

799-23

А К А Д Е М И Я Н А У К С С С Р

Т Р У Д Ы
ИНСТИТУТА ГЕОЛОГИЧЕСКИХ НАУК

ВЫП. 111. ГЕОЛОГИЧЕСКАЯ СЕРИЯ (№ 89). 1950

Р. М. НИСТРАК

**ФАЦИИ ДЕВОНСКИХ И КАМЕННОУГОЛЬНЫХ ОТЛОЖЕНИЙ
РУССКОЙ ПЛАТФОРМЫ И СВЯЗЬ ИХ СО СТРУКТУРОЙ**



ИЗДАТЕЛЬСТВО АКАДЕМИИ НАУК СССР

Р. М. ПИСТРАК

ФАЦИИ ДЕВОНСКИХ И КАМЕННОУГОЛЬНЫХ ОТЛОЖЕНИЙ РУССКОЙ ПЛАТФОРМЫ И СВЯЗЬ ИХ СО СТРУКТУРОЙ

ВВЕДЕНИЕ!

Настоящее исследование является результатом изучения девонских и каменноугольных формаций Русской платформы и связи их со структурой, проводившегося автором в течение нескольких последних лет в Отделе тектоники Института геологических наук Академии Наук СССР.

Путем анализа фаций, мощностей и структуры устанавливаются особенности развития основных тектонических элементов Русской платформы в девонское и каменноугольное времена.

Некоторые разрезы девона и карбона известны автору благодаря личным исследованиям. К их числу относится подробная литогенетическая характеристика девонских отложений, вскрытых глубокими скважинами в Москве и на Окско-Цинском валу. В связи с этой работой были составлены палеогеографические карты последовательно для всех горизонтов девона Русской платформы (1938). Хотя в свете новых фактических материалов эти карты во многих деталях требуют исправления, но для центральных областей платформы они остаются правильными, отражая колебания береговой линии в течение верхнедевонского времени. Каменноугольные отложения в южном крыле Подмосковского бассейна автору были известны по специальным исследованиям условий залегания углей и генезиса угленосной толщи (Пистрак и др., 1938; Яблоков, Пистрак и др., 1936).

Чрезвычайно важные для настоящей работы наблюдения над отложениями угленосной толщи и верейского горизонта в Иссинском, Саратовском и Сызранском районах, а также в некоторых районах Татарии, автору удалось провести в 1942—1944 гг. благодаря участию в работах комплексной экспедиции, возглавляемой В. М. Сенюковым. Обширный материал, собранный по различным районам востока платформы, а также широкий характер исследований экспедиции позволили автору уже тогда приступить к составлению фациальных карт для некоторых горизонтов нижнего и среднего карбона.

При всем своем обилии фактический материал освещает строение девона и карбона на территории Русской платформы далеко не равномерно. Остается еще ряд областей, данных по которым недостаточно даже для схематических построений. К таким областям относится в первую очередь Прикаспийская впадина.

† Необходимо отметить, что, несмотря на весьма длительный срок изучения стратиграфии палеозоя Русской платформы, в отношении этой области имеется еще много спорных вопросов, касающихся более или менее одинаково всех систем. Не останавливаясь на пермских отложениях, напомним, что до сих пор спорной является граница карбона и перми, объем и содержание наюрского яруса, граница девонских и турнейских (C_1) отложений и некоторых других горизонтов. Спорные вопросы возникают в последнее время также и по стратиграфическому расчленению девона. Специальное изучение и разбор стратиграфических соотношений не входит в задачи нашей работы. Они непосредственно интересуют нас только в той мере, в какой мы должны быть уверены, что сопоставляемые в пространстве отложения — одновозрастны. Поэтому мы в дальнейшем будем касаться спорных стратиграфических вопросов лишь поскольку это необходимо для данных целей.

Ниже, при рассмотрении девона и карбона платформы, описание дается в основном по стратиграфической схеме, принятой для Московской синеклизы, поскольку последняя занимает наиболее значительную площадь в пределах Русской платформы.

Глава I

ВВОДНАЯ

1. Об основных сводных работах по палеогеографии и тектонике Русской платформы

Мы не даем полного критического обзора многочисленных исследований интересующей нас области, так как это выходит за рамки работы. Указанные исследования по мере необходимости критически разбираются в тексте. Мы коснемся здесь лишь главнейших работ, посвященных широким обобщениям палеогеографического и тектонического характера, а именно работ А. П. Карпинского, А. Д. Архангельского, Н. С. Шатского и В. В. Белоусова.

Работы А. П. Карпинского, несмотря на значительную давность (1883—1919 гг.), чрезвычайно интересны и для нашего времени, и многие его мысли до сих пор сохранили все свое значение. А. П. Карпинским впервые был составлен для Русской платформы последовательный ряд палеогеографических схем, причем палеогеография служила методом выявления тектонических особенностей рассматриваемой им площади. Возможности, которые дает этот метод, и предел его применимости для тектонического анализа были изложены А. П. Карпинским с исключительной четкостью. По этому вопросу А. П. Карпинский в 1894 г. писал: «Одним очертанием, конечно, нельзя представить распространение моря в течение целого геологического периода, так как последний обнимает слишком большой промежуток времени. Приводимые подобные изображения дают или максимальное распространение бассейна, или чаще, так сказать, коллективное изображение, соединяющее все площади, бывшие под уровнем моря в те или другие части данного периода. Но для распознавания колебаний земной коры более важными часто являются начала или известные фазисы трансгрессий, а не наибольшее их проявление, когда, вследствие эвстатических колебаний или по другим причинам, море принимает широкое распространение, скрывающее под его уровнем относительные перемещения земной коры». Эти замечания А. П. Карпин-

ского настолько правильны, что их должен учитывать каждый, кто применяет метод палеогеографии для анализа тектонической структуры.

Исходя из палеогеографических схем, А. П. Карпинский приходит к основному выводу о том, что «в пределах части земной поверхности, занятой в настоящее время Европейской Россией, происходили последовательные колебания земной коры через смену понижений в широтном направлении с опусканиями меридиональными» и далее «.. направление колебаний почти всегда оказывалось параллельным кряжам Кавказскому и Уральскому. В период наиболее интенсивного образования последнего преобладают, по их продолжительности, меридиональные понижения, во время интенсивного образования Кавказа наибольшей продолжительностью отличаются понижения, параллельные этому кряжу».

Палеогеографические схемы А. П. Карпинского (1894) представляют сейчас, конечно, только исторический интерес, но сама идея о смене широтных прогибаний меридиональными, хотя и была на долгое время оставлена, не потеряла, как мы увидим, своего значения. Схема основных тектонических элементов Восточной Европы, опубликованная А. П. Карпинским в 1919 г., непосредственно вытекает из палеогеографических данных, и эта карта в самых общих своих начертаниях ближе к действительности, чем многие более поздние тектонические схемы (Соболев и др.).

С исследованиями А. П. Карпинского имеют в методическом отношении весьма много общего работы А. Д. Архангельского. В основном это касается применения палеогеографического метода при разработке вопросов тектоники. Н. С. Шатский (1944) пишет по этому поводу: «Продолжая работы А. П. Карпинского, Архангельский развил применение палеогеографического метода в тектонике, позволяющего по изменениям физико-географических условий устанавливать закономерности в движении земной коры. Это основное направление тектонических трудов он разработал с большой детальностью как для платформенных областей, так и для анализа общих основных движений в складчатых областях. Приложение палеогеографии к решению тектонических вопросов является основной темой главнейших тектонических исследований А. Д. Архангельского. Он добился огромных успехов в этом направлении; так, ему удалось дать наиболее убедительные тектонические схемы Русской платформы...» А. Д. Архангельский разработал и внедрил в советскую геологическую науку метод литогенетического и фациального анализа осадочных пород, что дало возможность с несравненно большей точностью и убедительностью решать задачи палеогеографического, а через них — и тектонического характера. Тем не менее последовательный ряд палеогеографических карт, освещающих послеархейскую геологическую историю Европейской и прилегающих районов Азиатской части СССР, помещенный в работах А. Д. Архангельского (1932), не содержит (вернее, почти не содержит) фациальных элементов, что, естественно, зависело от недостаточности и неравноценности фактического материала. Однако большинство палеогеографических карт и сейчас, после накопления обширного нового материала, в особенности по глубоким горизонтам палеозоя Русской платформы, является принципиально правильным.

Палеогеографические карты А. Д. Архангельского составлены для относительно узких отрезков геологического времени (например, шигровские и семилукские слои начала франского времени, лебедянские слои конца фаменского времени и т. д.), и от этого точность и ценность карт значительно выигрывает.

Тектоническая карта Русской платформы была впервые опубликована А. Д. Архангельским в 1923 г. В более поздних своих работах (1934), посвященных геологии СССР, Архангельский значительно

изменил свою тектоническую карту. Наиболее поздний ее вариант был опубликован в 1941 г.

Тектонические построения Архангельского для Русской платформы являются одними из лучших, но многие его представления, после исследований Н. С. Шатского и накопления новых фактических данных, требуют пересмотра. Тем не менее, некоторые опровергаемые Шатским взгляды Архангельского, как мы увидим ниже, в достаточной мере оправдываются, выражая особенности определенного отрезка геологического времени.

Н. С. Шатский опубликовал ряд работ по общей тектонике Русской платформы (1937—1947). Совершенствуя и уточняя свои построения в течение многих лет, Н. С. Шатский в последних работах (1945, 1946) дал анализ основных этапов исторического развития тектонической структуры платформы. Эти построения хорошо согласуются с многочисленными новыми фактическими данными и все более и более расширяющимися знаниями о геологическом строении рассматриваемой области.

Многие новые важные построения Н. С. Шатского были получены им не на основании фактических данных о строении глубоких горизонтов палеозоя Русской платформы, ставших известными много позднее, а благодаря примененному им методу структурного анализа. Именно анализ геологической карты, — документа, с поразительной точностью отражающего структурно-тектонические взаимоотношения, — был положен в основу наиболее важных выводов этого исследователя. Не надо, однако, забывать, что, отдавая предпочтение методу структурного анализа, Н. С. Шатский никогда не пренебрегает другими факторами (мощности, фации, данные геофизических исследований и т. д.).

Мы ограничиваемся сказанным, не вдаваясь в рассмотрение существа построений Н. С. Шатского, так как в дальнейшем изложении много раз будем возвращаться к его тектоническим схемам, сопоставляя и сравнивая с ними наши данные.

Чрезвычайно плодотворные методы, разработанные и примененные А. П. Карпинским, А. Д. Архангельским и Н. С. Шатским для изучения строения Русской платформы, используются в настоящей работе для анализа тектонической структуры платформы девонского и каменноугольного времени. Как будет видно из дальнейшего изложения, мы пользуемся этими методами в синтетической связи друг с другом, так как только их синтез может дать надежные результаты.

Работа В. В. Белоусова (1944) содержит обширный атлас фациальных и изопихических карт, имеющих своей задачей последовательно осветить фации и мощности осадочных толщ от нижнего кембрия до плиоцена включительно и сопровождается сжатым пояснительным текстом. Составленные фациальные и изопихические схемы имеют, как пишет автор, «целью выяснить историю развития колебательных движений земной коры и фациальных условий на территории Европейской части СССР и установить закономерности в этом развитии...»

Таким образом, работа В. В. Белоусова полностью перекрывает наше исследование и, казалось бы, должна дать аналогичные результаты, тем более, что в его распоряжении был почти тот же фактический материал, которым располагали мы. Однако карты и выводы В. В. Белоусова резко отличаются от наших, и это обязывает остановиться на причинах наших расхождений.

Подробное рассмотрение карт В. В. Белоусова убеждает в том, что последний допускает чрезмерно вольное толкование фактических данных. Это и является одной из основных причин схематичности и грубой неточности его карт и построений. Чтобы не быть голословными, мы приведем ниже несколько типичных примеров.

Так, например, В. В. Белоусов дает карту отложений франского времени, при взгляде на которую возникает вопрос — для какого отрезка франского времени она составлена?

Франские отложения на Русской платформе во многих местах резко изменяют свой фациальный облик в вертикальном разрезе, и фациальные карты, например для щигровского и евлановского времени, будут значительно отличаться друг от друга (см. фиг. 5 и 6 настоящей работы). Из текста работы В. В. Белоусова можно установить, что при построении карты между Москвой и Центральным полем девона принимались фациальные изменения, свойственные щигровскому горизонту (самые нижние слои франского времени). Но для других районов на этой же карте В. В. Белоусов учитывал уже другой горизонт франского яруса. Это видно из следующего утверждения автора: «В районе Туймазов (западная Башкирия) нижняя часть разреза состоит из перемежающихся глин (частично битуминозных) и известняков, тогда как верхняя большая часть разреза представлена известняками. Отсюда можно заключить, что области размыва, обнаруженные нами в Приуралье для живетского века, проявили себя еще в начале франского века, но затем исчезли, будучи закрыты морской трансгрессией. Наша схема в этом случае относится ко второй половине франского века». Из сказанного можно сделать вывод, что карта отвечает в разных своих частях различным горизонтам франского яруса. Отсюда вытекает ее порочность. Рассмотрение карт живетского времени убеждает в том, что «области размыва» в Приуралье, которые, как видно из приведенной выдержки, «проявили себя еще в начале франского века», располагаются меридионально. Сопоставление разрезов Туймазов и Самарской Луки, однако, свидетельствует о том, что эта область «размыва» (поднятий) имела почти широтное направление. Таким образом, стратиграфически неточный подход к фактическому материалу делает карту значительно более схематичной, чем это позволяют накопившиеся сейчас данные.

Стратиграфическая неточность построения карт верхнего девона у В. В. Белоусова выявляется еще более отчетливо при рассмотрении фациальной карты фаменских отложений. Здесь также не указано, какой отрезок фаменского века имелся в виду при составлении карты. По поводу этого читаем: «Фаменские отложения обнаруживают несколько иное, хотя и сходное, расположение фаций. В Главном поле значительно расширяется зона красноцветных континентальных отложений, которые распространяются к югу, вплоть до Западной Двины. Иная фациальная зона (известняки и доломиты с многочисленными прослоями песков и глин) обнаруживается в Смоленске и в Центральном поле. Заметно беднее терригенным материалом фаменские отложения Москвы, что позволяет выделить их в самостоятельную зону. Здесь пески петинских и воронежских слоев замещаются глинами и мергелями, пески (? — Р. П.) елецких слоев также переходят в прослой глин среди известняков. Наконец, почти вовсе лишены терригенного материала фаменские отложения Жигулей». Недоумение вызывает отнесение, вопреки общепринятым представлениям, петинских и воронежских слоев к фаменскому времени.

