. В кн. «Геология месторождений угля и горючих сланцев СССР», т. 2. Подмосковный бассейн. М., Госгеолтехиздат.
Бирина Л. М. 1941. К вопросу о происхождении рельефа известнякового фундамента угленосной толщи Подмосковного бассейна.— Труды ВИМС, вып. 168.
Бирина Л. М. 1949. Стратиграфия и фации каменноугольных отложений центральных областей Русской платформы.— Труды Моск. фил. ВНИГРИ, вып. 1.
Бирина Л. М. 1951. Рельеф и тектоническое строение турнейского материка в южном Подмосковье.— Труды Моск. фил. ВНИГРИ, вып. 2.
Бирина Л. М. 1953. Нижнекаменноугольные отложения центральной части Московской синеклизы (строение, залегание и условия образования). М., Гостоптехиздат.
Бирина Л. М. 1970. Сульфатный и доломитовый метасоматоз в центральной части Русской платформы.— Литол. и полезн. ископ., № 6.
Бирина Л. М., Сорская Л. С., Рождественская К. К. и др. 1971. Каменноугольная система. Нижний отдел.— В кн. «Геология СССР», т. IV. М., «Недра».
Блох А. М. 1956. О распространении среднекаменноугольных отложений в юго-восточной части Подмосковного бассейна.— Изв. АН СССР, серия геол., № 2.
Блох А. М. 1957. О природе некоторых поднятий известнякового фундамента на юго-востоке Подмосковного бассейна.— Изв. АН СССР, серия геол., № 10.
Блох А. М. 1958. Предвизейский рельеф юго-востока Подмосковного бассейна, его связь с угленакоплением.— Изв. высш. учебн. завед. Геология и разведка, № 3.
Блох А. М. 1963. О подмосковных гипсах.— Изв. АН СССР, серия геол., № 8.
Блох А. М., Коченев А. В. 1964. Элементы примеси в костных фосфатах ископаемых рыб. В кн. «Геология месторождений редких элементов», вып. 24. М., «Недра».
Блудоров А. П. 1964. История палеозойского угленакопления на юго-востоке Русской платформы. М., «Наука».
Богданов А. А. 1949. Несогласия, их типы и значение их изучения.— Изв. АН СССР, серия геол., № 2.
Богданов Ю. Б., Негруца В. З. 1968. Восточная часть Балтийского щита. Архей. В кн. «Геологическое строение СССР», т. 1. М., «Недра».
Богданова З. А. 1929. О разрезе нижнего карбона западного и северо-западного крыла Подмосковного бассейна.— Изв. Геол. ком., 48, № 10.
Богданова З. А. 1932. К стратиграфии нижнего карбона Подмосковного бассейна.— Вестник Союзгеоразведки, № 12.
Боголюбов Н. Н. 1904. Геологический очерк Малоярославского уезда Калужской губернии. Труды оценочного статистического отдела земской управы Калужской губернии. т. II. Калуга.
Богуцова Л. С., Вишняков С. Г., Хожаинов Н. П. 1962. Стратиграфия каменноугольных отложений КМА. В кн. «Материалы по геологии и полезным ископаемым центральных районов Европейской части СССР». М., Госгеолтехиздат, вып. 5.
Ботвинкина Л. Н. 1963. Некоторые особенности генетических типов отложений и закономерностей их наслоения в параллических формациях разных климатических областей.— Труды ГИН АН СССР, вып. 81.
Ботвинкина Л. Н., Жемчужников Ю. А., Тимофеев П. П., Феофилова А. П., Яблоков В. С. 1956. Атлас литогенетических типов угленосных отложений среднего карбона Донецкого бассейна. М., изд-во АН СССР.
Бражников Г. А. 1959. Структуры без корней сталинградского типа.— Геол. нефти и газа, № 10.
Брунс Е. П. 1939. Основные черты строения и условий образования песчано-глинистой (угленосной) толщи Ленинградской области.— Сб. № 3 Ленингр. геол. упр.
Брунс Е. П. 1957. Стратиграфия древних доордовикских отложений западной части Русской платформы.— Сов. геол., сб. 59.
Брунс Е. П. 1963. Верхний докембрий. Русская платформа. Северо-западные, центральные и северные районы.— В кн. «Стратиграфия СССР». т. 2. Верхний докембрий. Госгеолтехиздат.
Брунс Е. П. 1966. Условия осадконакопления доордовикских толщ в западных районах Русской платформы.— Труды ВСЕГЕИ, т. 144.
Бубнов С. Н. 1960. Основные проблемы геологии. М., изд-во МГУ.
Бурова Е. Г. 1951. К геологии девонских отложений Тульского р-на. В сб. «К геологии центральных областей Русской платформы». М., Госгеолиздат.
Бурова Е. Г. 1956. Об отложениях каменной соли в южном Подмосковье.— Труды ВНИИГаз, вып. 9.
Бушинский Г. И. 1954. Литология меловых отложений Днепровско-Донецкой впадины. Труды ГИН АН СССР, вып. 156.
Васильев П. В. 1943. Угленосные отложения Кизловского каменноугольного района. М., Гостоптехиздат.
Васильев П. В. 1947. Методика изучения немых угленосных толщ на примере Кизеловского каменноугольного района.— Труды ИГН АН СССР, вып. 90.
Васильев П. В. 1950. Палеогеографические условия формирования угленосных отложений нижнего карбона западного склона Урала. М., Углетехиздат.
Вахрамеев В. А. 1964. Роль древних растений в восстановлении физико-географических, особенно климатических, условий геологического прошлого. В кн. «Методы палеогеографических исследований». М., «Недра».

Верба Ю. Л. 1972. Перерывы в толщах морского и континентального происхождения.— Труды Ленингр. об-ва естествоисп., № 4.
Верзилин Н. Н. 1969. Изучение древних кор выветривания для палеогеографических целей. В сб. «Палеогеографические и литолого-фациальные исследования в СССР». Тезисы докладов. Л., Изд. ВСЕГЕИ.
Веселовская М. М. 1957а. Донижнепалеозойская кора выветривания на Русской платформе.— Изв. АН СССР, серия геол., № 2.
Веселовская М. М. 1957б. Коры выветривания. В кн. «Геологическое строение центральных областей Русской платформы». М., Гостоптехиздат.
Веселовская М. М. 1959. О древних корах выветривания на Русской платформе по данным глубокого бурения.— Труды ВНИГНИ, вып. 13.
Вигдорчик М. Е., Гарбар Д. И., Аганесова А. М., Кабаков А. Г. 1968. Онежско-Ладожский перешеек. Геологическое строение. В кн. «Геологический путеводитель по каналу им. Москвы и Волго-Балтийскому водному пути им. В. И. Ленина». Л., «Наука».
Виноградов А. П., Тугаринов А. И. и др. 1960. О возрасте кристаллического основания Русской платформы. В сб. «Определение абсолютного возраста дочетвертичных формаций». М., изд-во АН СССР.
Виноградов Б. Г. 1957. К вопросу о геологии, угленосности и методике разведки в центральных районах Подмосковного бассейна. В кн. «Труды второго геологического совещания по Подмосковному угольному бассейну». М., Углетехиздат.
Винокур М. Н., Мамуровский А. А., Яблоков В. С. 1936. Подмосковные гипсы.— Строительство Москвы, № 11—12.
Вишняков С. Г. 1934. Геологические результаты по глубокому бурению в Тихвинском бокситоносном районе.— Изв. Ленингр. геол.-гидрогеол.-геодез. треста, № 4—5.
Вишняков С. Г. 1948. Докарбоновый рельеф северо-западного крыла Подмосковного бассейна и значение его в распределении полезных ископаемых и направлений потоков.— Труды Воронежск. гос. ун-та, 16, вып. 1.
Вишняков С. Г. 1954. Литология среднекаменноугольных отложений северо-западной окраины Подмосковного бассейна.— Труды Воронеж. гос. ун-та, 31.
Вишняков С. Г. 1958. Область сноса обломочного материала, послужившего для накопления палеозойских отложений северо-западной окраины Подмосковной синеклизы.— Труды Воронеж. гос. ун-та, 48.
Вишняков С. Г., Геккер Р. Ф. 1937. Следы размыва и внутрипластовые нарушения в глауконитовых известняках нижнего силура Ленинградской области. В кн. «К 45-летию научной деятельности Н. Ф. Погребова». Л., Госиздат.
Волков К. Ю. 1947. Прогноз угленосности юго-западного крыла Подмосковного бассейна.— Труды Геол. иссл. бюро Главуглеразведка, вып. 1.
Волков К. Ю. 1956. О тектонической структуре юго-западной части Подмосковного бассейна и некоторых закономерностях угленакопления.— Труды ЛАГУ АН СССР, вып. 6.
Волков К. Ю. 1957. Новые данные о геологическом строении и угленосности юго-западной части Подмосковного бассейна. В кн. «Труды второго геологического совещания по Подмосковному бассейну. М., Углетехиздат.
Волков К. Ю. 1966. Тектоника. В кн. «Гидрогеология СССР», т. 1. М., «Недра».
Волков К. Ю., Виноградов Б. Г., Михайлова Е. В. 1962. Тектоника. В кн. «Геология месторождений угля и горючих сланцев СССР», т. 2. Подмосковный бассейн. Госгеолтехиздат.
Воробьев А. А., Яблоков В. С. 1936. Типы обводнения угольных месторождений Подмосковного бассейна и основные мероприятия по их осушению.— Горный журнал, № 12.
Воскресенская М. Н. 1968а. Русская плита — архей КМА. В кн. «Геологическое строение СССР». т. I. М., «Недра».
Воскресенская М. Н. 1968б. Русская плита — протерозой КМА. В кн. «Геологическое строение СССР», т. I. М., «Недра».
Вышемирский В. С., Кротова В. А. 1963. Гранулометрия башкирских и верейских песчаников Волго-Донской области.— Докл. АН СССР, 151, № 1.
Галубцоу В. К., Кеда Г. И. 1959. Стратиграфия турнейского яруса нижняга карбону Прыпятскага прагибу.— Вест. АН УССР, серия фізіка — тэхн. навук, № 3.
Геккер Р. Ф. 1941. Отложения, фауна и флора Главного девонского поля. В кн. «Фауна Главного девонского поля». ч. 1. М., Изд-во АН СССР.
Геологическое строение центральных областей Русской платформы. 1957. М., Гостоптехиздат.
Геология месторождений угля и горючих сланцев СССР. 1962. т. II. Подмосковный бассейн. Госгеолтехиздат.
Геологическое строение СССР, т. I. Стратиграфия. 1968. М., «Недра».
Геологическое строение СССР, т. II. Тектоника. 1968. М., «Недра».
Глико О. А. 1963. Дельтовые и прибрежно-морские отложения туевского горизонта Подмосковного бассейна. В кн. «Дельтовые и мелководно-морские отложения». М., Изд-во АН СССР.
Голубцев В. К., Ковалев Б. С., Ярцева М. В. 1956. К находке отложений башкирского яруса среднего карбона в Припятском прогибе.— Докл. АН СССР, 110, № 2.