Поражают также большие стратиграфические интервалы, по которым В. В. Белоусов строит многие из своих карт, несмотря на совершенно очевидную необходимость, по мере накопления фактических данных, все более и более сужать стратиграфические пределы фациальных карт.

Нередко на картах В. В. Белоусова наблюдается выходящая за пределы простой неточности неправильность фациальной характеристики осадков. Так, например, на карте «начало среднего карбона» (имеется в виду верейское время) вся область Московской синеклизы к западу от меридиана

Саратов — Казань показана как область развития континентальных отложений. Это неверно не только для восточной части данной площади (Исса, Саратов), но и для собственно Подмосковного бассейна, где далеко не везде верейские осадки можно назвать континентальными, так как очень часто они содержат прослой доломитов и известняков с морской фауной.

Области Прикамья, Среднего и Нижнего Поволжья автор выделяет, в отличие от Подмосковной «верейской», как район развития «мартьяновской» фации, сложенной, по мнению автора, глинами и песками. Многочисленные разрезы буровых скважин в области Второго Баку (Сызрань, Бугуруслан, Туймазы, Татария, Краснокамск и др.), а также естественные разрезы на западном склоне Урала в области типичного развития мартьяновского горизонта не дают основания характеризовать эту фацию так, как это делает Белоусов. Пески и глины составляют в этих областях немногим более, а чаще даже менее 50% разреза; другую половину его слагают известняки и доломиты.

На карте турнейского времени, данной Белоусовым, Московская синеклиза ограничена с северо-запада, запада и юго-запада полосой угленосных отложений, которые замещают фацию известняков, песков и глини центральных частей Подмосковного бассейна. Какими данными руководствовался Белоусов при утверждении, что турнейские слои выражены по окраинам бассейна угленосной фацией, не вполне ясно. В тексте по этому поводу у него сказано: «На северном и западном крыле бассейна к турне относят нижнюю часть угленосной песчано-глинистой свиты, залегающей здесь непосредственно на верхнем девоне». После многочисленных разведочных и исследовательских работ, проведенных в этих областях (Вишняков, 1934; Брунс, 1939; Явишевский, 1931 и др.), особенно после детальнейших наблюдений В. А. Катлукова (Асаткин и Катлуков, 1941), нет никаких оснований для стратиграфических сопоставлений, допускаемых Белоусовым.

Можно было бы умножить подобные примеры, но и приведенных, типичных для работы Белоусова ошибок достаточно для того, чтобы с большой осторожностью отнестись к его картам. Принять последние за основание для тех или иных выводов невозможно, так как крайне затруднительно разобраться в том, что в них основано на фактическом материале, а что является произвольным допущением автора.

Несмотря на использование обширного нового материала, книга Белоусова не дает, по существу, ничего нового по сравнению с работами А. П. Карпинского и А. Д. Архангельского. Поражает бедность структурно-тектонических выводов, сделанных Белоусовым на основе такого, казалось бы детального, анализа мощностей и фаций. Если перевести терминологию, употребляемую Белоусовым (субгеосинклиналь, субгеоантиклиналь и т. д.) на более обычную, то канва структурного плана, даваемого Белоусовым, сводится к существованию положительных структур Балтийского щита, Полесского вала, Воронежской антеклизы и Азово-Подольского щита и отрицательных структур Волго-Печорской, Московской, которая «является как бы большим «заливом» Волго-Печорской субгеосинклинали», и Днепровско-Донецкой с Донецким бассейном. Других структур, не менее важных, но благодаря погруженности менее ясно выраженных на геологической карте, Белоусов не вскрыл, хотя фациальный анализ служит в первую очередь для выявления таких структур.

Автор приходит к выводу о стабильности структурного плана от живетского времени до конца альпийской складчатости, в то время как наше исследование доказывает закономерное изменение структурных взаимоотношений даже в течение девонского и каменноугольного времен. Это

изменение структурного плана очевидно даже по картам изопахит, даваемым самим Белоусовым.

Так, в живетское время область наибольших погружений показана Белоусовым в центральных частях Московской синеклизы, а в каменноугольное время она перемещена на восток и имеет совершенно иное простирание. Эти закономерности, как будет видно, еще отчетливее вытекают из наших карт.

Всего сказанного достаточно для того, чтобы в дальнейшем изложении к картам Белоусова не возвращаться.

2. Методика и содержание работы

Общие методы. А. Д. Архангельский в своих исследованиях структуры Русской платформы пользовался, как уже было отмечено, разнообразными геологическими и геофизическими методами. Однако методом, наиболее последовательно им применяемым, был палеогеографический анализ. Другой исследователь структуры платформы, Н. С. Шатский, учитывая все разнообразие фактов, освещающих предмет исследований, отдает предпочтение непосредственному анализу структуры по древним эрозионным срезам. В одной из своих недавних работ (1946₁) он пишет: «Для выяснения главнейших изменений в структуре платформы удобнее всего применить метод исследования ее строения по отдельным срезам во времени. Такими естественными срезами, в которых запечатлевалась предшествующая история дислокаций платформы, являются поверхности денудации, охватывающие почти целиком всю платформу» (стр. 33—34). Шатский выделяет несколько таких естественных срезов (в частности, для палеозоя — предкембрийский, предсреднедевонский и предъюрский).

Действительно, периоды древней денудации, захватывавшие всю платформу, практически превращали ее в почти горизонтальную плоскость, а геологическая карта, составленная по такой плоскости, с поразительной ясностью рисует тектоническую структуру предшествовавшего этому срезу периода.

Указанные выше методы исследования (фациальный и структурный анализ) мы пытаемся наиболее полно использовать в своей работе. Мы сочетаем их для возможно более подробных подразделений геологического времени с тем, чтобы, получив максимально доступный последовательный ряд проверяющих друг друга фациальных и структурных карт, составить сравнительно отчетливую историческую картину изменений за девонский и каменноугольный периоды.

Фактические данные. Качество использованных нами фактических данных определяется, вообще говоря, степенью изученности рассматриваемых отложений. В тех областях, где каменноугольные и девонские породы выходят на поверхность, они, естественно, изучены лучше, чем там, где они погружены на большую глубину. Работы по геологическим съемкам, а также специальные тематические исследования хорошо освещают, например, строение девона в области Главного и Центрального девонских полей. Для первого руководящими являются работы Р. Ф. Геккера (1933—1941), Д. В. Обручева (1933), Б. П. Асаткина (1931, 1934) и др. Для Центрального поля в качестве важнейших можно указать на стратиграфические работы Д. В. Наливкина (1923—1937) и Б. П. Марковского (1934), а также данные геологических съемок А. П. Иванова и Е. А. Ивановой (1935), В. М. Даньшина (1936), В. Н. Крестовникова (1925), С. В. Обручева (1932) и др.

Каменноугольные отложения подробно изучены по южному (Швецов, 1922—1940; Бирин, 1938; и др.) и северо-западному (Брунс, 1939; Вишняков, 1934; Толстихина, 1928, 1934; Хименков, 1934; Козлова, 1939) крыльям

так называемого Подмосквовного бассейна. Каменноугольные отложения изучены особенно подробно благодаря многочисленным буровым работам на уголь.

Сопоставления стратиграфии девонских отложений Главного и Центрального полей основаны главным образом на исследованиях Р. Ф. Геккера (1934). Сопоставления каменноугольных отложений в области Подмосквовного бассейна разработаны М. С. Швецовым (1932—1938).

Девонские и каменноугольные отложения выходят на поверхность также в области Тимана, где они изучены значительно слабее. Для девона южного Тимана можно основываться на работах Н. Н. Тихоновича. Для среднего Тимана большое значение приобретают недавние исследования С. В. Тихомирова (1948), для северного Тимана — работа В. П. Бархатовой. Существенное значение имеют также исследования А. А. Чернова.

Кроме того, девонские и каменноугольные отложения известны по берегу Белого моря, на Онежском полуострове и в районе Онежского озера (Бархатова, 1934, 1940).

Что касается западного склона Урала, который примыкает к исследованной нами области, то мы здесь руководствовались работами К. Г. Войновского-Кригера (1945), Б. П. Марковского (1946), А. П. Тяжевой (1940), В. Е. Руженцева (1936), И. В. Хворовой (1937, 1939), а также недавно опубликованной в т. XII «Геологии СССР» сводкой.

В областях, где девонские и каменноугольные отложения уходят на большую глубину, они известны по ряду глубоких буровых скважин на нефть, которые, однако, неравномерно освещают эти площади. Кроме того, данные этих скважин не всегда равноценны вследствие нередко применявшегося бескернового бурения.

Девонские отложения лучше всего изучены по глубоким скважинам центральных областей платформы (Пистрак, Филиппова, 1934), в области Самарской Луки (Соколова, 1939), Туймазов (Балаев, 1946; Виссарионова и Микрюков), Саратова (Кондратьева) и Бугуруслана (Чешиков, Крестовников и др., 1947).

Основными работами при рассмотрении каменноугольных отложений послужили микропалеонтологические исследования Д. М. Раузер-Чернусовой (1934, 1943) в районах Второго Баку, исследования М. С. Швецова (1940) в центральных частях Московской синеклизы и работы Р. М. Пистрак в районе Пензы (Исса).

Для Донецкого бассейна мы использовали сводку, опубликованную в т. VII «Геологии СССР», где стратиграфия каменноугольных отложений подробно дана на основе работ А. П. Ротая (1939, 1941). Стратиграфия девонских отложений, выходящих на поверхность по южной окраине Донецкого бассейна, с большой четкостью выяснилась после проведенных в 1947 г. работ А. А. Богданова, Д. В. Обручева, Ю. М. Пушаровского и И. Ф. Трусовой.

В области Днепровско-Донецкой впадины каменноугольные и девонские отложения изучены весьма слабо, потому что они освещены только немногочисленными буровыми скважинами, пока еще стратиграфически недостаточно увязанными. Здесь нужно указать на работы Е. О. Новик (1941), Д. П. Назаренко (1939), В. Н. Тихого (1934) и др. Девонские и каменноугольные отложения в области Воронежского массива известны подробно благодаря сводке А. А. Дубянского (1935, 1939), стратиграфические сопоставления которого, однако, в некоторых случаях требуют коррективов. На Белорусском массиве палеозойские отложения стратиграфически изучены недостаточно и палеонтологически подтверждены плохо (Жирмуновский, 1927; Горелик, 1946).

Девонские отложения в районах Прибалтики освещены в работах Е. Крауза (Kraus, 1937₁ и 2), Н. Делле (Delle, 1937), И. О. Далинкевича

(Dalinkevicius, 1939). Стратиграфическая увязка их с девоном Ленинградской области еще не вполне доказана. Наиболее правдоподобно она дана в работах Н. Делле (Delle, 1937) и Р. Ф. Геккера (1941).

Девонские отложения Приднестровья известны по работам И. Самсоновича (Samsonowicz, 1931, 1933, 1939), В. Зыха (Zych, 1927) и З. Суйковского (Sujkowski, 1939). Стратиграфическая увязка отдельных разрезов палеозоя, данная на картах последнего, наиболее убедительна. Каменноугольные отложения в районе Львова известны благодаря глубокому бурению на уголь.

Методика составления карт. При пользовании нашими картами необходимо иметь в виду следующее.

Каждую фаціальную карту мы стремились составить для сравнительно узкого отрезка времени, что при относительно хорошем в большинстве случаев стратиграфическом расчленении разрезов позволило довольно точно отразить фаціальную изменчивость осадков на площади. Однако необходимо отметить, что не во всех случаях стратиграфические сопоставления разрезов достаточно точны. Особенно это касается среднего девона, в связи с чем карту для этого периода, строго говоря, нельзя считать фаціальной.

В качестве основного фактора фаціальной изменчивости осадков мы приняли их литологический состав. Не имея зачастую возможности, ввиду неоднородной изученности материала, вникнуть в тонкие литологические различия пород, мы в большинстве случаев пользовались для установления фаціальных различий соотношением карбонатных и терригенных пород. Однако, когда в этом была необходимость и имелась к тому возможность, мы использовали для фаціальной характеристики и другие различия (литогенетические или биономические).

На фаціальных картах показана граница современного (фактического) распространения осадков того горизонта, для которого составлена карта.

Реконструкции, данные на площадях, расположенных вне контура современного распространения отложений, основаны, главным образом, на направлении и характере фаціальной изменчивости существующих осадков, а также на некоторых структурных данных, выявленных путем анализа палеогеологических карт.

При составлении фаціальных карт мы не всегда пользовались единой легендой. Для ряда карт условные обозначения имеют свои особенности, отражающие фаціальную специфику того горизонта, для изображения которого они предназначены.

На палеогеологических картах, так же как на картах фаций, нанесены границы современного распространения осадков для горизонта, который непосредственно следует за временем, отраженным на карте. Таким образом, на карте видно, какая ее часть основана на сохранившемся до нашего времени геологическом (фактическом) материале. Участки, освещенные фактическими данными, оказываются во многих случаях недостаточными для реконструирования геологической карты на всей площади платформы. Однако эти данные, вместе с учетом палеогеографии и общими особенностями герцинской структуры, позволяют, в основном, правильно реконструировать те площади карты, для которых фактических данных не сохранилось.

Данные о мощностях осадков нанесены на фаціальных картах изолиниями мощности или цифрами. Показанные мощности соответствуют значительно большему отрезку разреза, чем тот, для которого составлена фаціальная карта. Так, на карте конца франского времени (евлановские слои) нанесены мощности всего франского яруса, на карте верейского времени — мощности всего среднего карбона и т. д. При анализе мощностей учитывается сокращение их не только за счет предмезозойской

или более поздней денудации, но и за счет размывов в каменноугольное время.

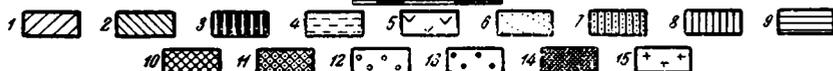
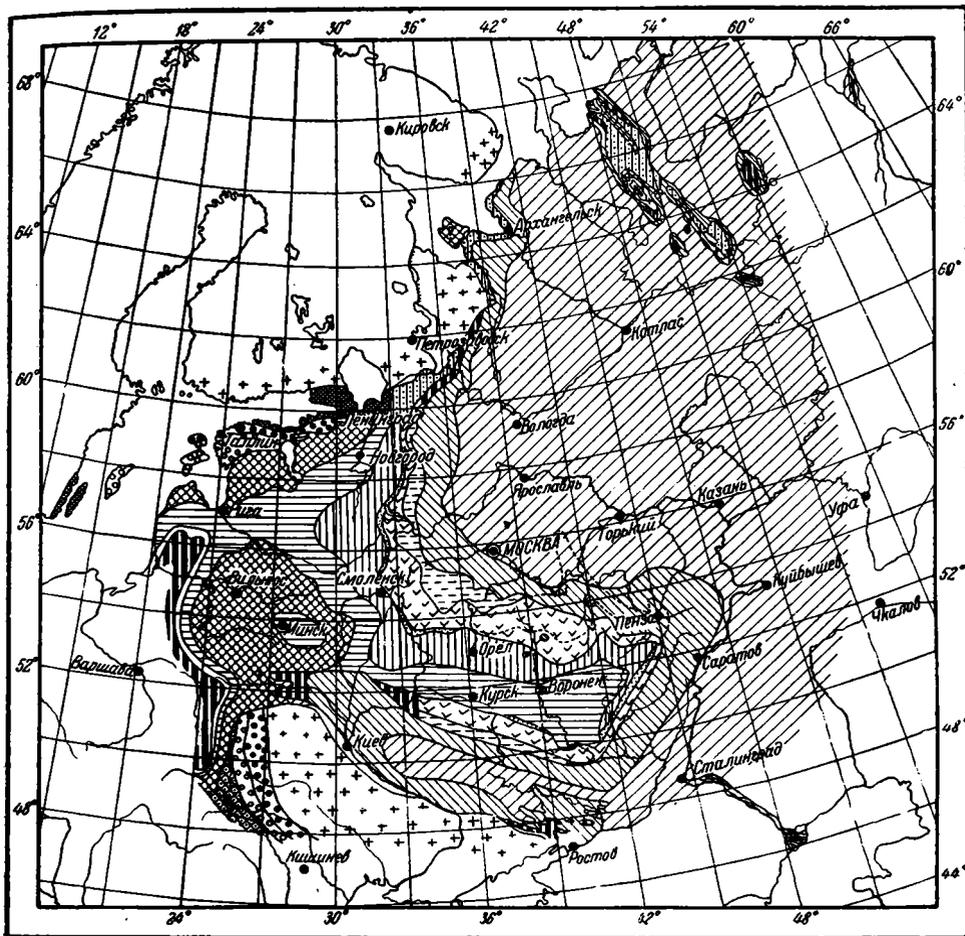
С о д е р ж а н и е р а б о т ы. Для того чтобы осветить содержание предлагаемой работы, рассмотрим составленную нами геологическую карту Европейской части СССР со снятым покровом пермских и всех более молодых отложений (фиг. 1).

Эта карта, в известной мере, суммирует те движения, которые испытывала Русская платформа от начала палеозоя до конца карбона. Несмотря на это, карта намечает пути для изучения изменений структурного плана платформы во времени.

Действительно, если обратить внимание на расположение кембрия, силура и нижнего девона и на взаимоотношение этих отложений с живетскими, то станет очевидным резко несогласное срезание живетскими осадками более древних пород. Это хорошо известное явление прослеживается как к югу от Балтийского щита (Прибалтика, Ленинградская обл.), так и к северо-западу от Азово-Подольского массива. Поверхность трансгрессивного налегания живетских отложений на более древние должна, естественно, отражать структурные взаимоотношения, сложившиеся к середине девонского периода.

Расположение на карте различных отделов карбона и верхнего и среднего девона отчетливо выявляет основные положительные тектонические элементы платформы (Балтийский щит, Азово-Подольский горст, Воронежский и Белорусский массивы) и разделяющие их синеклизы. Так как в восточной полосе платформы пермские породы согласно лежат на верхнекаменноугольных, естественно, что структурные особенности этой полосы платформы на карте не выявляются, будучи как бы погруженными. Что же касается большей, западной части платформы, то очертания перечисленных выше антеклиз и синеклиз весьма близко совпадают с теми ограничениями структур, которые даны Н. С. Шатским (1946₁) на карте герцинской структуры Восточно-европейской платформы.

При внимательном рассмотрении нашей карты (фиг. 1), однако, выявляются некоторые новые интересные детали. Во-первых, можно установить, что Белорусский массив структурно неоднороден. Наряду с участками, где кристаллические породы лишь покрыты незначительным чехлом среднего девона (10—20 м), имеются и такие погружения, как Минская депрессия, в которой сохранились не только достаточно мощные среднедевонские осадки (в Минске более 200 м), но и отложения верхнего девона. Во-вторых, расположением границ фаменского яруса и различных горизонтов нижнего карбона более определенно вырисовывается прогиб (Брянско-Рославльский), который отделяет Воронежский массив от Белорусского. Третьей особенностью карты является некоторая детализация границ Воронежского массива. Особенно обращает на себя внимание то, что южный (точнее юго-юго-западный) край массива был погружен лишь после девона, о чем свидетельствует налегание здесь нижнекаменноугольных осадков непосредственно на кристаллический фундамент. Если ранее такие взаимоотношения были известны только для восточного конца массива (Кантемировка, Россось), то сейчас данные глубокой скважины в Путивле позволяют распространить полосу, где девон отсутствует, далее на запад — вдоль всего массива. Воронежский массив, грубо говоря, имеет форму прямоугольного треугольника с прямым углом, расположенным где-то в районе Богучары — Кантемировка. Длинный катет этого треугольника ограничивает с севера Днепровско-Донецкую впадину, короткий же простирается на северо-восток параллельно краю Прикаспийской впадины. Эта часть массива, не достигнув Волги, заканчивается широкой периклиналью, что намечается сменой девонских отложений последовательно нижне-, средне- и верхнекаменноугольными в направлении на северо-восток.



Фиг. 1. Геологическая карта со снятым покровом пермских и вышележащих отложений.

1 — C_3 , верхнекаменноугольные отложения; 2 — C_2 , среднекаменноугольные отложения; 3 — C_1^{v-n} визейские и намюрские отложения нерасчлененные; 4 — C_1^{Sr-p-n} серпуховская свита и намюрские отложения; 5 — C_1^{v-ok} угленосная, тульская и окская свиты; 6 — C_1^t — турнейские отложения; 7 — D_3 , верхнедевонские отложения нерасчлененные; 8 — D_2^2 фаменские отложения; 9 — D_1^1 франкские отложения; 10 — D_2 , среднедевонские отложения; 11 — D_1 , нижнедевонские отложения; 12 — S_3 , верхнесилурийские отложения; 13 — S_2 , нижнесилурийские отложения; 14 — St кембрийские отложения; 15 — Pst докембрий

Очевидно, что рассмотренные выше структурные взаимоотношения, определяющиеся сменой девонских пород каменноугольными и их взаимным расположением, синтезируют движения длительного отрезка геологического времени (от живецкого века среднего девона до конца карбона).

Стремясь, однако, наметить пути для установления особенностей развития структур для более коротких отрезков времени, мы вновь обращаемся к нашей карте.

Условия залегания различных горизонтов^в нижнего карбона по северному борту Воронежской антеклизы дают возможность установить, что визейские отложения трансгрессивно срезают турнейские и, как это можно видеть по естественным обнажениям (район Ряжска, Перехваль и др.) и буровым скважинам (Тамбов, Сборная — юг Окско-Цнинского вала, р. Исса — к СЗ от Пензы), непосредственно ложатся на различные горизонты фаменского яруса девона. Такие же соотношения можно наблюдать по северо-западному борту Московской синеклизы. Здесь, к северу от Боровичей, визейские осадки, постепенно срезаая турне, ложатся в районе Тихвина непосредственно на девон. Еще севернее (к северу от Онежского озера) они покоятся на породах протерозоя. Учитывая, кроме того, что угленосная продуктивная толща основания визе на огромных пространствах Русской платформы залегает на размытой поверхности подстилающих отложений, можно заключить, что основание визе является поверхностью денудации, безусловно заслуживающей рассмотрения.

Другим, еще более резко выраженным денудационным срезом является основание среднего карбона. На северном борту Воронежского массива средний карбон (верейский горизонт) срезким трансгрессивным несогласием ложится на нижележащие породы. Так, если в районе р. Осетра верейские отложения подстилаются еще серпуховскими породами, то на р. Проне они уже покоятся на верхних горизонтах визе (веневские слои), а на юге Окско-Цнинского вала — на нижних горизонтах этого яруса. Имеются, кроме того, указания Дубянского (1939), что севернее г. Ельца (окрестности с. Семеновского) глины, весьма сходные с верейскими, с обломками *Productus ex gr. scabriculus*, залегают непосредственно на девоне. По восточному краю Балтийского щита породы среднего карбона также переходят трансгрессивно с нижнего карбона на девон и даже на породы протерозоя (р. Онега выше Бирючева). Подобно угленосной свите визе, верейский горизонт среднего карбона на огромных пространствах Европейской части Союза залегает на резко размытой поверхности подстилающих отложений.

Таким образом, рассмотрение геологической карты дало возможность определить погребенные поверхности несогласий (доживетская — D_2 , доугленосная — C_1 и доверейская — C_2). Палеогеологические карты, составленные для этих поверхностей, могут быть использованы для непосредственного анализа структурных особенностей платформы в девонское и каменноугольное времена.

Положенный в основу настоящей работы последовательный ряд фациальных и палеогеологических карт, составленных для различных горизонтов девона и карбона, рисует постепенные изменения в структурных особенностях платформы, т. е. дает представление о характере и направлении движений, свойственных различным отрезкам времени. Так, девонский период (в основном средний и верхний девон) характеризовался движениями, обусловившими переустройство структурных взаимоотношений, свойственных каледонскому времени. В этот период сформировались основные структурные элементы платформы, явившиеся как бы канвой, которая оказала свое влияние на всю дальнейшую историю платформы. Именно в это время формировались Московская синеклиза и Днепровско-Донецкий прогиб и явственно стали ощущаться положительные структуры, разделяющие и ограничивающие синеклизы.

Уже в конце девонского времени начали проявляться движения, приведшие к образованию меридионального прогиба на востоке платформы. Наиболее отчетливое выражение этот прогиб получил в каменноугольное время, когда, благодаря активным меридиональным движениям, была погребена положительная широтная структура Волго-Уральского свода, в значительной мере определявшая структурные соотношения в девоне.

Из этого не следует, однако, что широтные структуры, испытавшие погружение в связи с развившимся на востоке платформы меридиональным прогибом, исчезли. Будучи унаследованными, они продолжали существовать и даже своеобразно проявлялись в течение каменноугольного времени, но в сравнении с активно действующими более молодыми меридиональными движениями эти процессы приобретали второстепенное значение.

Прогиб, примыкающий с запада к Тиманскому краю и как бы указывающий на поворот в этом направлении оси Московской синеклизы, что усматривается из распространения триаса (см. тектоническую схему герцинского времени Н. С. Шатского, 1946₁), возник, очевидно, во второй половине каменноугольного времени и в основном сформировался в перми.

Глава II

ДЕВОНСКИЕ ОТЛОЖЕНИЯ И ИХ ФАЦИИ

Нижнедевонские осадки на Русской платформе по современным представлениям имеют весьма ограниченное развитие. Работами самого последнего времени доказано, что осадочная серия пород, залегающая во многих областях платформы ниже палеонтологически охарактеризованных живетских отложений, в значительной степени относится к древнему палеозою. Плохая изученность этой нижней части палеозойского разреза не дает возможности в настоящее время рассматривать нижний девон и эйфельский ярус среднего девона, как это следует из дальнейшего изложения, отдельно от древнего палеозоя.

Отложения живетского яруса среднего девона и верхний девон распространены на платформе так широко, как не распространены отложения ни одной другой системы из числа слагающих осадочный покров платформы. Это дает чрезвычайно большие возможности для фациального анализа осадков и палеогеографических реконструкций. Все же, как мы увидим ниже, стратиграфия среднего девона разработана пока слабо, и разрезы его в отдельных областях платформы плохо сопоставлены друг с другом, что значительно затрудняет прослеживание фациальной изменчивости в этих отложениях. Что же касается верхнего девона, то, несмотря на спорность некоторых стратиграфических сопоставлений, он изучен сравнительно хорошо и параллелизация его разрезов, даже далеко удаленных друг от друга, достаточно убедительно рисует общую картину изменения фаций для различных горизонтов этого яруса.

Девонские отложения на Русской платформе представляют огромный интерес, так как в восточных областях платформы в них вскрыты богатые нефтяные залежи. Наши исследования, хотя и не имеют своей прямой задачей разрешение вопросов, связанных с поисками нефти, тем не менее, можно полагать, выясняют некоторые общие закономерности, необходимые при разработке этих специальных вопросов.

1. Древний палеозой, нижний девон и первая половина среднего девона (эйфель)

Нижнедевонские отложения издавна известны в области Приднестровья, где, залегая согласно на силуре, они представлены в фации древнего красного песчаника и характеризуются типичным комплексом ихтиофауны. Зых (Zuch, 1927), изучавший эти отложения, лучше всего обнаженные на Днестре, между рр. Золотой Липой и Стрепом, а также по рр. Стрепу

и Серету, пришел к заключению, что с запада на восток (в направлении кристаллического массива) они переходят в морские фации. Но заключение Зыха, вероятно, ошибочно, так как кажущаяся смена фаций связана, очевидно, с тем, что с приближением к борту Азово-Подольского массива выступают на поверхность более древние морские, переходные к силуру горизонты. Последнее толкование принято и на геологической карте Суйковского (Sujkowski, 1939). Фаунистически охарактеризованные эйфельские отложения в этой области представлены карбонатными породами.