Голубцев В. К., Махнач Л. С. 1961. Фации территории Белоруссии в палеозое и раннем мезозое. Минск, Изд-во АН БССР.
Гольц С. И. 1962. Новые данные о доюрском рельефе западной части Мещерской низменности.— Материалы по геол. и полезн. ископ. центральных р-нов Европейской части СССР, вып. 5.
Городецкая Н. С. 1947. Сравнительный анализ результатов литогенетического изучения Буреинского, Челябинского и Кизеловского бассейнов.— Труды ИГН АН СССР, вып. 90.
Горянский В. Ю., Егоров Г. И., Зеккель Я. Д. 1958. Палеогеография и стратиграфия нижнего карбона северо-западного крыла Подмосковной котловины. Сов. геология, № 6.
Гоффеншефер С. Я. 1971. Верхний отдел. Каменноугольная система. В кн. «Геология СССР», т. IV. М., «Недра».
Грайзер М. И. 1951. Калужский купол. В кн. «Поиски и разведка газовых месторождений». М., изд. ВНИИГаз.
Грайзер М. И. 1956а. Некоторые геоморфологические особенности южного крыла Подмосковной котловины.— Изв. АН СССР, серия геол., № 9.
Грайзер М. И. 1956б. Структурные особенности девонских и каменноугольных отложений южного крыла Подмосковного бассейна.— Изв. АН СССР, серия геол., № 6.
Грачевский М. М., Кузнецов В. Г. 1963. Палеогеография бобриковского времени в Среднем Заволжье.— Докл. АН СССР, **150**, № 1.
Грачевский М. М., Берлин Ю. М., Дубовский И. Т., Ульмишек Г. Ф. 1969. Корреляция разнофациальных толщ при поисках нефти и газа. М., «Недра».
Грачевский М. М., Берлин Ю. М. 1971. Палеогеоморфология речной сети каменноугольного времени на юго-востоке Русской платформы.— Геоморфология, вып. 4.
Гроссгейм В. А., Воронина С. И., Короткова К. Ф. 1957. О первом появлении кварцевых песков с дистеном и ставролитом на Северном Кавказе.— Новости нефт. техники. Геология, № 6.
Гроссгейм В. А., Окнова Н. С. 1969. Распространение дистена в осадках палеозоя Европейской части СССР.— Литология и полезн. ископ., № 4.
Даньшин Б. М. 1927. Доюрский рельеф в связи с условиями отложения юрских осадков в юго-восточной части Московской губернии. Вестн. Геол. ком., № 1.
Добров С. А., Константинович А. Э. 1936. Общая геологическая карта Европейской части СССР, лист 44, восточная часть.— Труды Моск. геол. треста, вып. 20.
Добровольский В. В. 1964. Вещественный состав и морфология коры выветривания. М., Изд-во МГУ.
Донабедов А. Т., Мещеряков Ю. А. 1951а. О соотношении между локальными антиклипальными структурами и аномалиями силы тяжести на Русской платформе.— Докл. АН СССР, **70**, № 3.
Донабедов А. Т., Мещеряков Ю. А. 1951б. О закономерных соотношениях между пространственным распределением угольных месторождений и гравитационным полем в Подмосковном бассейне. В кн. «Геологические исследовательские работы». **М., Углетехиздат.**
Донбар К., Роджерс Дж. 1962. Основы стратиграфии. М., ИЛ.
Доордовикские отложения центральных и восточных областей Русской платформы. 1969.— Труды ВНИГНИ, вып. 74.
Дубинский А. Я., Варданянц Л. А. и др. 1964. Геологическая карта кристаллического фундамента Русской платформы. Л., Изд. ВСЕГЕИ.
Елина Л. М., Рыжова А. А. 1957. Средний карбон. В кн. «Геологическое строение центральных областей Русской платформы». М., Гостоптехиздат.
Елина Л. М., Рыжова А. А., Котельникова Э. Д. 1970. Фации и палеогеография каменноугольного периода.— Труды ВНИГНИ, вып. 76.
Елисеев А. И. 1966. О скрытых стратиграфических перерывах в карбонатных толщах карбона гряды Чернышева. В кн. «Палеозойские отложения Северного Приуралья». М., «Наука».
Елисеев Н. А., Ванидовская А. В., Покровский В. Д. и др. 1937. О палеозое в центральной части Кольского полуострова.— Проблемы сов. геологии, № 4.
Еремеев В. В. 1970. Палеогеография и особенности минералообразования нижнекарбоновых угленосных отложений Среднего Урала. Автореф. канд. дисс. М., ГИН АН СССР.
Жамойда А. И. 1968. Состояние и задачи стратиграфических исследований в СССР.— В кн. «Геологическое строение СССР», т. I. М., «Недра».
Жемчужников Ю. А. 1922. К геологическому строению Бобриковского угольного месторождения.— Изв. Геол. ком., **40**, № 2—6.
Жемчужников Ю. А. 1955. Периодичность осадконакопления и понятия ритмичности и цикличности.— Бюлл. МОИП, отд. геол., № 3.
Жемчужников Ю. А. 1963. Сезонная слоистость и периодичность осадконакопления. М., Изд-во АН СССР.
Жемчужников Ю. Л., Яблоков В. С. 1933. К вопросу об изучении нарушений в угольных пластах Подмосковного бассейна.— Разведка недр., № 15.
Жемчужников Ю. А., Яблоков В. С., Боголюбова Л. И., Ботвинкина Л. Н., Феофилова А. П., Ритенберг М. И., Тимофеев П. П., Тимофеева З. В. Строение и условия