На запад и северо-запад от Приднестровья осадки нижнего девона и эйфеля глубоко погружаются, уходя под более молодые образования Львовского прогиба. Еще далее на запад нижний девон вновь появляется в Келецко-Сандомирском кряже. В северной части кряжа (Лысье горы) нижний девон представлен мощной толщей (800—900 м) песчаников и сланцев, нередко пестрой окраски, содержащих в некоторых горизонтах морскую фауну и залегающих согласно на силуру. В южной части кряжа (область антиклинория) нижний девон развит спорадически и представлен маломощным плакодермовым песчаником, который, по мнению Чарноцкого (Szarnocki, 1937), ближе всего напоминает фацию древнего красного песчаника Подолии. Хорошее развитие нижнего девона в Келецко-Сандомирском кряже лишний раз доказывает, что он присутствует и во Львовском прогибе. Так как этот последний несомненно служил областью, через которую силуру Подолии соединялся с силуром Прибалтики, имеются все основания полагать, что и нижний девон заходил с юго-запада в Балтийский прогиб и позднее был в значительной мере срезан трансгрессивно залегающими живетскими осадками.

На восток от рассмотренной области, на огромной площади платформы, нижнедевонские отложения достоверно пока неизвестны. Отсутствие их доказано в области Воронежской антеклизы, в Волго-Уральской области (Самарская Лука, Туймазы, Шугурово, Гулюшурма и др.) и на Тимане.

В области Московской синеклизы, а также в северных частях Прикаспийской впадины (Саратов, Бугуруслан и др.), между живетскими отложениями и кристаллическим фундаментом платформы залегают толща преимущественно терригенных пород, достигающая значительной мощности (500 м и более). Эта толща, очевидно, далеко не одновозрастна. В центральных и западных областях Московской синеклизы терригенная толща, залегающая ниже фаунистически охарактеризованных живетских отложений (нижний терригенный комплекс Москвы), относилась некоторыми геологами, в том числе и автором, к девонским отложениям. Полученные в последнее время новые данные (ВНИИГАЗ) дают основание пересмотреть вопрос о возрасте нижнего терригенного комплекса в центральных и западных частях Московской синеклизы. По данным А. В. Копелиовича, на границе Московской и Калининской областей фаунистически установлено наличие нижнекембрийских и, вероятно, нижнесилурийских отложений. Если верить данным спорово-пыльцевого анализа (С. Н. Наумова), нижний силур залегают в этом районе непосредственно под наровскими слоями (живетский ярус). Таким образом, в настоящее время нет оснований сомневаться в том, что и в более южных районах (в частности, в Москве) нижняя часть осадочной серии относится к древнему палеозою (кембрий). Однако взаимоотношение девонских и нижнепалеозойских толщ в этих районах существенно иное. Если в районе Калинина наровские сульфатно-карбонатные отложения ложатся непосредственно на нижнепалеозойские осадки, то в Подмосковном и более южных районах (Калуга, Тула) возраст песчано-глинистых отложений, залегающих под наровскими слоями, определяется спорами и пылью (С. Н. Наумова, Л. А. Юшко), как живетский

и эйфельский. Таким образом, верхние горизонты нижнего терригенного комплекса Подмосковного района, мощность которых достигает, вероятно, 75—100 м (район Калуги), должны быть отнесены к девонским отложениям, а с нижнепалеозойскими (кембрийскими) осадками можно сопоставлять лишь нижележащие горизонты этого комплекса.

К югу от Москвы древнепалеозойские горизонты нижнего терригенного комплекса быстро выклиниваются и уже к югу от Тулы карбонатно-сульфатные отложения отделяются от кристаллического фундамента незначительной по мощности (первые десятки метров) толщей обломочных пород также живетского возраста.

В восточных областях платформы нижнедевонские и эйфельские отложения доказаны более определенно. Буровыми работами в Бугуруслане на глубине более 2000 м были встречены известняки и известково-глинистые породы, из которых В. Н. Крестовниковым (Чепиков, Крестовников и др., 1947) определены формы, близкие к *Spirifer (Delthyris) rubustus* var. *mesodevonica* N a l., *Sp. (Delthyris) cf. supcistes* В а г г., *Atrypa semiorbis* и мелкие гладкие *Spirifer (Eoreticularia)* sp. В. Н. Крестовников считает, что эта фауна характеризует верхи кобленцкого или эйфельский ярус. Ниже этого горизонта с фауной в Бугуруслане пройдено еще более 150 м, сначала в глинистых породах с прослоями алевролитов и известняков (около 20 м), а затем в толще преимущественно песчаных пород, среди которых в изобилии встречены гальки кварца и кусочки гранита и слюдястых сланцев. Таким образом, отложения, пройденные ниже горизонта с указанной фауной, должны рассматриваться как нижнедевонские и, возможно, древнепалеозойские. Выше горизонта с фауной залегают светлые алевролиты, алевритовые глины и мелкозернистые песчаники мощностью около 30—40 м, на которых покоятся известняки с живетской фауной. Следовательно, горизонт светлых алевролитов и песчаников, а частично и нижележащие породы, должны быть в этом разрезе отнесены к эйфелю. Эйфельские песчаники также несомненно встречены скважиной в районе Саратова. На основании этих данных можно считать, что в Прикаспийской впадине наравне с нижним девоном развиты и эйфельские слои среднего девона. Поскольку к северу и к западу от Бугуруслана над кристаллическим фундаментом заведомо нет ни эйфельских, ни, тем более, нижнедевонских осадков, вполне естественно предположить, что нижний девон Бугуруслана связан с Прикаспийской синеклизой, где он существует, погруженный на большую глубину. Значительная мощность осадков, пройденных под верхним девоном в районе Саратова, дает основание полагать, что и здесь будет доказан нижний девон и, вероятно, древний палеозой.

К северу от рассмотренной сейчас области, в полосе, идущей от Пензы через Самарскую Луку, широтный отрезок р. Камы и район Туймазов в направлении к Уфимскому плато, живетские отложения залегают непосредственно на кристаллических породах протерозоя. Однако не исключена возможность, что и в этой полосе имеются участки, где в понижениях рельефа поверхности кристаллических пород присутствуют осадки более древние, чем живетские. Существование такого участка установлено в Бавлах (в 18—20 км к юго-западу от Туймазов). Здесь под живетскими отложениями с *Dechenella romanovski* T s c h e n. лежит значительная толща терригенных пород (более 250 м), которая, вероятно, в значительной части относится к эйфелю, а может быть, и к более древним горизонтам палеозоя.

Чтобы получить некоторые данные для суждения о возможном развитии нижнего девона на востоке платформы, небезынтересно хотя бы весьма бегло коснуться распространения этих осадков вдоль западного склона Урала. К западу от Башкирского антиклинория, в области Урал-Тау

и Уфимского амфитеатра, к нижнему девону и эйфелю стали относить в последнее время так называемую «ашинскую свиту» немых терригенных образований, отделенную от нижележащих немых свит западного склона Урала и от покоящихся выше среднедевонских отложений границами размыва (Домрачев и др., 1948). Ашинская свита в хребте Кара-Тау и на Уфимском амфитеатре не имеет повсеместного распространения, нередко совершенно отсутствует или отличается незначительной (несколько десятков метров) мощностью. Однако в юго-западном конце хребта Кара-Тау мощность этой свиты достигает 600—700 м. Весьма интересно, что нижнего девона нет, как мы отмечали выше, на участке платформы, примыкающем к Уралу, в этой области спорадического развития ашинской свиты.

Еще севернее, на западном склоне Центрального Урала, от Чусовой до Печоры, в разрезе девона под карбонатными породами с живетской фауной, залегает толща светлых песчаников, относимых к эйфелю. Нужно отметить, что минералогическое изучение этих песчаников в районе Чусовой и Кизела показало исключительное богатство тяжелой фракции анатазом. К нижнему девону здесь относится мощная (от 1 до 3 км) толща песчаников и песчано-глинистых и глинистых сланцев, нередко пестрой окраски. Во всех перечисленных районах эта толща не содержит фауны, и возраст ее определяется по положению в разрезе. По данным, полученным в районе Краснокамска, под охарактеризованными живетской фауной известняками залегают белые кварцевые грубозернистые, богатые анатазом песчаники мощностью около 65 м с редкими прослоями глин, которые, как и в прилегающей области Урала, условно относятся к эйфельскому ярусу среднего девона. Ниже этих песчаников лежит более 300 м пестроцветных песчано-глинистых пород, которые по общему облику и по характеру минералогического состава, согласно исследованиям Соколовой и Гмид, сопоставляются с нижним девоном района Кизела и Чусовой. Насколько далеко эти породы протягиваются на запад мы пока еще не знаем, но, во всяком случае, их развитие доказано в районе Молотова.

Нижний девон известен на западном склоне Урала и к северу от Висеры. В бассейнах рек Печоры, Ыльча, Щугора, Подчерема присутствуют известняки и сланцы с типичной нижедевонской фауной. Еще севернее, на Воркуте, среди карбонатных пород, включающих в себя силур, девон и карбон (елецкий комплекс), выделяется нижний девон мощностью около 350 м с типичной фауной брахиопод (*Karpinskia conjugula*). В хребте Чернышева нижний девон устанавливается условно среди сплошной толщи карбонатных пород (от верхнего силура до нижнего карбона включительно). Все сказанное дает основание предположить, что в области Печорской депрессии, между Тиманом (где D_1 отсутствует) и Уралом, развит нижний девон и, вероятно, эйфель, и что эта область в начале девона уже представляла собой прогиб.

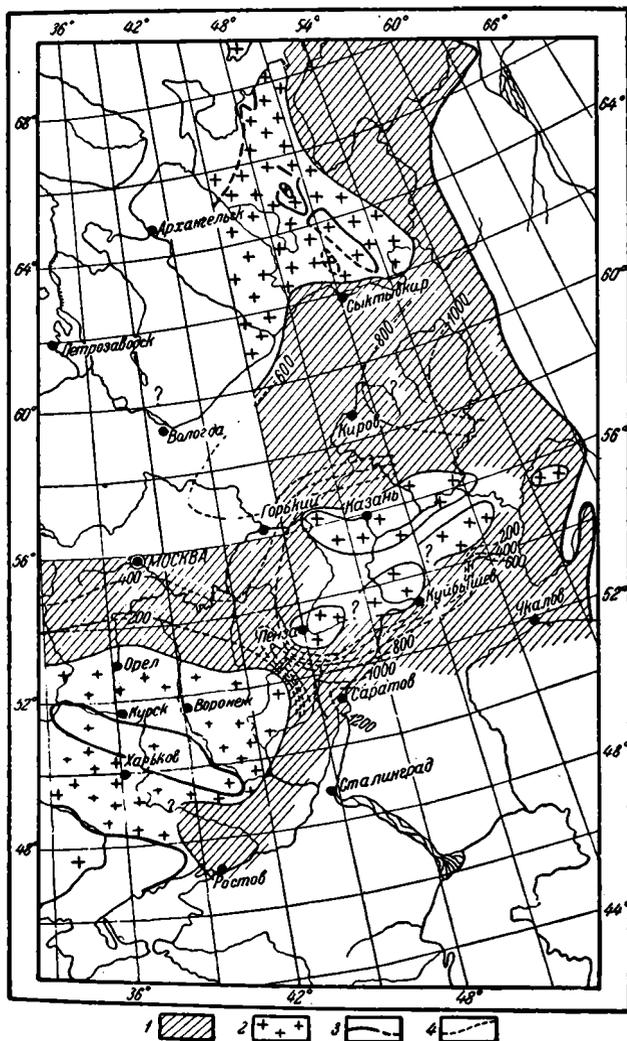
Таким образом, стратиграфическое расчленение подживетской серии осадочных пород на платформе вызывает в настоящее время еще значительные затруднения, что исключает возможность правильного сопоставления их в пространстве. Поэтому остаются еще не ясными и соотношения каледонской и раннедевонской структур платформы. Бесспорно лишь, что каледонский Балтийский прогиб распространялся далеко к югу, глубоко внедряясь в тело Русской платформы. Ось этого прогиба проходила значительно севернее Москвы. Московская же синеклиза, возникшая в девоне, как бы развилась на южном склоне Прибалтийского прогиба.

Все больше и больше накапливается фактов, свидетельствующих о весьма резком рельефе кристаллического основания платформы, с которым

связано изменение мощности и характера подживетской серии осадочных пород. Эти данные показывают, что структура Русской платформы в нижнем палеозое и раннем девоне сложна и пока далеко еще не изучена. Очевидно, что новые фактические материалы значительного изменения существующие представления.

Во всяком случае к началу живетского времени Московская синеклиза представляла собой самостоятельную структурную единицу, южную границу которой можно проследить вплоть до Урала. Не останавливаясь на области Воронежского массива, значение которого, как южного ограничения Московской синеклизы, общеизвестно, нужно указать, что в полосе, протягивающейся от Пензы через Самарскую Луку, Казань и район Туймазов к Уфимскому плато, живетские отложения, обычно незначительной мощности, покоятся большей частью прямо на кристаллическом фундаменте. Очевидно, что этот широтный участок в нижнедевонское и эйфельское время служил барьером, отделявшим Московскую синеклизу от Прикаспийской. Таким образом, существование Волго-Уральского свода, впервые доказанного Н. С. Шатским на основании главным образом структурного анализа домезозойской денудационной поверхности, подтверждено в настоящее время фактическими данными по глубоким горизонтам палеозоя (рис. 2).

Существенно, что положительные структуры, окаймляющие с юга Московскую синеклизу, в рассматриваемое время не были однородными.



Фиг. 2. Палеогеологическая карта доживетской поверхности;

1 — подживетская осадочная серия; 2 — донеμβрийские породы; 3 — граница современного распространения живетских отложений; 4 — линия равных мощностей осадочной серии пород, залегающей между породами живетской толщи и донеμβрийскими.

Примечание. Неплотная штриховка на всех картах показывает предполагаемое распространение осадков вне контура современного развития соответствующих отложений (в данном случае живетских).

Глубокий и узкий гребенообразный прогиб отделял в это время Воронежскую антеклизу от Волго-Уральской, что доказывается весьма значительной мощностью подживетских отложений между Тамбовом и Пензой (более 800 м в районе Пачелмы). Расчлененным был также рельеф собственно Волго-Уральского свода, в пределах которого намечаются депрессии, выполненные осадками бавлинской свиты, примером которых может служить разрез девона в районе Бавлов.

2. Вторая половина среднего девона (живетский ярус)

Анализ фациальной изменчивости живетских отложений на всей площади Русской платформы оказался весьма затруднительным вследствие неясности стратиграфических взаимоотношений. Если несколько лет назад точность границы между средним и верхним девоном на Русской платформе казалась более или менее удовлетворительной, то за последние 5—6 лет этот вопрос значительно усложнился.

С тех пор как Б. П. Марковским (1946) на основании детальных сборов и исследования фауны было установлено, что пашийская свита западного склона Урала, относившаяся ранее к D_2 , является фацией поддоманиковой свиты и относится к низам франского яруса, встал вопрос о пересмотре границы между D_2 и D_3 и в восточных областях платформы.

Полученные за последние годы в районах Второго Баку многочисленные разрезы индексируются обычно уже под влиянием этих новых данных и нередко вполне убедительно. Однако во многих случаях индексация проводится без достаточных палеонтологических оснований, базируясь лишь на поверхностном литологическом сходстве без учета возможных фациальных изменений.

Не располагая в должной мере палеонтологическими материалами, только незначительная часть которых сейчас опубликована, мы для некоторых районов не можем с полной достоверностью выяснить истинное положение вещей.

Тем не менее, поскольку решение данного вопроса исключительно важно, так как без этого нельзя правильно восстановить фациальную изменчивость осадков ни для среднего девона, ни для нижних горизонтов верхнего девона, необходимо попытаться его разрешить. Ввиду отсутствия убедительных обобщений обратимся для обоснования своих выводов к первичному материалу.

В качестве исходного разреза, палеонтологически хорошо изученного и потому могущего, в известной мере, служить эталоном, возьмем разрез среднего и низов верхнего девона бассейна р. Чусовой, разработанный Б. П. Марковским (1946). Франский ярус на Урале подразделяется на две зоны: верхнюю — зону *Monticoceras* и нижнюю — зону *Gephyroceras*. Оставляя в стороне отложения верхней зоны, начнем описание разреза с зоны *Gephyroceras* в том виде, как оно дано у Б. П. Марковского.

Свита D_3^1 с-II-доманик. Тонкослоистые, темные битуминозные известняки, чередующиеся с прослоями глинистых сланцев. Отдельные слои окремелые. Мощность свиты от 15 до 60 м. Из этой свиты определена следующая фауна: *Lingula subparalela* S a n d b., *Chonetes setigera* H a l l., *Productella sericea* B u c h., *Productella petini* var. *domanicensis* M a r k., *Liorhynchus domanicensis* M a r k., *Atrypa* ex gr. *aspera* S c h l o t., *Spirifer pachyrhynchus* V e r n., *Sp. subumbonus* H a l l., *Buchiola retrostriata* B u c h., *B. scabrosa* Z a m., *B. ischikaja* B. N a l., *Pterochaenia fragilis* H a l l., *Tentaculites tenuicinctus* R o e m., *Stiloliolina fissurella* H a l l., *Timanites acutus* K e y s., *Gephyroceras uralicum* H o l z., *Tornoceras simplex* B u c h., *Monticoceras ammon* K e y s., *Bactrites* sp., *Orthoceras* sp., *Ostracoda*, *Trilobitea*, растительные остатки.

Свита D_3^1 с-I со *Spirifer murchisonianus* K o n. Желтовато-серые глинистые известняки и глинистые сланцы. Мощность от 1.5 до 25 м. Определена следующая фауна:

Schizophoria ivanovi Tschern., *Productella* ex gr. *subaculeata* Murch., *Hypothyridina semilukiana* Nal., *Atrypa uralica* Nal., *Atr. dawillii* Mans, *Spirifer murchisonianus* Kon., *Sp. subumbonus* Hall., *Athyris concentrica* Buch., *Liriopecten ingraie* Vern. и др.

Свита D¹ b — пашийская. Сланцы и песчаники с подчиненными горизонтами известняков. Фауна собрана главным образом в известняках. Общий список ее следующий: *Productella* aff. *petini* Nal., *Pr.* ex gr. *subaculeata* Murch., *Schizophoria* ex gr. *striatula* Schloth., *Sch. ivanovi* Tschern., *Hypothyridina semilukiana* Nal., *Atrypa dawillii* Mans, *Atr.* cf. *uralica* Nal., *Spirifer subumbonus* Hall., *Bronteus granulatus* Goldf. и др.

Б. П. Марковский подчеркивает, что слои со *Spirifer murchisonianus* фаунистически весьма близки пашийской свите и обозначение их разными буквенными индексами оставлено лишь для удобства сопоставления с разрезами Южного Урала. По этому поводу он пишет: «В силу фаунистической и литологической близости слоев со *Sp. murchisonianus* К о п. и пашийской свиты их было бы рационально обозначить одним буквенным индексом с соответствующими цифровыми обозначениями».

Свита D¹ a. Известняки и известково-глинистые сланцы с караваеобразными конкрециями известняка, залегающие в наиболее полных разрезах в основании франского яруса; мощность 2 м. Фауна: *Lingula* sp., *Schizophoria* ex gr. *striatula* Schloth., *Productella* aff. *petini* Nal., *Atrypa dawillii* Mans, *Hypothyridina semilukiana* Nal. Нередко эта небольшая пачка пород отсутствует и пашийская свита лежит на размытой поверхности D¹.

Приведенная фауна позволяет Б. П. Марковскому считать, что толщи D¹ a, D¹ b и D¹ c-1 соответствуют поддоманиковым слоям Южного Урала. Ниже следуют известняки живетского яруса, содержащие в верхних горизонтах такую характерную живетскую форму, как *Dechenella romanovskii* Tschern.

Таким образом, пашийская свита, относившаяся ранее к верхним горизонтам D¹, на основании обнаружения в ней *Schizophoria ivanovi* Tschern., *Atrypa dawillii* Mans и общего сходства комплекса фауны с вышележащим горизонтом со *Spirifer murchisonianus* К о п., отнесена Б. П. Марковским к франскому ярусу.

В Туймазинском районе (Балаев, 1946) между домаником и известняками с живетской фауной залегают толща поддоманиковых слоев, состоящих в верхней части из глинистых известняков и глин мощностью около 15 м, для которых Балаев указывает *Spirifer (Cyrtospirifer) disjunctus* Sow., в нижней — из зеленовато-серых и фиолетовых глин и аргиллитов с прослоями глинистых известняков мощностью также около 15 м. В глинах обилие *Lingula*. Исходя из определения *Spirifer disjunctus* эту часть разреза (поддоманик) надо сопоставлять с нижней частью семилукских слоев более западных областей платформы, а доманик считать аналогом верхней части семилукского или, частично, еще более высоких горизонтов.

Ниже поддоманиковых слоев в этом районе залегают толща пород, названная продуктивной (Долицкий, 1947₁). Эта толща нефтеносна и состоит из песчаных и глинистых отложений с прослоями глинистых известняков. Мощность ее в Ардатовском районе близка к 60 м. Ранее Балаев относил ее к живетскому ярусу, и при таком толковании в разрезе не оставалось места для щигровского горизонта. В настоящее время Виссарионова и Микрюков относят ее к франскому ярусу и считают аналогом пашийской свиты Урала. К сожалению, мы не располагаем полными фаунистическими данными по этой толще. Указанная Балаевым фауна (*Spirifer subumbonus* Hall. *Productella subaculeata* Murch.) встречается как в живетских, так и во франских отложениях, что не противоречит отнесению ее к низам франского яруса. Сопоставлению с пашийской свитой не противоречит и литологический характер продуктивной свиты Туймазов. Тем не менее, совершенно недопустимо противопоставление пашийской

свиты поддоманику, как этого, так и других разрезов, потому что поддоманик, по всему смыслу исследований Б. П. Марковского, включает в себя пашийскую свиту и является, таким образом, более широким стратиграфическим понятием.

Ниже продуктивной свиты в районе Туймазов залегают глины, глинистые сланцы и песчаники с горизонтами известняков с фауной живетского яруса (*Dechenella romanovskii*) мощностью около 30—35 м. Чрезвычайно важно то обстоятельство, что при отнесении продуктивной свиты к верхнему девону в разрезе находят себе место щигровские слои, являющиеся, как вытекает из изложенного, аналогами продуктивной свиты Туймазов.

Разрез Бавлов в отношении характера поддоманиковых слоев отличается от Туймазинского лишь увеличением мощности продуктивной свиты, достигающей 100 м. В низах этой толщи указывается фауна *Lingula*, *Esteria*, что лишней раз свидетельствует о фациальном сходстве ее со щигровскими слоями. Ниже следуют известняки с типичной живетской фауной (около 7 м), которые подстилаются мощной толщей терригенных немых пород, вероятно только частично относящихся к живетскому ярусу.

Рассмотрение разреза девона в Сызрани показывает, что здесь под карбонатными породами верхов франского яруса, характеризующимися фауной *Spirifer ex gr. anossofi* Verh., залегают следующие слои:

- | | |
|--|---------|
| 1. Песчаники кварцевые, известковые, в нижней части глауконитовые, со <i>Spirifer purchisonianus</i> K o n. Мощность | 3 м |
| 2. Переслаивание песчаников и глин с растительными остатками и отпечатками пеллеципод. Мощность | 18 » |
| 3. Песчаники белые с сажистыми включениями. Мощность | 12 » |
| 4. Тонкие известняки, глины и мергели с растительными остатками и характерной живетской фауной брахиопод (<i>Spirifer pseudopachyrhynchus</i> Tschern.). Мощность | 12—13 » |
| 5. Грубозернистые песчаники, в верхней части с песчаными обломками фауны, с прослоями каолинового типа глин. Мощность около | 20 » |

Слои 1 и 2 как по полсжению их в разрезе, так и по найденной в них фауне сопоставляются с семилукскими и щигровскими слоями. Все ниже следующие слои (3—5) относились ранее Соколовой к живетским отложениям. Позднее Степанов и Тихий стали относить песчаники слоя 3 также к франскому ярусу, выделив их под названием яблоневые слои. Отнесение этого горизонта к D₃ целесообразно, однако нет оснований считать яблоневые слои древнее щигровских, как это делают авторы данного термина.

Термин яблоневые слои был впервые применен для обозначения этого горизонта в восточной части Самарской Луки в скважине Яблонового оврага, где мощность его несколько увеличена против разреза Сызрани. В Яблоновом овраге ниже карбонатных пород с фауной *Spirifer ex gr. anossofi* Verh. (в частности, *Sp. cf. tenticulum* Verh.), относимых к евлановским и ливенским слоям (верхняя часть франского яруса), залегают:

- | | |
|---|------|
| 1. Алевролиты с прослоями глинистого битуминозного известняка с <i>Lingula subparallelata</i> Sand. Горизонт этот индексируется как доманик. Мощность около | 20 м |
| 2. Алевролиты с прослоями темносерых глин. В нижней части прослой мергелей и доломитов Фауна <i>Spirifer ex gr. Verneuli</i> Murch. Горизонт индексируется как поддоманик. Мощность около | 25 » |
| 3. Песчаники мелкозернистые с прослоями известняков, мергелей, глин и алевролитов. Встречена флора (<i>Archaeopteris fimbriata</i> Nath.). Горизонт индексируется как яблоневые слои. Мощность около | 30 » |

Ниже, по данным, относящимся к 1945 г., пройдено около 90 м пород, характеристика которых (шламм) не вполне ясна. В основном это, очевидно, толща глинисто-мергелистых осадков с незначительными прослоями песчаников и песчаных известняков, которую условно относят к среднему девону.

Вследствие того, что битуминозные известняки (доманик) залегают непосредственно под евлановскими слоями, В. Н. Тихий и В. А. Долицкий (Долицкий, 1947₂) приходят к заключению, что воронежские слои в разрезе отсутствуют, так как доманик обычно сопоставляется с семилукскими слоями. Доманик приведенного разреза, как это следует из имеющихся в нашем распоряжении данных, не содержит типичного для доманиковой фации комплекса фауны. Но если даже предположить, что такой комплекс фауны обнаружен в данном горизонте, то и в этом случае нет оснований считать, что воронежские слои в разрезе Яблонового оврага отсутствуют. Такое утверждение можно аргументировать тем, что К. Р. Чепиков, В. Н. Крестовников и др. (1947) на примере Бугуруславского разреза фаунистически доказали, что доманиковая фация свойственна иногда и воронежским слоям и, очевидно, может являться фациальным аналогом различных горизонтов нижней части франского яруса. Горизонты 2 и 3 (поддоманик и яблоневые слои) соответствуют, повидимому, семилукским и щигровским слоям. Таким образом, сопоставление яблоневых слоев с пашийской свитой западного склона Урала возражений не вызывает.

Если, таким образом, для Туймазов и Самарской Луки можно считать правильным отнесение к франскому ярусу терригенных пород, залегающих на фаунистически охарактеризованных живетских слоях, то к разрезам Саратова, Юлово-Ишима и даже Шугурова нужно подходить в этом вопросе весьма осторожно. Низы франского яруса и граница его с живетским в перечисленных разрезах, так же как на Окско-Цнинском валу и в Москве, имеют существенно иной характер.