накопления основных угленосных свит и угольных пластов среднего карбона Донецкого бассейна.— Труды ГИН АН СССР, ч. I — 1959; II — 1960, вып. 15.
Жижченко Б. П. 1959. Методы палеогеографических исследований. М., Гостоптехиздат.
Жижченко Б. П. 1969. Методы стратиграфических исследований нефтегазоносных областей. М., «Недра».
Жинью М. 1952. Стратиграфическая геология. М., ИЛ.
Жуков В. А. 1950. Некоторые структурные особенности юго-западной части Московской палеозойской котловины.— Изв. АН СССР, серия геол., № 6.
Жуков В. А. 1945. Тектоника и структура Московской палеозойской котловины.— Бюлл. МОИП, отд. геол., **20**, вып. 5—6.
Жуков В. А., Константинович А. Э. 1951. Развитие ископаемого рельефа поверхности каменноугольных отложений юго-запада Московской палеозойской котловины. В кн. «Памяти академика А. Д. Архангельского». М., Изд-во АН СССР.
Заварзина М. Ф. 1957. Новые данные спорово-пыльцевого анализа по верхним угольным пластам на площади южного крыла Подмосковного бассейна. В кн. «Труды второго геологического совещания по Подмосковному угольному бассейну». М., Углетехиздат.
Заварицкий А. Н., Батурин В. П. 1951. Петрографическое исследование нижней части палеозойского комплекса и его кристаллического основания в районе г. Москвы. В кн. «Памяти академика А. Д. Архангельского». М., Изд-во АН СССР.
Завидонова А. Г. 1951. Литолого-стратиграфическая характеристика девонских и нижнепалеозойских отложений Калужского купола. В кн. «К геологии центральных областей Русской платформы». М., Госгеолиздат.
Завидонова А. Г., Веселовская М. М. 1956. О древней коре выветривания района Калужского поднятия, вып. 2. М., Изд-во АН СССР.
Зайцев Н. С. 1936. Флюоритовые красноцветные песчаники подмосковного карбона.— Изв. АН СССР, серия геогр., № 2—3.
Зоричева А. И. 1963. Верхнепротерозойские и нижнепалеозойские образования севера Русской платформы. В кн. «Геология СССР», т. II, ч. 1. М., Госгеолтехиздат.
Иванов А. А., Левицкий Ю. Ф. 1960. Геология галогенных отложений (формаций) СССР. М., Госгеолтехиздат.
Иванов А. П. 1926. Средне- и верхнекаменноугольные отложения Московской губернии.— Бюлл. МОИП, отд. геол., № 1—2.
Иванова А. Е. 1947. Биостратиграфия среднего и верхнего карбона Подмосковной котловины.— Труды ПИН АН СССР, **12**, вып. 6.
Иванова А. Е., Хворова И. В. 1955. Стратиграфия среднего и верхнего карбона западной части Московской синеклизы.— Труды ПИН АН СССР, **53**, кн. 1.
Иванова З. П. 1969. Центральные районы. «Доордовикские отложения».— Труды ВНИГНИ, вып. 74.
Игнатьев В. И. 1962—1963. Татарский ярус центральных и восточных областей Русской платформы, ч. 1 и 2. Казань, изд. Казанск. ун-та.
Игнатьев В. И. 1971. О перерывах и стратиграфических несогласиях в верхнепермских и пижнетриасовых отложениях востока Русской платформы. В сб. «Геология Поволжья и Прикамья». Казань.
Ильина Н. С., Елина А. И., Рыжова А. А., Бузинова В. М. и др. 1958. Каменноугольные отложения центральных областей Русской платформы. М., Гостоптехиздат.
Ильина Н. С., Фрухт Д. Л., Шибалин А. И. 1969. Об условиях осадконакопления в Московской синеклизе в додевонское и девонское время.— Сов. геология, № 9.
Иностранцев А. А. 1905. Геология, т. I. СПб.
История геологического развития Русской платформы и ее обрамления. 1964. Приложение — Атлас палеогеографических карт. М., «Недра».
Казаринов В. П. 1964. Восстановление физико-географических условий древней суши по литологическим признакам. В кн. «Методы палеогеографических исследований». М., «Недра».
Калганов М. И., Коссовский М. А. 1968. Великий дар природы. М., «Недра».
Калмыков Г. С. 1967. История геологического развития Кизеловского бассейна. В кн. «Геология месторождений угля и горючих сланцев». т. 4. М., «Недра».
Калюжный В. А. 1964. Роль и значение стратиграфических перерывов в отложениях при прогнозировании поисков полезных ископаемых на примере Тимана. В сб. «В честь академика Йовчо Смиловича Йовчева». София.
Карпинский А. П. 1915. О происхождении накоплений плавикового шпата в отложениях московского яруса каменноугольной системы и о некоторых других геологических явлениях.— Изв. Акад. Наук, т. 9.
Карпинский А. П. 1947. Очерки физико-географических условий Европейской России в минувшие геологические периоды. 1887 г. В кн. «Очерки геологического прошлого Европейской России». М., Изд-во АН СССР.
Кац М. Я. 1966. Новые методы исследования минералов в гравитационном поле.— Труды ГИН АН СССР, вып. 158.
Кац М. Я., Кац М. М. 1969. О динамике изменения статистических характеристик плотности терригенного кварца в процессе седиментации.— Литология и полезн. ископ., № 4.

Кацман А. В., Тихомиров С. В. 1962. Результаты разведочных работ на Калужской площади. В сб. «Разведка подземных хранилищ газа в СССР». М., Гостоптехиздат.

Келлер Б. М. 1963. Общие вопросы строения верхнего докембрия. В кн. «Стратиграфия СССР». Верхний докембрий. М., Госгеолтехиздат.

Келлер Б. М. 1968. Верхний протерозой Русской платформы (рифей и венд). М., изд-во МГУ.

Келлер Б. М., Кратц О. К., Неелов А. Н. 1968. Палеотектоника докембрия СССР. В кн. «Геология докембрия СССР». М., Изд-во АН СССР.

Келлер Б. М., Семихатов М. А. 1968. Опорные разрезы рифея материков. В кн. «Итоги науки. Стратиграфия и палеонтология». М., ВИНИТИ.

Кирейчев В. Д. 1963. Строение поверхности кристаллического фундамента северо-западной части Русской платформы в свете новых геофизических данных.— Сов. геология, № 12.

Кириченко Л. А. 1957. Новые данные о палеозойских породах на Кольском полуострове.— Бюлл. научн.-техн. информ. Мин-ва геол. и охраны недр СССР, № 3 (8).

Кириченко Л. А. 1962. О палеозойских осадочных и эффузивных породах Кольского полуострова. В сб. «Материалы по геологии и полезным ископаемым северо-запада РСФСР», вып. 3.

Кириченко Л. А. 1970. Контозерская серия каменноугольных пород на Кольском полуострове. М., «Недра».

Кирпаль Г. Р. 1970. Семинар по оценке перспектив бокситоносности Русской платформы и методике поисково-разведочных работ на бокситы.— Сов. геология, № 11.

Кирсанов В. В. 1968. Новые данные по стратиграфии докембрийских отложений центральных районов Русской платформы.— Изв. АН СССР, серия геол., № 4.

Кирсанов В. В. 1970. Вендские отложения центральных районов Русской платформы.— Изв. АН СССР, серия геол., № 12.

Кирсанов В. В., Егорова Л. З. 1969. Волго-Уральская нефтегазовая область.— Труды ВНИГНИ, вып. 74. Доордовикские отложения.

Клевцова А. А. 1969. Рифейский этап. Фации и палеогеография.— Труды ВНИГНИ, вып. 74. Доордовикские отложения.

Клевцова А. А. 1970. Строение верхнедокембрийского осадочного чехла Русской платформы. В кн. «Вопросы тектоники докембрия континентов». М., «Наука».

Кожемякина И. А., Чумаков Н. М. 1969. Погребенный рельеф в основании волынской серии Белоруссии (верхний докембрий).— Докл. АН СССР, 188, № 4.

Кожич-Зеленко М. П. 1941. К литологии каменноугольных пород Ромен и север-северо-западной окраины Донбасса.— Материалы по нефтеносности Днепровско-Донецкой впадины, вып. 1.

Кожич-Зеленко М. П. 1957. Данные минералого-петрографического изучения каменноугольных отложений западного сектора Большого Донбасса на границе нижнего и среднего карбона. В кн. «Труды совещания по вопросу об объеме намюрского яруса. Киев.

Копелиович А. В. 1951. К характеристике палеозойских отложений северо-западного Подмосковья по данным бурения в районе ст. Редкино. В кн. «К геологии центральных областей Русской платформы». М., Госгеолиздат.

Корженевская А. С. 1941. Угленосность Осташковского и Селижаровского районов Калининской области. М., Гостоптехиздат.

Корженевская Л. С. 1962. Белгородско-Обоянский угленосный район. В кн. «Геология месторождений угля и горючих сланцев СССР», т. 2. М., Госгеолтехиздат.

Корженевская А. С., Вандерфлит Е. К., Заварзина М. А., Юшко Л. А. 1962. Подмосковный бассейн. Стратиграфия визейской угленосной толщи. В кн. «Геология месторождений угля и горючих сланцев», т. 2. М., Госгеолтехиздат.

Корженевская А. С., Шульга В. Ф., Виноградов Б. Г., Зхус И. Д., Каминский В. К., Михайлова Е. В., Рождественская К. К., Яснова А. С. 1962. Литологическая характеристика визейской угленосной толщи. В кн. «Геология месторождения угля». М., Госгеолтехиздат.

Корякин А. С. 1966. Опыт изучения метаморфизованных докембрийских кор континентального выветривания на примере центральной Карелии.— Докл. АН СССР, 166, № 1.

Коссовская А. Г. 1962. Минералогия терригенного мезозойского комплекса Вилюйской впадины и западного Верхоянья.— Труды ГИН АН СССР, вып. 20.

Коссовская А. Г., Шутов В. Д., Александрова В. А. 1964. Зависимость минерального состава глин угленосных формаций от условий осадкообразования.— Литология и полезн. ископ., № 2.

Косыгин Ю. А. 1960. Тектоника нефтяных месторождений. В кн. «Геология нефти. Справочник», т. 1. М., Гостоптехиздат.

Косыгин Ю. А. 1969. Тектоника. М., «Недра».

Котлуков В. А. 1939. Геология угольных месторождений западного крыла Подмосковного бассейна. В кн. «Труды XVII сессии МГК», т. 1.

Котлуков В. А. 1956. Закономерности нижнекарбонового угленакопления на Русской платформе и методика поисковых работ.— Труды ЛАГУ АН СССР, вып. 6.

Котлуков В. А. 1962а. Камская угленосная площадь. В кн. «Геология месторождений угля и горючих сланцев СССР», т. II. М., Госгеолтехиздат.
Котлуков В. А. 1962б. Ульяновско-Саратовская угленосная площадь. В кн. «Геология месторождений угля и горючих сланцев СССР», т. II. М., Госгеолтехиздат.
Котлуков В. А. 1962в. Закономерности размещения угленосных формаций на территории Русской платформы. В кн. «Геология месторождений углей и горючих сланцев СССР», т. II. М., Госгеолтехиздат.
Котлуков В. А. 1964. Значение и методы построения реконструкции палеорельефа суши платформенных областей. В кн. «Методы палеогеографических исследований». М., изд-во МГУ.
Котович В. А. 1939. О возрасте краспоцветных пород низовьев р. Онеги.— Зап. Всес. Минер. об-ва, ч. 68, № 4.
Кофман В. С. 1962. Об особенностях докаменноугольной поверхности девона в северной части Тихвинского бокситоносного района. В кн. «Материалы по геологии и полезным ископаемым северо-запада РСФСР, вып. 3. М., Гостоптехиздат.
Кофман В. С. 1968а. Андомская гора. В кн. «Геологический путеводитель по каналу им. Москвы и Волго-Балтийскому водному пути им. В. И. Ленина». Л., «Наука».
Кофман В. С. 1968б. Водораздельный и Вытегорский участки Волго-Балтийского канала. В кн. «Геологический путеводитель по каналу им. Москвы и Волго-Балтийскому пути им. В. И. Ленина». Л., «Наука».
Краснов В. И. 1967. Перерывы в разрезах девона некоторых районов Саяно-Алтайской складчатой области. В кн. «Материалы по региональной геологии Сибири», в. 57. Новосибирск.
Крестовников В. Н., Терентьева К. Ф. 1933. Материалы к изучению литологии девонских отложений Подмосковного бассейна.— Бюлл. МОИП, отд. геол., 11(1).
Криштафович А. Н. 1937. Верхнедевонские растения из северо-восточной части Ловозерских тундр Кольского полуострова.— Изв. АН СССР, № 4.
Крумбейн В. К., Слосс Л. Л. 1960. Стратиграфия и осадкообразование. М., Гостоптехиздат.
Кудинова Е. А. 1951. Структура юго-западной части Подмосковной впадины.— Труды МОИП, 1.
Кудинова Е. А. 1961. Геотектоническое развитие структуры центральных областей Русской платформы. М., Изд-во АН СССР.
Кузьменко Ю. Т. 1971. Осадочный чехол. В кн. «Геология СССР», т. IV. М., «Недра».
Кучеренко М. Т. 1964. Особенности осадко- и угленакопления башкирского яруса в западных районах Донбасса. В кн. Труды совещания, посвященного изучению осадочных формаций Большого Донбасса и связанных с ними полезных ископаемых. Харьков, изд. Харьковск. гос. ун-та.
Кучеренко М. Т., Сокольская А. В. 1961. Литолого-фациальная характеристика отложений свиты «В» (C_1^2) нижнего карбона северного склона Украинского кристаллического массива.— Изв. высш. уч. завед. Геология и разведка, № 11.
Левенштейн М. Л. 1963. Синонимика угольных пластов и известняков в Донецком бассейне. В кн. «Геология месторождений угля и горючих сланцев СССР», т. 1. М., Госгеолтехиздат.
Левенштейн М. Л., Широков А. З. 1963. Характеристика разрезов свит нижнего карбона. В кн. «Геология месторождений угля и горючих сланцев СССР», т. 1. М., Госгеолтехиздат.
Лекус П. А. 1936. Методика петрографического исследования углей.— Труды Прокопьевской углепетрограф. лабор. (Новосибирск), вып. 1.
Лемлейн Г. Г., Князев В. С. 1951. Опыт изучения обломочного кварца.— Изв. АН СССР, серия геол., № 4.
Леоненко И. Н., Полищук В. Д., Зайцев Ю. С. 1967. Докембрий Воронежской антеклизы.— Бюлл. МОИП, отд. геол., вып. 5.
Либрович Л. С. 1968. Каменноугольная система. Русская платформа. В кн. «Геологическое строение СССР», т. 1. М., «Недра».
Логвиненко Н. В. 1953. Литология и палеогеография продуктивной толщи Донецкого карбона. Харьков, изд. Харьковск. гос. ун-та.
Логвиненко Н. В., Долуда М. Е. 1964. К палеогеографии верхнего визе юго-западной окраины Донбасса. В кн. «Труды совещания, посвященного изучению осадочных формаций Большого Донбасса и связанных с ними полезных ископаемых». Харьков, изд. Харьковск. гос. ун-та.
Ломашев И. П. 1956. О зависимости строения бобриковского горизонта от рельефа известнякового фундамента в южном крыле Подмосковного бассейна.— Вестник МГУ, № 3.
Ломашев И. П. 1958. О рельефе известнякового фундамента в Подмосковном бассейне.— Изв. АН СССР, серия геол., № 3.
Лунсгергаузен В. Ф. 1910. О следах тектонических образований на юге Тульской губернии.— Ежегодник по геологии и минералогии России, т. 12.
Лунгергаузен Л. (Г. Ф.) 1947. О фациальной природе и условиях отложения древних свит Башкирского Урала.— Сов. геология, № 18.
Лунгергаузен (Г. Ф.) 1963. Тиллиты и тиллитоподобные породы. В кн. «Стратиграфия СССР. Верхний докембрий». М., Госгеолтехиздат.

Львов К. А. 1963. Верхнепротерозойские и нижнепалеозойские образования. Тиман и полуостров Канин.— В кн. «Геология СССР», т. II, ч. 1. М., Госгеолтехиздат.
Ляшенко А. И., Аронова С. М., Гассанова И. Г., Лоцман О. А., Соколова Л. И., Ляшенко Г. П., Архангельская А. Д., Ботрукова Л. С., Карпов П. А., Панышина Л. Н. 1970. Стратиграфия и литология.— Труды ВНИГНИ, вып. 75. Девонские отложения Волго-Уральской нефтегазоносной области.
Маккавеев Н. И. 1965. Русло реки и эрозия в ее бассейне. М., Изд-во АН СССР.
Марковский Н. И. 1956. Угленосность нижнего карбона Среднего Поволжья и Заволжья.— Труды ЛАГУ АН СССР, вып. 6.
Марковский Н. И. 1965. Палеогеографические условия размещения крупных залежей нефти (на примере нижнего карбона Русской платформы). М., «Недра».
Марковский Б. П., Кондиайн О. А., Нестоянова О. А., Черкесова С. В. 1968. Уральская складчатая система (девон). В кн. «Геологическое строение СССР», т. 1. М., «Недра».
Матвеев Н. П. 1963. Формирование гидрографической сети южной части Московской области.— Землеведение, новая серия, т. 4.
Махлаев В. Г. 1964. Условия осадконакопления в верхнефаменском бассейне Русской платформы. М., «Наука».
Махнач А. С. 1958. Древнепалеозойские отложения Белоруссии. Минск, Изд. АН БССР.
Махнач А. С. 1963. Докембрийские отложения района г. Могилева.— Докл. АН СССР, 7, № 1.
Махнач А. С., Бессонова В. А., Веретенников Н. В. 1972. Основные результаты литологических исследований докембрия Белоруссии. В сб. «Литология и палеогеография палеозойских отложений Русской платформы». М., «Наука».
Меннер В. В. 1963. Биостратиграфические основы сопоставления морских, лагунных и коптинентальных свит.— Труды ГИН АН СССР, вып. 65.
Мефферт Б. Ф., Крым В. С. 1926. Ископаемые угли Донецкого бассейна, вып. 2. Угли Алмазного и Марьевского районов. Л., Изд. Геолком.
Мещеряков Ю. А. 1951. Об отражении в рельефе Русской равнины антиклинальных структур типа валов и куполов.— Докл. АН СССР, 79, № 2.
Мещеряков Ю. А. 1953. О происхождении крупных форм рельефа Русской равнины.— Изв. АН СССР, серия геол., № 5.
Михайлов А. В., Рябинин В. Н. 1934. О находке на Кольском полуострове валунов известняка с фауной карбона.— Изв. Ленингр. геол.-гидрогеодез. треста, № 2.
Михайлова Е. В. 1954. Древнее русло карбоновой реки на одном из буроугольных месторождений Подмосковного бассейна.— Разведка и охрана недр, № 6.
Михайлова Е. В. 1956. О применении палеогеографического и фациального методов для выяснения перспектив угленосности южного крыла Подмосковного бассейна.— Труды ЛАГУ АН СССР, вып. 6.
Михайлова Н. М. 1964. Характеристика кварца терригенной толщи девона и возможных источников сноса. М., «Наука».
Москвин М. М. 1947. Условия залегания черныпинских известняков в южном крыле Подмосковного бассейна.— Уч. зап. МГУ, геол., т. 2, вып. 124.
Муратов М. В., Микунов М. Ф., Чернова Е. С. 1962. Основные этапы тектонического развития Русской платформы.— Изв. высш. учебн. завед. «Геология и разв.», № 11.
Мушенко А. И. 1960. Тектоника осадочного покрова Воронежской антеклизы.— Труды ГИН АН СССР, вып. 38.
Мушенко А. И. 1961. О строении и образовании куполов Русской платформы.— Изв. АН СССР, серия геол., № 4.
Наливкин Д. В. 1942. Об условиях образования нижнекаменноугольных угленосных толщ Урала.— Изв. АН СССР, серия геол., № 1—2.
Наливкин Д. В. 1953. Проблемы геологии девона Русской платформы. С сб. «Девон Русской платформы». М., Гостоптехиздат.
Наливкин Д. В. 1955—1956. Ученые о фациях, т. 1, т. 2. Л., Изд-во АН СССР.
Наливкин Д. В. 1969. Ураганы, бури и смерчи. Л., «Наука».
Наливкин В. Д., Ронов А. Б., Хаин В. Е. 1964. Условные обозначения и методика построения карт. В кн. «История геологического развития Русской платформы и ее обрамления». М., «Недра».
Негруца В. З., Богданов Ю. Б. 1968. Карелия — протерозой. В кн. «Геологическое строение СССР», т. 1. М., «Недра».
Нефтегазоносные и перспективные комплексы центральных и восточных областей Русской платформы. Т. I.— Доордовикские отложения, 1969. Т. II.— Девонские отложения, 1970. Т. III.— «Каменноугольные отложения», 1970. Л., «Недра».
Нечитайло С. К., Хохлов П. С. и др. 1957. Геологическое строение Центральных областей Русской платформы в связи с оценкой перспектив их нефтегазоносности. М. Гостоптехиздат.
Никитина А. П. 1968. Древняя кора выветривания кристаллического фундамента Воронежской антеклизы и ее бокситопоспость. М., «Наука».
Никитин Н. М. 1961. Залежи каменной соли в Подмосковном бассейне и перспективы их использования.— Сов. геология, № 11.