Ввиду того, что верхний девон Саратовского района (Тепловский разрез) фаунистически подробно изучен Д. В. Наливкиным, этот разрез может служить хорошим примером сказанному. Здесь под семилукскими слоями с типичной фауной (*Cyrtospirifer disjunctus*), выраженными в карбонатной фации и имеющими мощность не менее 70 м, залегают толща карбонатных и карбонатно-глинистых пород мощностью около 140 м. Эта толща в верхней части (около 50 м) состоит из темных, почти черных известняков, мергелей и глин с обильной фауной *Liorhynchus*; в средней части (мощностью около 70 м), представленной теми же породами, но более светлой окраски, она содержит такую характерную для низов франского яруса фауну, как *Spirifer pachyrhynchus*, *Sp. subumbonus*, *Sp. fimbriatus*, *Hypothyridina calva*, *Lamellispirifer muralis* и др. В самой нижней части выделяется пачка мощностью около 20 м, состоящая из переслаивающихся мергелей, глинистых известняков, глин и алевролитов, в которых фауна обнаружена не была. Несомненно, что 140-метровая толща, залегающая под семилукскими слоями и содержащая указанный комплекс фауны, соответствует, с одной стороны, щигровскому горизонту, с другой — большей части поддоманика рассмотренных выше разрезов (включая продуктивную свиту Туймазов и яблоневые слои Самарской Луки). Отличием является лишь существенно иной литологический состав пород в разрезе Саратова (карбонатные породы). Карбонатный состав пород и присутствие такой характерной формы, как *Lamellispirifer muralis*, указывают на фациальное и возрастное тождество разбираемой толщи, во всяком случае средней ее части мощностью в 70 м — с псковско-чудовскими слоями центральных областей Московской синеклизы (Москва, Окско-Цнинский вал) и Главного девонского поля.

Ниже щигровских слоев в Саратовском разрезе следует толща (мощностью 210 м) слоистых алевролитов и песчаников с прослоями глин. Последние в нижней части преобладают. Фауна отсутствует, встречены растительные остатки. Еще ниже залегают песчано-глинистые осадки, для которых характерно присутствие горизонтов карбонатных пород с бра-

хиоподовой фауной, живетного яруса (мощность около 300 м). Эта толща покоится на песчаниках, условно относимых нами к эйфельскому ярусу.

Рассматривая разрез Саратова, Д. Л. Степанов, опираясь на работы Тихого и Хмелевской, утверждает, что терригенные осадки, залегающие в Саратовском разрезе ниже карбонатных пород щигровского или, что то же, псковско-чудовского горизонта (первые 200 м подщигровского разреза), являются аналогами яблоньных слоев и относятся еще к франскому ярусу. Подтверждение этому В. Н. Тихий видит в остатках флоры (*Archaeopteris fimbriatus* N a t h.). Пока еще нет достаточных оснований для решения на базе флористического материала столь тонких стратиграфических вопросов и потому заключение В. Н. Тихого не может считаться обоснованным. Приведенная палеонтологическая характеристика щигровских (псковско-чудовских) слоев не дает основания считать эти слои более молодыми, чем пашийская свита Б. П. Марковского, поэтому нет пока данных для отнесения залегающих ниже терригенных пород к отложениям моложе живетских.

Совершенно тот же характер, что и в Саратове, имеют франские отложения Юлово-Ишима, подстилаемые здесь также мощной (более 200 м) терригенной толщей живетского возраста. Шугуровский разрез тоже не вызывает сомнения в том, что залегающая здесь ниже доманика (доманик содержит *Cyrtospirifer disjunctus* и другую, характерную для семилукского горизонта фауну и имеет мощность около 45 м) мощная (155 м) мергельно-глинистая толща с *Cyrtospirifer murchisonianus* относится к поддоманиковым слоям Урала в полном их объеме и, соответственно, к щигровскому горизонту. Залегающая ниже «продуктивная свита», состоящая из песчаников, алевролитов и глиен мощностью 135 м, должна быть в основном отнесена к живетскому ярусу. Следовательно, из всего сказанного вытекает, что псковско-чудовские слои, щигровский горизонт, яблоньные слои (Самарская Лука), продуктивная свита (район Туймазов), пашийская свита (западный склон Урала) представляют различные фации одного и того же стратиграфического горизонта, залегающего в основании франского яруса. Расположенная под псковско-чудовскими (или, иначе, щигровскими) слоями терригенная толща (Саратов, Юлово-Ишим, Окско-Цнинский вал, Москва) соответствует в основном живетским отложениям. Отнесение этой терригенной толщи полностью к франскому ярусу, как предлагают некоторые геологи, не может быть принято также и по следующим соображениям.

При сопоставлении разрезов Волго-Уральской области и центральных частей Московской синеклизы сторонники этого взгляда должны неизбежно прийти к выводу, что песчано-глинистые породы, залегающие в Москве ниже псковско-чудовских слоев (верхний песчано-глинистый комплекс мощностью 200 м) и относимые здесь к живетскому ярусу, не являются живетскими, а соответствуют яблоньным слоям франского яруса. Если даже допустить, что такое понимание Московского разреза возможно, то серьезные затруднения при подобном толковании вызывает сопоставление Московского девона с девонем Главного поля, где он расчленен на основе палеонтологических данных.

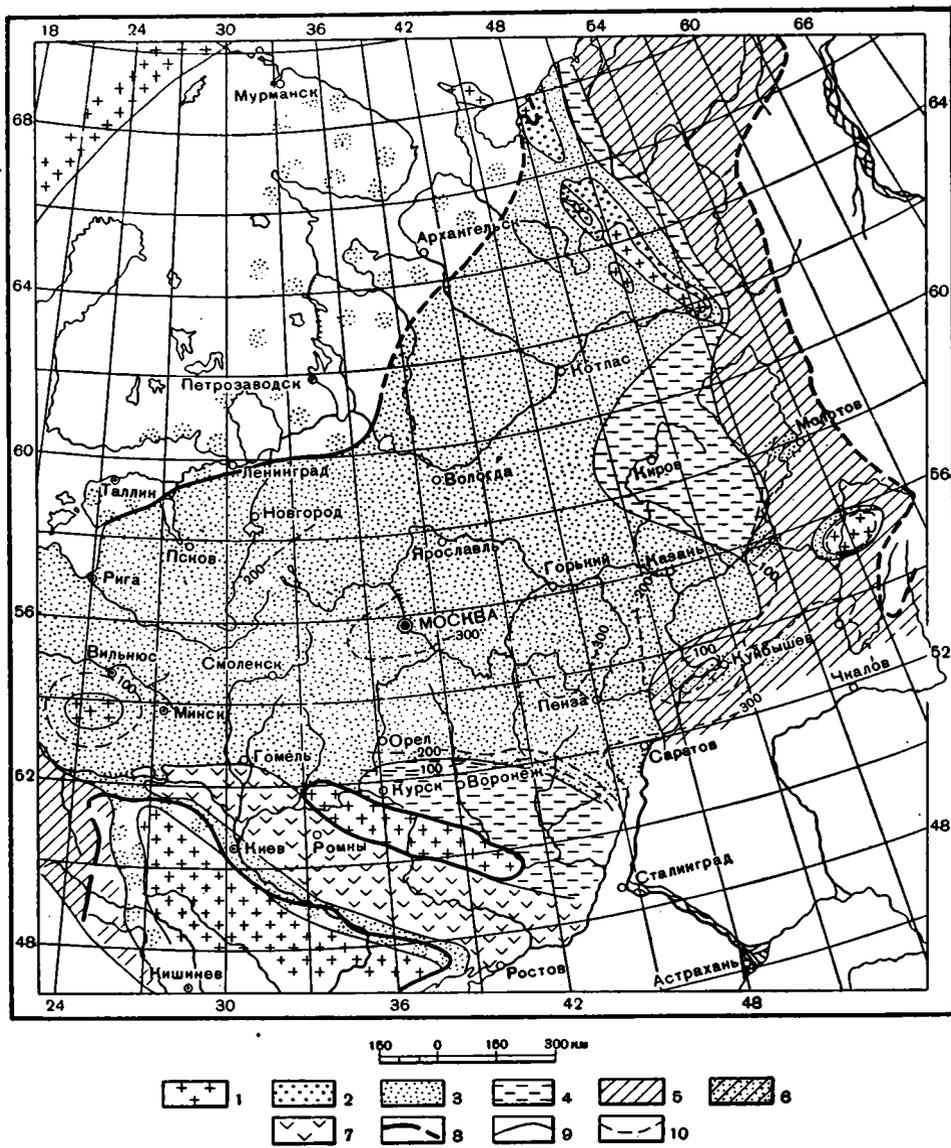
Напомним вкратце последовательность напластования девона в этой последней области. На размытую поверхность силурийских отложений в Главном девонском поле непосредственно налегают слои живетского яруса, представленные: 1) перновскими слоями — маломощной (не более 5—7 м) горизонт белых песков, часто совершенно выпадающий из разрезов; 2) наровскими слоями — мергели и доломиты мощностью 25—30 м, часто покоящиеся прямо на силуре; 3) оредежскими и лужскими слоями (200—250 м) — песчано-глинистая, обычно красноцветная толща континентального облика с руководящей для живетского времени ихтиофауной. Залегающие выше франские отложения начинаются подснеггорскими

и снетогорскими слоями, представленными внизу белыми песками и зелено-вато-серыми глинами, а выше песчанистыми доломитами и мергелями с прослоями глин. Максимальная суммарная мощность этих горизонтов нигде не превышает 10 м. По характеру пород и фауне подснетогорские слои считаются прибрежноморскими и свидетельствуют, по мнению всех исследователей девона этой области (Р. Ф. Геккер, Д. П. Асаткин, Д. В. Обручев и др.), о начале верхнедевонской трансгрессии. Выше по разрезу следуют псковские и чудовские слои с характерной для этих горизонтов фауной низов франского яруса (*Lamellispirifer muralis*, *Ladogia meyendorfi* и др.). Еще выше идут горизонты, сопоставляемые по фауне с семилукскими слоями Центрального девонского поля.

Вернемся теперь к сопоставлениям разрезов. Если считать, что яблоновые слои основания франского яруса древнее псковско-чудовских и моложе живетских, то в разрезе Главного поля они, естественно, как это следует из приведенного разреза, могут быть сопоставлены только со снетогорскими и подснетогорскими слоями. Отсюда вытекал бы и тот вывод, что снетогорские и подснетогорские слои, знаменующие начало морской трансгрессии, тесно по своему характеру связанные с псковско-чудовскими и представленные в основном карбонатными и глинистыми породами, сменяются в Москве двухсотметровой толщей песчаных и глинистых, нередко красноватых пород континентального облика. Такие взаимоотношения фаций были бы возможны, если бы область сноса для обломочных толщ девона располагалась к югу или юго-востоку от Москвы. Но учитывая, что в действительности бесспорной областью сноса служили Норвежские Каледониды, нельзя считать правдоподобными допущенные выше фациальные взаимоотношения. Стратиграфическая трактовка, которая привела к мысли о существовании этих взаимоотношений, ошибочна, и мы, таким образом, должны вновь вернуться к старому сопоставлению разрезов рассомтранных областей и считать, что ореджским и лужским слоям среднего девона Главного поля соответствует в Москве залегающий под псковско-чудовскими слоями «верхний песчано-глинистый комплекс». Наровским же слоям соответствует «средний карбонатно-ангидритный комплекс» Московского разреза. Нет ничего незаконмерного в том, что снетогорские и подснетогорские слои не могли быть выделены в разрезах центральной части Московской синеклизы. В направлении от береговой линии к центру бассейна эти слои все более приобретали фациальный облик вышележащих морских горизонтов и, наконец, могли потерять все те особенности, которые послужили основанием для их обособления в разрезе ленинградского девона.

Что касается нижней границы живетских отложений, то она весьма различна, так как эти слои ложатся на породы самого разнообразного возраста — от эйфельских до протерозойских. Этот вопрос был разобран при рассмотрении доживетской палеогеологической карты, и потому сейчас касаться его мы не будем.

В установленных таким образом границах, живетские отложения на Русской платформе представлены весьма различно, нередко даже на участках, относительно близко расположенных друг к другу. Несходство это выражается как в литологическом составе слагающих данный ярус пород, так и в изменении его мощности. Живетские отложения палеонтологически еще недостаточно хорошо изучены, что при указанных различиях в их строении делает невозможным точное сопоставление отдельных частей живетского разреза друг с другом. Поэтому составленная нами карта конца живетского времени (фиг. 3) не во всех своих частях является фациальной; на значительных площадях она показывает лишь взаимоотношения участков с резко отличным характером живетских осадков.



Фиг. 3. Карта фаций осадков конца живетского времени.

1 — область денудации; 2 — пестроцветные песчаные и глинистые породы с прослоями конгломератов; 3 — пестроцветные песчаные и глинистые породы; 4 — мертели и глины с прослоями известняков и песчаников; 5 — известняки и доломиты; 6 — известняки и доломиты с прослоями песков и песчаников; 7 — соленосные породы; 8 — граница современного распространения живетских осадков; 9 — границы между фациями; 10 — изолинии мощностей живетских отложений.

Наибольшие площади на Русской платформе характеризуются живетскими отложениями значительной мощности (порядка 200—400 м). Это — песчаные и глинистые осадки континентального или прибрежноконтинентального (дельтового) облика, обычно красноватые в полосе, приближающейся к области сноса (Балтийский щит) и постепенно теряющие красную окраску по мере удаления от нее. В Главном девонском поле, центральных частях Московской синеклизы, а также на юго-востоке

(Юлово-Ишим, Саратов) в нижней части живетского яруса встречаются карбонатные породы в виде отдельных слоев (Саратов) или в виде довольно мощного горизонта (Главное поле девона). В Московском разрезе к этому горизонту приурочены мощные слои ангидритов (сульфатно-карбонатный комплекс). Фауна в этих карбонатных породах мало изучена, что главным образом и затрудняет сопоставление различных разрезов.

Известны области, где карбонатные породы в основании песчано-глинистой живетской толщи отсутствуют. Таким районом является Тиман, где живетские песчано-глинистые отложения имеют резко колеблющуюся мощность (от 0 до 200 м), совершенно выклиниваясь к осевой полосе кряжа. В этом же направлении можно заметить и фациальную изменчивость осадков (появление конгломератов, грубых косослоистых песчаников и обуглившейся древесины). В верхних горизонтах среднего девона (вернее на границе его с верхним) присутствуют вулканогенные породы (туффоидный горизонт Ухты и Пижмы). Второй областью, где в основании песчано-глинистых красноцветных отложений D_2 отсутствуют карбонатные породы, является Белорусский массив и, в частности, западный, наиболее возвышенный его участок. В Друскениках и Лиде под мелом лежат лишь незначительные по мощности обломочные породы среднего девона, располагающегося на протерозое. Таким образом, фациальная изменчивость пород и отсутствие карбонатных морских отложений в основании разреза живетского яруса ясно указывают для этого времени на значительное поднятие в области Тимана. Отсутствие карбонатных пород дает также основание полагать приподнятость Белорусского массива. Однако очертания его для этого времени пока еще совершенно не ясны.