Никитин Н. М., Ясырев А. П. 1962. К вопросу об условиях образования гипсов южного крыла Подмосковного бассейна.— Изв. АН СССР, серия геол., № 7.
Никифорова О. И. 1968. Силурийская система. В кн. «Геологическое строение СССР», т. 1. М., «Недра».
Николаев Н. И. 1962. Неотектоника и ее выражение в структуре и рельефе территории СССР. М., Госгеолтехиздат.
Никонов А. А. 1968. Коры выветривания Фенноскандии, их возраст и палеогеографическое значение.— Бюлл. МОИП, отд. геол., вып. 5.
Никонов А. А. 1971. С какой скоростью врезаются реки? — Природа, № 11.
Огильви В. А. 1951. Брахиантиклинальные поднятия в южном крыле Подмосковного бассейна и опыт их электрического картирования. В сб. «Геолого-исследовательские работы». М., Углетехиздат.
Осипова А. И. 1962. О комплексном палеоэкологическом и литологическом изучении подмосковного нижнего карбона. В кн. «Материалы по геологии и полезным ископаемым Центральных районов Европейской части СССР», вып. 5. М., Госгеолтехиздат.
Осипова А. И., Бельская Т. Н. 1965а. О фациях и палеогеографии серпуховского времени в Подмосковном бассейне.— Литология и полезные ископаемые, № 5.
Осипова А. И., Бельская Т. Н. 1965б. О веневском горизонте южного крыла Подмосковного бассейна.— Изв. высш. учебн. завед. Геология и разв., № 11.
Осипова А. И., Бельская Т. Н. 1967. Опыт литолого-палеоэкологического изучения визе-намюрских отложений Московской синеклизы.— Литология и полезные ископаемые, № 5.
Осипова А. И., Бельская Т. Н., Фомина Е. В. 1972. Новые данные о палеогеографии визе-намюра Московской синеклизы. В сб. «Литология и палеогеография палеозойских отложений Русской платформы». М., «Наука».
Пахомов И. В., Беклемишев В. С., Котов В. П., Пахомов В. И. 1966. Фации и палеогеография ранне- и средневизейского времени территории западного склона Среднего Урала и Приуралья.— Труды Пермского политехн. ин-та., сб. 23.
Пахтусова Н. А., 1962. Результаты глубокого бурения в юго-западном Прионежье. В кн. «Материалы по геологии и полезным ископаемым северо-запада РСФСР», вып. 3. М., Гостоптехиздат.
Петров В. П. 1967. Основы учения о древних корах выветривания. М., «Недра».
Петров В. Г. 1969. Особенности строения Калужской структуры.— Бюлл. МОИП, отд. геол. вып. 6.
Петров В. Г. 1971. О выделении Калужско-Бельской структурной зоны.— Бюлл. МОИП, отд. геол., вып. 3.
Пистрак Р. М. 1950. Фации девонских и каменноугольных отложений Русской платформы и связь их со структурой.— Труды ИГН АН СССР, вып. 111.
Пистрак Р. М., Яблоков В. С., Шахов А. М. 1938. Строение угольного пласта Болоховско-Оболенского района Подмосковного бассейна.— Труды ВИМС, вып. 119. Петрография углей и известняков Подмосковного бассейна.
Познер В. М. 1964. Каменноугольный период. В кн. «История геологического развития Русской платформы и ее обрамления». М., «Недра».
Полищук В. Д. 1970а. Стратиграфия докембрийских образований КМА. В кн. «Геология, гидрогеология и железные руды КМА», т. I, кн. 1. М., «Недра».
Полищук В. Д. 1970б. Характеристика поверхности кристаллического фундамента. В кн. «Геология, гидрогеология и железные руды КМА», т. I, кн. 1, М., «Недра».
Попов В. И. 1964. Палеогеографическая реконструкция наземных равнин и наземных поднятий и их признаки. В кн. «Методы палеогеографических исследований». М., «Недра».
Попов В. И., Лучицкий И. В. 1938. К вопросу о генезисе угленосной толщи нижнего карбона южного крыла Подмосковного бассейна. Проблемы сов. геологии, № 2.
Попов В. И., Макарова С. Д., Станкевич Ю. В., Филиппов А. А. 1963. Руководство по определению осадочных фациальных комплексов и методика фациально-палеогеографического картирования. М., Гостоптехиздат.
Попов В. С. 1963. Старобельская угленосная площадь. В кн. «Геология месторождений угля и горючих сланцев», т. 1. М., Госгеолтехиздат.
Преображенский Н. А. 1933. Геологическое исследование в средней части 58-го листа карты Европейской части СССР.— Труды Всес. геологоразвед. объед., вып. 281.
Пронин А. А. 1969а. Каледонский цикл тектонической истории Земли. М., «Наука».
Пронин А. А. 1969б. Герцинский цикл тектонической истории Земли. М., «Наука».
Раабен М. Е. 1966. О скоростях накопления в рифее.— Изв. АН СССР, серия геол., № 9.
Радченко Г. П. 1964. Критерии и методы палеогеографических реконструкций прежних условий в областях древней суши по палеонтологическим данным. В кн. «Методы палеогеографических исследований». М., «Недра».
Раузер-Черноусова Д. М. 1948. Стратиграфия визейского яруса южного крыла Подмосковного бассейна по фауне фораминифер.— Труды ИГН АН СССР, вып. 62.
Раузер-Черноусова Д. М., Хачатрян Р. О., Яриков Г. М. 1967. Каменноугольная система Поволжья и Прикамья. В кн. «Геология СССР», т. II, ч. 1. М., «Недра».
Решения межведомственного совещания 1962 г. по разработке унифицированных

стратиграфических схем верхнего докембрия и палеозоя Русской платформы. Л., изд. ВСЕГЕИ, 1965.
Ржонсницкая М. А. 1968. Девонская система. В кн. «Геологическое строение СССР», т. 1. М., «Недра».
Рождественская К. К. 1960. К вопросу о закономерностях распределения угольных залежей в юго-западной части Подмосковного бассейна.— Изв. АН СССР, серия геол., № 1.
Романовский Г. Д. 1863. Взгляд на геогностические исследования Подмосковного края. Памятная книжка русских горных людей, ч. 2.
Ронов А. Б. 1949. История осадконакопления и колебательных движений Европейской части СССР (по данным объемного анализа).— Труды Геофиз. ин-та АН СССР, № 3.
Рухин Л. Б. Основы общей палеогеографии. I изд.— 1959, II изд.— 1962. М.— Л., Гостоптехиздат.
Рухин Л. Б. 1961. Основы литологии. М.— Л., Гостоптехиздат.
Рыжова А. А., Бывшева Т. В., Губарева В. С., Далматская И. И., Котельникова Э. Д., Миняева Е. Г., Семихатова С. В. 1970. Стратиграфия и литология.— Труды ВНИГНИ, вып. 76. Каменноугольные отложения Волго-Уральской нефтегазоносной области.
Рыжова А. А., Котельникова Э. Д. 1971. Литология и палеогеография карбона центральных и восточных районов Русской платформы. В сб. «Литология и палеография палеозойских отложений Русской платформы». М., «Наука».
Саломон А. П. 1966. Размещение фаций и полезных ископаемых в связи с палеотектоникой (на примере северо-западной части Подмосковного бассейна). В кн. «Материалы по геологии и полезным ископаемым северо-запада РСФСР», вып. 5. М., «Недра».
Салоп Л. И. 1968а. Корреляция разрезов архея. В кн. «Геологическое строение СССР». т. 1. М., «Недра».
Салоп Л. И. 1968б. Корреляция разрезов протерозоя. В кн. «Геологическое строение СССР», т. 1. М., «Недра».
Салоп Л. И. 1968в. Краткая история изучения и общая характеристика протерозоя. В кн. «Геологическое строение СССР», т. 1. М., «Недра».
Салоп Л. И. Пересмотр геохронологической шкалы докембрия. Статьи первая и вторая. 1970.— Бюлл. МОИП, отд. геол., № 4 и 5.
Сапфиров Г. Н. 1965. Структурная геология и геологическое картирование. М., «Недра».
Саркисян С. Г., Хворова И. В. 1949. О генезисе верейских песчаных отложений.— Докл. АН СССР, 65, вып. 6.
Сарычева Т. Г. 1933. К вопросу о сопоставлении нижнекаменноугольных отложений южного и северо-западного крыла Подмосковного бассейна.— Изв. Моск. геол.-разв. упр., т. 2, вып. 1.
Семихатова С. В. 1934. Отложения московской эпохи в Нижнем и Среднем Поволжье и положение московского яруса в общей схеме напластования каменноугольной системы в СССР.— Проблемы сов. геологии, № 8.
Сербаринов А. Е. 1958. Разрез подольского яруса южной части Московской области.— Труды Моск. обл. пед. ин-та, № 3. Сб. студенческих научных работ по естеств.-матем. циклу.
Сидоренко А. В. 1963. Проблемы осадочной геологии докембрия.— Сов. геология, № 4.
Сидоренко А. В. 1964. Геология — наука будущего. М., «Знание».
Сидоренко А. В. 1970. Некоторые вопросы литологии в связи с развитием минерально-сырьевой базы СССР. В сб. «Состояние и задачи советской литологии», т. 1. М., «Наука».
Сидоренко А. В., Лунева О. И. 1967. Значение конгломератов для познания истории докембрия (на примере Кольского полуострова).— Сов. геология, № 6.
Сидоренко А. В., Чайка В. М. 1970. Значение кор выветривания и денудационных поверхностей выравнивания в истории докембрия. В кн. «Металлогения осадочных и осадочно-метаморфических пород». М., «Наука».
Скробов С. А., Яблоков В. С. 1938. Основные установки по проектированию осушения шахт Подмосковного бассейна.— Горн. ж., № 2.
Смирнов Г. А. 1952. Косая слоистость песчаников угленосной толщи нижнего карбона на восточном склоне Среднего Урала.— Бюлл. МОИП, отд. геол., вып. 3.
Смирнов Г. А. 1957. Материалы к палеогеографии Урала. Визейский ярус.— Труды Горно-геол. ин-та. Урал. фил. АН СССР, вып. 29.
Смирнов Г. А., Свирщевский И. С. 1955. Палеогеографическое значение косой слоистости песчаников угленосной толщи в Кизеловском районе на Урале.— Докл. АН СССР, 100, № 6.
Соколов Б. С. 1964а. Поздний докембрий. В кн. «История геологического развития Русской платформы и ее обрамления». М., «Недра».
Соколов Б. С. 1964б. Кембрийский период. В кн. «История геологического развития Русской платформы и ее обрамления». М., «Недра».
Соколов Б. С. 1964в. Ордовикский период. В кн. «История геологического развития Русской платформы и ее обрамления». М., «Недра».

Соколов Б. С. 1964г. Силурийский период. В кн. «История геологического развития Русской платформы и ее обрамления». М., «Недра».
Соколов В. А., Галдобина Л. П. 1968. Район Онежского озера. Докембрийские образования. В кн. «Геологический путеводитель по каналу им. Москвы и Волго-Балтийскому пути им. В. И. Ленина». Л., «Наука».
Соколов В. А., Хейсканен К. И. 1966. Геолого-литологическая характеристика протерозойских (ятулийских) кор выветривания Карелии. В кн. «Проблемы осадочной геологии докембрия», вып. 1. М., «Недра».
Сокольская А. В. 1964. Условия накопления визейской угленосной толщи на площади западного продолжения Донбасса. В кн. «Труды совещания, посвященного изучению осадочных формаций Большого Донбасса и связанных с ними полезных ископаемых». Харьков, изд. Харьковск. гос. ун-та.
Сокольская А. В., Хмарская Н. З. 1957. Об аллювиальных отложениях в нижнем карбоне западных районов Донбасса.— Научн. записки Днепропетр. ун-та, т. 58.
Страхов Н. М. 1939. Доманиковая фация Южного Урала.— Труды ИГН, вып. 16.
Страхов Н. М. 1948. Основы исторической геологии. М., Госгеолиздат.
Страхов Н. М. 1949. О периодичности и необратимости эволюции осадкообразования в истории Земли.— Изв. АН СССР, серия геол., № 6.
Страхов Н. М. 1957. Отражение в осадках водоемов физико-географических особенностей их водосбросных площадей. В кн. «Методы изучения осадочных пород», т. II. М., Госгеолтехиздат.
Страхов Н. М. 1960—1961—1962. Основы теории литогенеза, т. I—II, III. М., Изд-во АН СССР.
Страхов Н. М. 1963. Типы литогенеза и их эволюции в истории Земли. М., Госгеолтехиздат.
Страхов Н. М. 1971. Развитие литогенетических идей в России и СССР. М., «Наука».
Твенховел У. Х. 1936. Учепые об образовании осадков. М.— Л., ОНТИ НКТП СССР.
Теодорович Г. И. 1936. Башкирский ярус среднего карбона.— Изв. АН СССР, серия геол., № 5.
Теодорович Г. И., Розонова Е. Д. 1960. К вопросу о перерывах в осадконакоплении терригенной толщи верхнего турне и нижнего визе Татарии.— Изв. АН СССР, серия геол., № 6.
Теодорович Г. И., Розонова Е. Д., Соколова П. Н. 1965. О соотношении минералого-геохимических фаций с фациями седиментогенеза. В сб. «Общие принципы формирования битуминозных свит на примере Волго-Уральской провинции». М., «Наука».
Тихий В. Н. 1947. Сравнительная характеристика разрезов верейской свиты Среднего Поволжья и Заволжья.— Сов. геология, № 13.
Тихий В. Н. 1964. Девонский период. В кн. «История геологического развития Русской платформы и ее обрамления». М., «Недра».
Тихомиров С. В. 1953. Отложения девона южной части Московской синеклизы и некоторые данные о древнем палеозое Калужского района.— Бюлл. МОИП, отд. геол., 28, вып. 3.
Тихомиров С. В. 1960. К разведке Калужского поднятия. В сб. «Геология и перспективы нефтегазопосности некоторых районов СССР». М., Госгеолтехиздат.
Тихомиров С. В. 1961. К уточнению стратиграфии девона Московской синеклизы. В кн. «Геология и перспективы нефтегазоносности некоторых районов СССР». М., Гостоптехиздат.
Тихомиров С. В. 1965. Этапность (периодичпость) осадочного процесса в свете работ М. С. Швецова.— Изв. высш. учебн. завед. Геология и разведка, № 11.
Тихомиров С. В. 1967. Этапы осадконакопления девопа Русской платформы. М., «Недра».
Тихонович Н. Н. 1951. Девонские отложения Русской платформы и Приуралья. М., «Гостоптехиздат».
Толстихина М. М. 1934. Каменноугольные отложения Онего-Двинского междуречья.— Зап. Всес. Минер. об-ва, 63, вып. 2.
Толстихина М. М. 1952. Девонские отложения центральной части Русской платформы и развитие ее фундамента в палеозое. М.— Л., Госгеолиздат.
Трубина К. Н. 1958а. Бокситоносные отложения Подмосковного бассейна. В кн. «Бокситы, их минералогия и генезис». М., Изд-во АН СССР.
Тугаринов А. И., Бибиков Е. В., Зыков С. И. 1964. Абсолютный возраст горных пород КМА.— Геохимия, № 10.
Ульмер А. Э. 1935. К литостратиграфии нижнего карбона северо-западного крыла Подмосковного бассейна.— Изв. Ленингр. геол.-гидр.-геодез. треста, № 2—3.
Ульмер А. Э. 1938. К вопросу о стратиграфии и генезисе осадков нижнего карбона Сталиногорско-Донского района.— Проблемы сов. геологии, № 2.
Ульмер А. Э. 1946. Нижнекаменноугольные отложения Подмосковной котловины. М., Госгеолиздат.
Умнова Н. И., Кочетова В. И., Чернышова Н. А., Геништа Е. Н. 1960. Малиновские отложения в Подмосковном бассейне. В кн. «Материалы по геологии и полезным ископаемым центральных районов Европейской части СССР», т. 3. М., Госгеолтехиздат.