Совершенно иной характер имеют живетские отложения в районе Самарской Луки, Туймазов, Бугуруслана, в устье р. Ижа, Краснокамске и в полосе, примыкающей к Башкирскому антиклинорию. Это морские отложения, мощность которых исчисляется всего несколькими десятками метров. Они сложены известняками с прослоями глин и нередко слоями грубозернистых песчаников. В известняках — типичная для верхнеживетских слоев фауна. Среди этой зоны маломощных живетских осадков, представляющих, вероятно, только верхнюю часть этого яруса, выделяется участок Уральского Кара-Тау (Аша, Миньяр), где живетские осадки или совершенно отсутствуют или, возможно, представлены маломощной толщей песчаников (ивановские песчаники). Это еще больше убеждает в справедливости того, что рассматриваемый участок Волго-Уральской области в первую половину живетского времени представлял собой сушу (остров).

Севернее, вдоль западного склона Урала живетские слои представлены в полном объеме и состоят из карбонатных пород. В районе Кизела и Чусовой мощность их всего около 150 м, севернее она исчисляется несколькими сотнями метров.

Своеобразно выражены живетские отложения в районе Кирова. В Вожгалах они представлены толщей темных, в нижней трети разреза битуминозных глинистых сланцев с редкими слоями алевролитов и известняков мощностью около 180 м.

Маломощными (до 30 м) терригенными породами с редкими прослоями известняков с фауной *Stringocephalus burtini* выражены живетские отложения в Воронежско-Курском районе (старооскольские слои Д. В. Наливкина).

Особо следует рассмотреть район Днепровско-Донецкой впадины. Фаунистически охарактеризованные живетские отложения известны только по южной окраине Донецкого бассейна, где они обнажены по рр. Кальмиусу и Волновухе. К живетскому ярусу, согласно работам А. А. Богданова, Д. В. Обручева, Ю. М. Пушаровского (1947), здесь должна быть отнесена

толща, представленная аркозовыми песчаниками и кварцитами с конгломератом в основании, залегающая на протерозое. Эти породы содержат фауну рыб (*Dypterus*, *Coccosteus*, *Laccogatus*, *Osteolepis*), определяющую их возраст. По аналогии с этим разрезом можно условно считать, что песчаники с прослоями красных глин и конгломератов, пройденные под юрой в Черкассах и Киеве (мощность до 200 м), также могут частично соответствовать живетским отложениям. В центральных частях Днепровско-Донецкого прогиба, от Донбасса до Гомеля, бурением обнаружена (Славянск, Ромны, Исачки и Давыдовка) мощная соленосная толща, которая условно относится к низам верхнего девона и к среднему девону. Это доказываются тем, что в Исачках и Ромнах (Назаренко, 1939) на поверхности соляных куполов в кепроке найдены куски и плитки известняков с фауной верхней части франского яруса. Отсюда следует, что соль должна быть отнесена к более древним горизонтам девона.

Необходимо отметить, что существование полосы суши в южной части Воронежской антеклизы определяется двумя фактами: во-первых, на этом участке нижнекаменноугольные породы залегают непосредственно на протерозое, что указывает на поднятость его в девоне; во-вторых, мощное накопление соли в Днепровско-Донецкой впадине могло происходить только в условиях далеко вдавшегося в сушу и отшнурованного от моря залива.

Хотя мы и не имеем палеонтологических данных для обоснования того, что приложенная карта (фиг. 3) составлена для строго определенного отрезка живетского времени, тем не менее в основных чертах она, повидимому, отражает фациальные соотношения конца живетской эпохи. Можно думать, что в начале живета море от Урала распространялось далеко на платформу, покрывая область Московской синеклизы, а в Прибалтике не только доходило до современных границ Балтийского щита, но заходило и в его пределы. Область Тимана, некоторые части Волго-Уральского свода и Воронежский массив располагались островами среди этого мелкого морского бассейна. Островом был, очевидно, и наиболее повышенный участок Белорусского массива.

Благодаря мощному сносу обломочного материала с северо-запада, из области Норвежских Каледонид, море начало постепенно отступать на юго-восток и восток, оставив после себя маломощные карбонатные осадки.

Приносимые реками с Балтийского щита массы обломочного материала отлагались частично на суше, а частично в море на огромных площадях платформы. Северная часть Воронежского острова и, в значительной степени, Волго-Уральский участок суши (за исключением, может быть, Кара-Тау) в конце живетского времени были затоплены морем. Положительный рельеф морского дна на этих участках создавал какие-то особые условия, благоприятные для развития фауны и накопления карбонатных пород. Днепровско-Донецкая впадина в течение всего живетского времени представляла собой узкий и длинный, отшнурованный от моря залив, в котором накапливались толщи соли.

Распределение осадков конца рассматриваемой эпохи, показанное на карте, весьма своеобразно отражает структурные особенности платформы: морские, в значительной степени карбонатные фации располагаются на положительных структурах или на их склонах, в то время как обломочные, в большей своей части континентальные, толщи занимают такие прогибающиеся области, как Московская синеклиза. Только распределение мощностей осадков среднего девона позволяет в известной мере выявить Московскую синеклизу. Вскрытая таким путем структура платформы отличается в основном от структуры доживетского среза (фиг. 2) тем, что удастся установить далеко идущий на запад Днепровско-Донецкий прогиб и наметить осевую зону Московской синеклизы.

3. Верхний девон

Если конец живетской эпохи характеризовался оттеснением морского бассейна на восток и юго-восток, то начало верхнего девона знаменательно новой быстрой трансгрессией. В течение всего этого периода море занимало на Русской платформе обширные пространства, располагаясь в ее центральных и восточных областях. Изменение конфигурации верхнедевонского морского бассейна и развитие его зависело в значительной степени от Балтийского щита, относительные положения которого над уровнем моря определяли собой колебания береговой линии. В прилегающих к Балтийскому щиту участках, точнее, на склонах щита, в течение верхнедевонского времени устойчиво отлагались терригенные породы континентального или прибрежно-морского характера, тогда как во всех других областях накопления резко преобладающая роль принадлежала карбонатным осадкам.

Характер отложений верхнего девона в области Главного девонского поля свидетельствует о сложной борьбе моря и суши в эту эпоху. В некоторые моменты море продвигалось далеко в глубь континента, оставляя следы своего пребывания в виде карбонатных «клиньев» среди красноцветных песков и глин. В другие промежутки времени море значительно регрессировало, и свидетели этих регрессий в виде песчаных и глинистых прослоев с фауной лагунного типа встречаются среди сплошной карбонатной толщи верхнего девона в таких, обычно значительно удаленных от берега точках, как Москва или даже Окско-Цнинский вал. Наиболее значительная регрессия моря падает на петинское время. Эти колебания береговой линии были причиной циклической смены осадков. Нельзя, однако, забывать, что одному непрерывному циклу осадконакопления в центральной, удаленной от берега полосе моря соответствовало несколько мелких циклов в более близкой к берегу зоне. В прибрежной же полосе моря, при частых колебаниях его уровня, количество «циклов» возрастало во много раз.

Второстепенную, но тем не менее весьма важную роль в развитии верхнедевонского бассейна играли Воронежская, Волго-Уральская и, возможно, Белорусская антеклизы, которые временами выступали в виде мелей или островов, оказывая значительное влияние на очертания бассейна и фациальный характер его осадков.

Наиболее открытый характер морской бассейн верхнего девона имел в начале франского века (щигровские и семилукские слои). Затем, независимо от многократных колебаний береговой линии, он медленно и постепенно деградировал, превратившись в конце фаменского времени (данково-лебединские слои) в бассейн с высокой соленостью воды и с вымирающей фауной.

А. Франский ярус. Щигровские и семилукские слои. В начале франского времени (щигровские и семилукские слои) море, сравнительно с позднейшими моментами верхнего девона, имело не только наибольшие размеры, но и наиболее открытый характер. Об этом свидетельствует облик фауны, максимальный расцвет и разнообразие которой приходится на семилукский век.

На северо-западе платформы породы, отлагавшиеся в этот период, протягиваются полосой от побережья Балтийского моря (в Либаве) через бассейны рр. Западной Двины, Великой, Шелони и Ловати. Они представлены здесь сравнительно однообразной толщей доломитов, мергелей и мергелистых глин, с выдержанным в средней части этой толщи горизонтом доломитов и гипсов. В Литве слои, соответствующие щигровским и семилукским, известны под именем (снизу вверх) иера, суоза, купишкис, татула, истра; в Латвии эти горизонты известны как слои b, c, d. В Эстонии,

от позднейшего размыва уцелели лишь аналоги шигровских слоев (городиченские, изборские и дубниковские слои). Мощность рассматриваемой части франского разреза здесь довольно постоянна: около 45—55 м.

В Ленинградской области, благодаря тому, что слои низов верхнего девона сохранились и в более северных, т. е. расположенных ближе к берегу областей, вскрыт последовательный ряд фациальных переходов. Работами Р. Ф. Геккера и других исследователей (Обручева, Асаткина, Филипповой, Бархатовой и др.) удалось весьма точно сопоставить разрезы девона в области Главного девонского поля на значительном протяжении между р. Оять на северо-востоке и р. Великой на юго-западе. В рамках этой стратиграфической схемы отчетливо прослеживается фациальная изменчивость осадков: от морских, преимущественно карбонатных, принадлежащих рассмотренной выше фациальной зоне, до красноцветных песчано-глинистых прибрежно-морских и континентальных. Со шигровскими слоями в этой части Главного поля параллелизуются (снизу) подснегорские, снегорские, псковские, чудовские и, возможно, шелонские слои. Последние имеют переходный характер и некоторыми исследователями относятся к вышележащему семилукскому горизонту. С семилукскими же слоями в рассматриваемой области сопоставляются ильменские, свинордские и бургские. Фациальная изменчивость в указанном направлении происходит аналогично для осадков, соответствующих как шигровскому, так и семилукскому горизонтам. Вследствие того, что составленная нами карта (фиг. 4) отображает фациальные взаимоотношения шигровских осадков, мы несколько подробнее остановимся на фациальной изменчивости соответствующих этому времени слоев. На р. Великой разрез их представляется в следующем виде (снизу вверх):

1. Подснегорские слои. Светлые пески и глины. Эти породы представляют собой результаты перемины залегающих ниже красных пород среднего девона перед верхнедевонской трансгрессией (или в ее начале).
Мощность 6 м
2. Снегорские слои. Песчаные доломиты, сменяющиеся сверху доломитовыми мергелями и глинистыми доломитами. Мощность 7—8 »
3. Псковские слои. Доломиты и доломитизированные известняки с незначительными прослоями глин. Породы желтые, серые, зеленые. Красноватые тона отсутствуют. Мощность 11—12 »
4. Чудовские слои. Известняки серовато-желтые, несколько глинистые. В верхней части тонкое переслаивание ракушечников и глин. Мощность 7 »

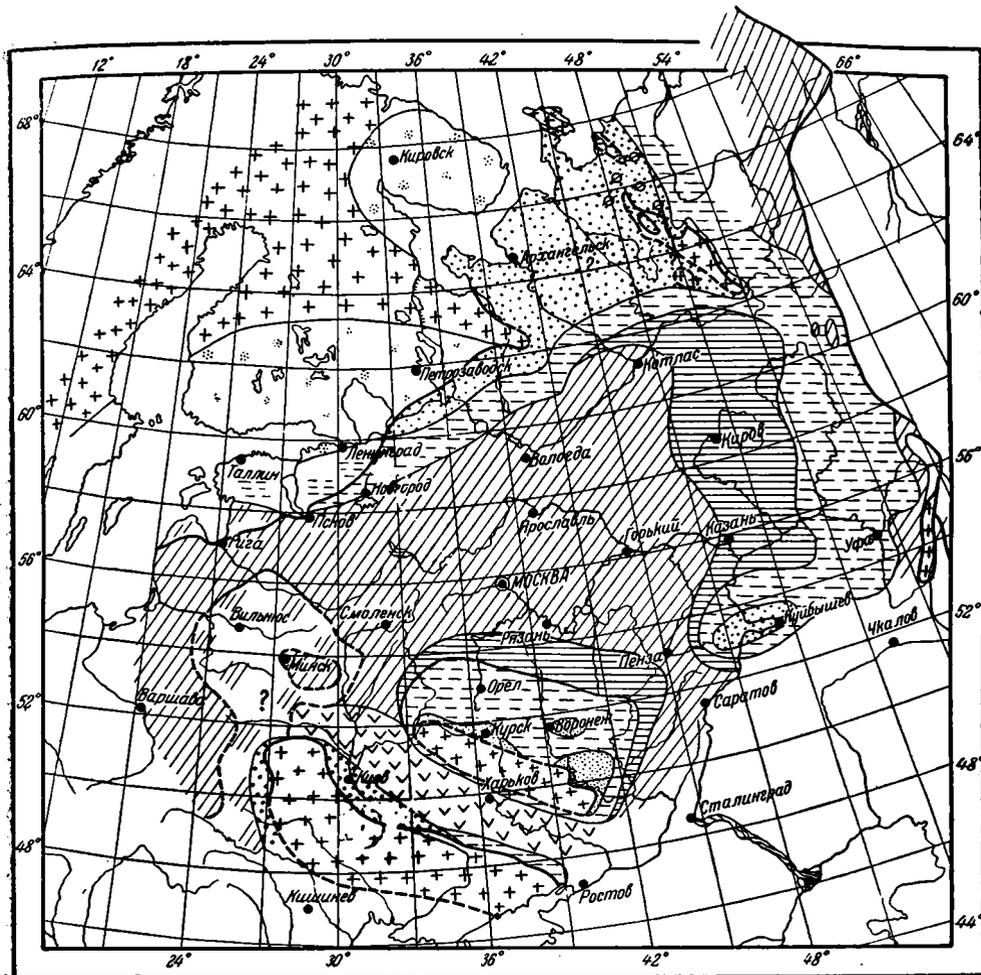
Основная часть этого разреза (псковские и чудовские слои) содержат весьма характерный комплекс фауны, из которой укажем такие формы, как *Lamellispirifer muralis* Verp. и *Ladogia meyendorfi* Verp.