Умнова Н. И., Кочетова В. И., Геништа Е. Н. 1962. О малиновских отложениях нижнего карбона на южном крыле Подмосковного бассейна.— Изв. АН СССР, серия геол., № 2.
Утехин Д. Н. 1944. О тектонике в районе г. Калуги.— Сов. геология, № 3.
Утехин Д. Н. 1960. Следы башкирского яруса в Подмосковном крае. В кн. «Материалы по геологии и полезным ископаемым центральных районов Европейской части СССР», т. 3. М., Госгеолтехиздат.
Утехин Д. Н. 1962. Девонские отложения территории Курских магнитных аномалий. В кн. «Материалы по геологии и полезным ископ. центральных районов Европейской части СССР». М., Госгеолтехиздат.
Утехин Д. Н. 1971. Девонская система. В кн. «Геология СССР», т. IV. М., «Недра».
Утехин Д. Н. 1972. Новые данные по литологии и палеогеографии девона Воронежской антеклизы. В сб. «Литология и палеогеография палеозойских отложений Русской платформы». М., «Наука».
Утехин Д. Н., Шик С. М. 1962. Подмосковный бассейн. Стратиграфия. В кн. «Геология месторождений угля и горючих сланцев», т. 2. М., Госгеолтехиздат.
Феофилова А. П. 1959. Фациальные обстановки накопления угленосной толщи нижнего карбона Донецкого бассейна.— Изв. АН СССР, серия геол., № 5.
Феофилова А. П., Левенштейн М. Л. 1963. Особенности осадко- и угленакопления в нижнем карбоне Донецкого бассейна.— Труды ГИН АН СССР, вып. 73.
Фивег М. П. 1970. О метасоматической концепции Л. М. Бириной.— Литол. и полезные ископаемые, № 6.
Фомина Е. В. 1971а. Верхневизейский подъярус. В кн. «Геология СССР», т. IV. М., «Недра».
Фомина Е. В. 1971б. Намюрский ярус. В кн. «Геология СССР», том IV. М., «Недра».
Форш Н. Н. 1935. Новые данные о строении окской толщи Боровичского и Тихвинского районов и значение этого вопроса для проблемы C_1.— Изв. Ленингр. геол.-гидро-геодез. треста, № 2—3.
Фотиади Э. Э. 1947. К вопросу строения докембрийского складчатого основания Русской платформы.— Докл. АН СССР, 57, № 8.
Фотиади Э. Э. 1958. Геологическое строение Русской платформы по данным региональных геофизических исследований и опорного бурения. М., Гостоптехиздат.
Халфин Л. Л. 1967. Принцип последовательности образования геологических тел (принцип Степопа). Правило последовательности накопления (принцип Стенона — Хеттопа). Труды СНИИГГИМС, вып. 57. Материалы по региональной геологии Сибири».
Харитонов Л. Я. 1963. Типы разрезов, стратиграфия и некоторые вопросы структуры и магматизма Карелии. Сов. геология, № 4.
Хименков В. Г. 1927. О перерыве между нижним и средним карбоном в северо-западной части Подмосковного каменноугольного бассейна.— Материалы по общей и прикладной геологии, вып. 72.
Хворова И. В. 1949. Об эоловом происхождении некоторых известняков из среднего карбона Московской синеклизы.— Бюлл. МОИП, отд. геол., 24, вып. 2.
Хворова И. В. 1953. История развития средне- и верхнекаменноугольного моря западной части Московской синеклизы.— Труды ПИН АН СССР, 43, кн. 2.
Хворова И. В. 1957. Наблюдения над контактами. В кн. «Методы изучения осадочных пород», т. 1, М., Изд-во АН СССР.
Хожаинов Н. П. 1971. Литология и палеогеография карбона Курской магнитной аномалии.— В кн. «Литология и палеогеография палеозойских отложений Русской платформы». М., «Наука».
Хохлов П. С. 1961. О геологическом строении и перспективах нефтегазоносности центральных областей Русской платформы.— Геология нефти и газа, № 9.
Храмушев А. С. 1931. Геологические условия происхождения Крапнских минеральных источников и грязей.— Труды Центр. бальнеолог. ин-та, т. 10. Пятигорск.
Чермных В. А. 1966. К палеогеографии раннекаменноугольной эпохи севера Урала.— В кн. «Палеозойские отложения северного Приуралья». М., «Наука».
Чернышева Н. Е. 1968. Кембрийская система. В кн. «Геологическое строение СССР», ч. 1. М., «Недра».
Чумаков Н. М. 1971. Вендское оледенение Европы и Северной Атлантики (верхний докембрий).— Докл. АН СССР, 198, № 2.
Шатский Н. С. Основные черты строения и развития Восточно-Европейской платформы.— Изв. АН СССР, серия геол., № 1.
Швецов М. С. 1923—1924. К геологии южного крыла Подмосковного бассейна. Следы континентальных образований у нижней границы Московского Яруса.— Бюлл. МОИП, отд. геол., 2, № 1—2.
Швецов М. С. 1925. О смещенном залегании пластов каменноугольных отложений Калужской и Тульской губ.— Мемуары геол. отд. Моск. об-ва любителей естеств., антропол. и этногр., вып. 2.
Швецов М. С. 1932. Общая геологическая карта Европейской части СССР, лист. 58. Северо-западная четверть листа.— Труды Всесоюзн. геологоразвед. объединения. НКТП, вып. 83.
Швецов М. С. 1938. История Московского каменноугольного бассейна в динантскую эпоху.— Труды МГРИ, 12.

Швецов М. С. 1954. Геологическая история средней части Русской платформы в течение нижнекаменноугольной и первой половины среднекаменноугольной эпохи. М., Гостоптехиздат.
Швецов М. С., Сарычева Т. Г. 1927. Сопоставление нижнекаменноугольных слоев Тульской и Рязанской губерний и некоторые соображения о различии геологической истории обеих областей.— Бюлл. МОИП, отд. геол., вып. 1.
Швецов М. С., Яблоков В. С. 1931. Геологическое строение, подземные воды и полезные ископаемые Михневского, Каширского и Иваньковского районов Московской области. Л.— М., изд. Мособлплана.
Шик Е. М. 1971. Средний отдел. Каменноугольная система. В кн. «Геология СССР», т. IV. М., «Недра».
Шик С. М. 1966. Стратиграфия и литология. В кн. «Гидрогеология СССР», т. 1. М., «Недра».
Широков А. З. 1947. Угленакопление в геосинклиналях и на платформах.— Труды ИГН АН СССР, вып. 90.
Широков А. З. 1963. История геологического развития угленосной формации карбона Донецкого бассейна. В кн. «Геология месторождений угля и горючих сланцев СССР», т. 1. М., Госгеолтехиздат.
Шлыкова Т. И. 1951. Фораминиферы визейского и намюрского ярусов нижнего карбона западного крыла Подмосковной котловины.— Труды ВНИГРИ, новая серия, вып. 56.
Шрок Р. 1950. Последовательность в свитах осадочных пород. М., ИЛ.
Шрубко А. В. 1915. Каменноугольные залежи Подмосковного бассейна. В кн. «Труды Совещания по подмосковному углю и торфу», М.
Шульга В. Ф. 1956. Особенности строения и угленосности сталиногорского горизонта Алексинского углепромышленного района.— Труды ЛАГУ АН СССР, вып. 6.
Шульга В. Ф. 1963. Следы нижневизейских тектонических движений в Подмосковном бассейне.— Бюлл. МОИП, отд. геол., вып. 5.
Шульга В. Ф. 1971. Палеореки раннего карбона Донбасса.— Литология и полезные ископаемые, № 4.
Шуровский Г. Е. 1878. Экскурсия по Рязанской губернии.— Изв. Об-ва любит. естеств., антроп. и этногр., 33, вып. 2.
Щербаков О. А. 1966. Палеотектоника и палеогеография территории западного склона Среднего Урала и Пермского Прикамья в турнейский век. В кн. «Научные труды Пермского политехнического института», сб. 22. Пермь.
Эйнор О. Л., Айзенверг Д. Е., Бельговский Г. Л., Познер В. М., Радченко Г. П., Хабаков А. В. 1965. Атлас палеогеографических карт СССР. Каменноугольный период. М-б 1 : 7 500 000. Киев.
Яблоков В. С. 1929. К вопросу о строении московского яруса каменноугольного бассейна.— Бюлл. МОИП, отд. геол., 7, вып. 3.
Яблоков В. С. 1951. Строение угольных пластов Ерунаковской свиты Кузбасса.— Труды ИГН АН СССР, вып. 136.
Яблоков В. С. 1957. Об эпохах угленакопления в Подмосковном бассейне и некоторых задачах исследовательских и геологоразведочных работ. В кн. «Труды второго геологического совещания по Подмосковному угольному бассейну». М., Углетехиздат.
Яблоков В. С. 1967. История изучения каменноугольных отложений и углей Подмосковного бассейна. М., «Наука».
Яблоков В. С., Двинов А. Я. 1937. Отчет о детальной разведке Ключевского участка Сталиногорского гипсового месторождения и общая оценка запасов гипса на южном крыле Подмосковного бассейна. Тула.
Яблоков В. С., Пистрак Р. М., Жемчужников Ю. А., Вальц И. Э. 1936. Строение и условия залегания главного угольного пласта Щекинского района Подмосковного бассейна.— Труды Моск. геол. треста.
Яблоков В. С., Скробов С. А. 1937. Объем и характер гидрогеологических наблюдений при разведке на уголь в Подмосковном бассейне.— Разведка недр, № 2.
Яблоков В. С., Яблоков А. В. 1957. О загадочных гальках и способах их переноса.— Природа, № 7.
Якжин А. А. 1941. Конгломераты из C_2^2 Нагольного кряжа. Сов. геология, № 3.
Якобсон К. Э. 1968. Протерозойский платформенный чехол. В кн. «Геологическое строение СССР», т. 1. М., «Недра».
Яковлев Б. А. 1971. Верхний протерозой, кембрийская и ордовикская системы. В кн. «Геология СССР», т. IV.
Янишевский М. Э. 1935. К вопросу о стратиграфии нижнего карбона Ленинградской области.— Изв. Ленингр. геол.-гидро.-геодез. треста, № 2—3.
Яржемский Я. Я. 1970. О вулканогенно-метасоматическом происхождении галогенных пород.— Литология и полезные ископаемые, № 6.
Krumbein W. C. 1942. Criteria for subsurface recognition of unconformities.— Bull. Amer. Ass. Petroleum Geologists, vol. 26.

ОГЛАВЛЕНИЕ

Введение 5

Глава I. **Стратиграфия и перерывы в морском осадконакоплении** 9

Архей 12
Протерозой 13
Нижнепротерозойские образования 14
Среднепротерозойские образования 15
Верхнепротерозойские образования 16
Палеозой 25
Кембрийская система 25
Ордовикская система 26
Силурийская система 27
Девонская система 27
Каменноугольная система 40

Глава II. **Характер и продолжительность перерывов** 69

Перерывы и стратиграфические подразделения 69
Мощности толщ между поверхностями перерывов 71
Перерывы и этапы — циклы осадконакопления 72
Признаки перерывов 77
Определение продолжительности перерывов 83
Примеры определения продолжительности перерывов разными методами . 91
Общая сравнительная характеристика перерывов 95
О соотношении продолжительности континентальных и морских условий . 96
Сопоставление перерывов в девоне и карбоне Подмосковного и Донецкого бассейнов 98
Некоторые итоги и задачи дальнейших исследований 99

Глава III. **Палеореки в палеозойское время** 101

Палеореки в додевонское время 101
Палеореки в девонское время 102
Палеореки в раннекаменноугольное время (бобриковское и тульское) . . 103
Подмосковный бассейн 103
Воронежская антеклиза 126
Донецкий бассейн 127
Камская и Ульяновско-Саратовская угленосные площади 129
Кизеловский бассейн 130
Общая характеристика палеорек на Русской платформе в раннекаменноугольное время 131
Палеореки в среднекаменноугольное время (башкирское и московское) . 147
Подмосковный бассейн 147
Доверейские палеодолины на востоке Русской платформы 153
Палеореки каширского и подольского времени 154
Донецкий бассейн 155
Общая характеристика палеорек на Русской платформе в раннемосковское время 159
О палеореках в пермское и послепермское время 171
Следы мелких речек и протоков в палеозойских отложениях 175
Девонские отложения западных областей 175
Нижнекаменноугольные отложения Подмосковного бассейна 175
Среднекаменноугольные отложения Донбасса 176
Пермские отложения Кузбасса 177
Некоторые выводы и общие замечания о палеореках 178

Глава IV. **Рельеф и тектоника известнякового (подугленосного) фундамента на южном крыле Подмосковного бассейна** 180
Центральная, южная и восточная части южного крыла 183
Юго-западная часть южного крыла 189
О времени образования структур доугленосного палеорельефа и расположении палеодолин 193
Отражение основных форм рельефа известнякового фундамента на рельефах последующего времени 195

Заключение 199

Литература 201

CONTENTS

Introduction 5

Chapter I. **Stratigraphy and breaks in marine sedimentation** 9
Archean 12
Proterozoic 13
Lower Proterozoic deposits 14
Middle Proterozoic deposits 15
Upper Proterozoic deposits 16
Paleozoic 25
Cambrian system 25
Ordovician system 26
Silurian system 27
Devonian system 27
Carboniferous system 40

Chapter II. **Nature and duration of the breaks** 69
Breaks and stratigraphic units 69
Strata thickness between discontinuity planes 71
Breaks and stages — cycles of sedimentation 72
Signs of breaks 77
Determination of the duration of breaks 83
Examples of determining the duration of breaks by different methods . . 91
General comparative characteristic of the breaks 95
Duration ratio of continental and marine conditions 96
Comparison of breaks during the Devonian and Carboniferous in the Moscow and Donetz basins 98
Some results and problems of further researches 99

Chapter III. **Paleorivers during the Paleozoic** 101
Paleorivers in the Pre-Devonian 101
Paleorivers in the Devonian 102
Paleorivers in the Early Carboniferous 103
Moscow basin 103
Voronezh anteclise 126
Donetz basin 127
Kama and Ulianovo-Saratov coal-bearing area 129
Kizelov basin 130
Ceneral characteristic of paleorivers on the Russian Platfrom during the Early Carboniferous 131
Paleorivers in the Middle Carboniferous 147
Moscow basin 147
Pre-Vereya paleovalleys in the east of the Russian Platform 153

Paleorivers of Kashirian and Podolian age 154
Donetz basin 155
Ceneral characteristic of paleorivers on the Russian Platform during the Early Moskovian 159
Paleorivers of the Permian and Post-Permian 171
Traces of small rivers and channels in Paleozoic deposits 175
Devonian deposits of western regions 175
Lower Carboniferous deposits of Moscow basin 175
Middle Carboniferous deposits of Donetz basin 176
Permian deposits of Kusnetzsk basin 177
Some conclusions and general remarks on paleorivers 178
Chapter IV. **Relief and tectonics of the calcareous basement (underlying the coal measures) in the southern part of Moscow basin** 180
Central, southern and eastern parts of the basin 183
South-western part 189
Formation time of certain structures and their relation to paleovalleys . . . 193
Effect of fundamental relief forms of the calcareous basement upon the relief of subsequent times 195
Conclusion 199
Bibliography 201

Владимир Сергеевич Яблоков

Перерывы в морском осадконакоплении и палеореки
(в рифее — палеозое Русской платформы)

Утверждено к печати Ордена Трудового Красного Знамени
Геологическим институтом АН СССР

Редактор *С. С. Мухин*. Редактор издательства *Н. А. Никитина*. Художник *В. С. Артемьев*.
Технические редакторы *С. Г. Тихомирова, Ю. В. Рылина*.

Сдано в набор 12/II 1973 г. Подписано к печати 23/VI 1973 г. Формат 70×108¹/₁₆.
Усл. печ. л. 22,4. Уч.-изд. л. 21,8. Т-07092. Тираж 900. Тип. зак. 1754. Бумага № 2.
Цена 2 р. 51 к.

Издательство «Наука», 103717 ГСП, Москва, К-62, Подсосенский пер., д. 21
2-я типография издательства «Наука». 121099, Москва, Г-99, Шубинский пер., 10

ИСПРАВЛЕНИЯ И ОПЕЧАТКИ

Страница	Строка	Напечатано	Должно быть
5	5 сн.	лет назад	лет
62	4 сн.	*м*	*км*

ИСПРАВЛЕНИЕ В РИС. 8 НА СТР. 50

В условном обозначении 13 — должен быть знак №.
Палеореки 11 и 12 показаны на рисунке только цифрами.

В. С. Яблоков