К северо-востоку от р. Великой, на реках Луге и Оредеже разрез приобретает уже несколько иной характер, обогащаясь песчаными и глинистыми породами за счет карбонатных и приобретая в некоторых горизонтах красноватую окраску:

1. Подснегорские слои. Пески и глины. Мощность около 6 м
2. Снегорские слои. Песчаные доломиты, известняки, песчаники и глины. Мощность 3—4 »
3. Псковские слои. Глины, мергели и известняки. Породы серовато-зеленые с красными и фиолетовыми пятнами. Мощность 19 »
4. Чудовские слои. Глины и глинистые известняки. Мощность около 6 »

Далее на север на р. Сяси фациальный облик разреза изменяется еще больше:

1. Подснегорские слои отсутствуют.
2. Снегорские слои. Глинисто-песчаные осадки с линзами известкового песчаника с морской фауной. Мощность 7 м
3. Псковские слои. Известковые глины с маломощными слоями известняка. Мощность 25 »
4. Чудовские слои. Тонкая перемежаемость известняка и глины. Породы зеленовато-серые с фиолетовыми разводами; Мощность около 4 »



Фиг. 4. Карта фаций осадков начала франского времени (цигровские слои).

1 — области денудации; 2 — песчаные и глинистые породы; 3 — пески и каолины (мамоновские слои); 4 — песчаные и глинистые породы с прослоями карбонатных; 5 — глинистые и мергелистые породы с прослоями карбонатных; 6 — карбонатные и карбонатно-глинистые породы; 7 — соленосные породы; 8 — вулканогенный материал; 9 — граница современного распространения осадков нижне-франского времени; 10 — границы между фациями.

Еще далее к северу, на р. Паше и Ояти весь разрез верхнего девона сложен серыми песками и глинами, среди которых в нижней части встречаются единичные прослои глинистых известняков или известковистых песчаников с фауной псковских и чудовских слоев.

Таким образом, совершенно очевидно, что морские карбонатные осадки, прослеживающиеся от Балтийского побережья через Западную Двину, Великую, Шелонь и Ловать, к северо-востоку и, очевидно, к северу, переходят в песчано-глинистые красноцветные породы прибрежно-морского и континентального облика.

К югу от рассмотренной полосы в направлении к Белорусскому массиву осадки верхнего девона срезаются более молодыми образованиями, и этот массив вырисовывается в виде обширного участка неправильно-

округлой формы, где под мезозойскими и четвертичными отложениями непосредственно залегают красноцветные породы среднего девона (фиг. 1). Однако по восточному краю массива, в районе Витебска и Орши, как по естественным обнажениям и каменоломням, так и по буровым скважинам известно, что над красными песчаниками среднего девона залегают доломиты, доломитизированные известняки и доломитовые мергели мощностью от 30 до 50—60 м. Фауна из этих отложений, приведенная в работах Жирмунского (1927), свидетельствует о принадлежности их к верхнему девону, однако более точно определить возраст по ней нельзя. Исходя из тех соображений, что отмеченная карбонатная толща залегает на красноцветных породах D_2 , а также учитывая, что максимальная трансгрессия в верхнем девоне падает на начало франского времени, можно не без оснований считать карбонатные породы Витебско-Оршанского района аналогами щигровских и семилукских слоев, выраженными здесь в той же фации, что и в области Главного поля. На площади собственно Белорусского массива, в районе Минска и Борисова, также сохранилось небольшое пятно карбонатных пород нижних горизонтов франского яруса, залегающее среди сплошного поля среднего девона. Из сказанного можно заключить, что морской бассейн начала верхнего девона, располагавшийся на востоке и в центральных частях Русской платформы, был связан с морями Западной Европы широким проливом, полностью перекрывавшим область так называемого Полесского вала.

Благодаря сопоставлению разрезов девона Главного и Центрального полей (Р. Ф. Геккер 1934), а также разрезов в Москве и на Окско-Цнинском валу, удается наметить фациальные изменения верхнего девона и в более южных областях платформы. Установлено, что в центральных частях Московской синеклизы (Москва, Окско-Цнинский вал) на терригенных породах среднего девона залегают глинистые и доломитизированные известняки с типичной фауной псковско-чудовских слоев (*Lamellispirifer muralis*, *Ladogia meyendorfi* и др.), мощностью до 35—40 м.¹ Выше по разрезу следуют доломитизированные известняки (мощностью 15—20 м) шелонского горизонта. Таким образом, осадки, синхроничные щигровским, здесь, как и в Главном девонском поле представлены в основном в карбонатной фации с характерным комплексом фауны. Еще выше расположена толща, состоящая из чередующихся слоев известковистых глин, мергелей и известняков мощностью от 40 до 70 м. Богатая и разнообразная фауна, заключенная в этих слоях, позволяет отнести их к семилукскому горизонту. По фациальному облику семилукские слои рассматриваемого разреза не отличимы от одноименных слоев центрального девонского поля.

По направлению к Воронежской антеклизе семилукские слои почти не изменяют своего облика. Карбонатные же псковско-чудовские слои сменяются глинистой толщей щигровского горизонта, вскрытой у Брасово, Комаричи, Свобода, Лозовка, Эртиль, Лятная, Старый Оскол, Лиски и в других пунктах и обнажающейся на р. Дон у с. Колыбельки. Глинистая толща щигровских слоев содержит прослой мергелей и песчаников. Известняки появляются лишь в верху разреза в зоне, переходной к семилукскому горизонту. Морской характер имеют только отдельные части щигровской толщи, другие же, как устанавливает А. А. Дубянский (1935), представляют собой осадки прибрежно-лагунного типа, о чем свидетельствует облик фауны. Естественно, что еще ближе к кристаллическому массиву,

¹ Светогорские слои в центральных частях синеклизы обнаружены не были. Как уже говорилось при разборе границы между средним и верхним девонем, весьма вероятно, что горизонт этот по мере удаления от береговой линии становился все более неотличимым от вышележащих слоев и потому не мог быть выделен.

располагавшемся в девоне между Путивлем на западе и Кантемировкой—Россошью на востоке, мы вправе ожидать дальнейших фациальных изменений шигровских осадков. Действительно, с приближением к массиву разрез нижней части франского яруса значительно изменяется. Большую роль среди обнаруженных здесь бурением (Курск, Калач, Павловск, Свинуха) и обнажающихся у с. В. Мамон осадков девона играют континентальные песчаные породы и каолиновые глины, нередко с галькой или прослоями конгломератов. Мощность этой песчано-каолиновой толщи, названной А. А. Дубянским «мамоновскими» слоями, достигает 50 м (Калач). В противоположность А. А. Дубянскому, который считает мамоновские слои возрастным аналогом петинских (горизонт, залегающий выше семилукских слоев), мы пришли к выводу, что мамоновские слои являются фацией шигровских отложений. Для обоснования этого вывода ниже приводится сопоставление разреза ст. Латная, где шигровские отложения еще типично выражены и стратиграфическое их положение очевидно, с разрезом на ст. Калач, расположенной значительно южнее, в области развития мамоновской фации.

Под меловыми породами на ст. Латной вскрыт следующий разрез:

1. Воронежские слои. Глины зеленовато-серые. Мощность	4 м	
2. Петинские слои. Белые пески. Мощность	3.7	»
3. Семилукские слои:		
Мергелистые глины с прослоями известняков. Мощность	20 м	} 40 »
Известняки с тонкими прослоями глин. Мощность	20	
4. Шигровские слои:		
Глины мергелистые, преимущественно зеленовато-серые с пестрыми прослоями; в некоторых прослоях обилие <i>Ostracoda</i> и <i>Lingula</i> . Мощность	7.5	} ок. 60 м
Глины бурые, коричневые и зеленые, жирные и сланцеватые, в нижней части с прослоями песка и песчанка. Встречаются углистые пропластки, а иногда железистые оолиты. <i>Lingula</i> и споры. Мощность	52.4	
5. Старооскольские слои. Глины мергелистые с тонкими прослоями известняков. Встречены брахиоподы, остракоды, членики криноидей и тентакулиты. Мощность	16.5	»
6. Кора выветривания гранитов. Каолиновые глины с прослоями глинистого детритуса. Мощность	11.5	»
7. Кристаллические породы докембрия.		

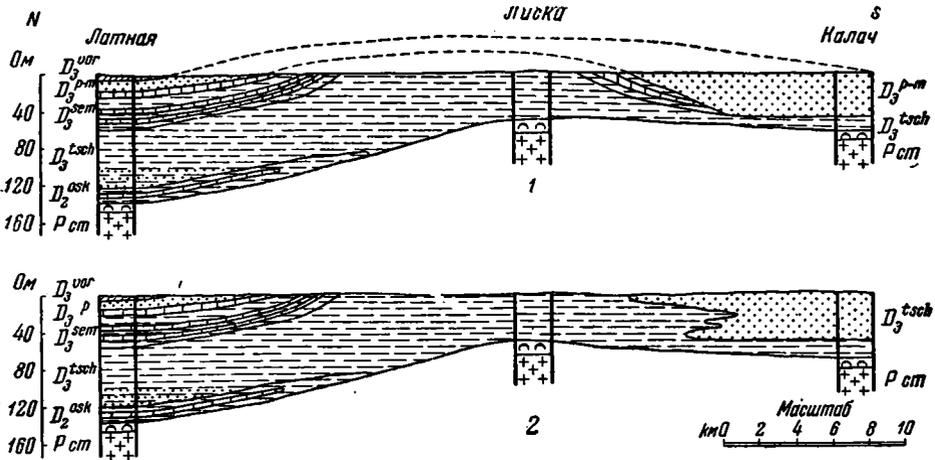
Индексация этого разреза, произведенная А. А. Дубянским, сомнений не вызывает. Отметим попутно, что из приведенного разреза, а также и всех других, собранных в работах А. А. Дубянского, следует, что шигровские слои (за исключением самой верхней части, переходной к семилукскому горизонту) не содержат прослоев известняков. Известняки в этом районе, повидимому, приурочены только к старооскольским слоям среднего девона, составляя их исключительную особенность.

Разрез девона на ст. Калач приведен в работе А. А. Дубянского (1935) в следующем виде:

1. Мамоновские слои. Пески, каолины и каолиновые глины. Пески несортированные, средние и крупнозернистые, кварцевые. Мощность отдельных слоев песка 1—5 м, единично до 10 м. Мощность мамоновских слоев	52.4 м
2. Шигровские слои. Глины пестрые, преобладают зеленовато-серые тона. Мощность	14.6 »
3. Кора выветривания гранитов. Песчаник со слоями каолина. Мощность	4.5 »
4. Кристаллические породы докембрия.	

Породы мамоновской толщи А. А. Дубянский считает континентальными и называет их мамоновскими слоями петинского времени. Если принять индексацию А. А. Дубянского, то из сопоставления разрезов Латной и Калача неизбежно следует, во-первых, что мамоновские слои являются возрастным аналогом петинских и так же, как и последние,

развитые в районе Воронеж — Петино, представлены континентальными образованиями; во-вторых, что «петинско-мамоновские» слои не только не выклиниваются к кристаллическому массиву, но мощность их в этом направлении во много раз увеличивается (от 5—7 м в районе Воронежа до 50 м в районе Калач) и, в-третьих, что щигровские и семилукские слои трансгрессивно срезаются петинско-мамоновскими отложениями (фиг. 5).



Фиг. 5. Фациальные соотношения нижнедевонских отложений в области Воронежской антеклизы, основанные на стратиграфическом расчленении разрезов по А. А. Дубянскому (1) и по Р. М. Пистрак (2).

Однако эти выводы противоречат общему ходу исторического процесса в верхнедевонскую эпоху. Начало верхнедевонского времени (щигровские и семилукские слои) на Русской платформе вообще и на рассматриваемом участке, в частности, знаменуется широкой трансгрессией моря, что устанавливается морским обликом этих отложений не только в центральных областях платформы, но и в пределах как Главного, так и Центрального полей девона. Следующая за ним петинская эпоха характеризуется резким сокращением морского бассейна и регрессивной серией осадков. Следовательно, в области Воронежской антеклизы мы должны ждать не трансгрессивного срезания петинско-мамоновскими континентальными отложениями семилукских и щигровских слоев, а наоборот, относительно большого распространения этих последних. Мало объяснимо и резкое, почти в 10 раз, увеличение мощности петинско-мамоновских осадков в области массива сравнительно с его склонами.

Исходя из всего изложенного, мы считаем более правильным рассматривать мамоновские слои как последнее звено в цепи фациальных переходов щигровских и, вероятно, отчасти семилукских отложений (фиг. 5).

Составленная на этих основаниях фациальная карта осадков щигровского времени подтверждает существование острова в области Воронежской антеклизы и дает возможность наметить некоторые детали в его очертаниях. Наиболее интересно наличие поднятого мыса, простирающегося на северо-восток по направлению к Пензе.

Вопрос о стратиграфических взаимоотношениях нижнедевонских отложений различных участков Волго-Уральской области и других районов платформы был подробно разобран при рассмотрении границы среднего и верхнего девона. Поэтому, исходя из параллелизации разрезов, которая

была нами принята, мы коснемся здесь лишь фациальной изменчивости отложений разновозрастных со щигровскими. Песчаная фация, в которой выражены щигровские и даже семилукские слои в области Самарской Луки, а также небольшая мощность (50—80 м) этих горизонтов указывают на значительную приподнятость морского дна и на длительное существование здесь отмели. К юго-западу отсюда отложения низов франского яруса изменяют свой облик вследствие появления в разрезе карбонатных, мергелистых и глинистых пород, а в районе Саратов — Юлово-Ишим щигровские и семилукские слои представлены уже толщей карбонатных и карбонатно-глинистых пород, из которых первые преобладают. Указанные слои по характеру пород и фауне фациально сходны с одноименными слоями центральных частей Московской синеклизы, отличаясь лишь несколько большей глинистостью осадков. Суммарная мощность этих отложений также резко возрастает, достигая в Юлово-Ишиме 140 м, а в районе Саратова 220 м. Таким образом, к востоку от Пензы намечается хорошо выраженная седловина, которая отделяет приподнятый участок, примыкающий к Воронежскому массиву, от не менее поднятой Жигулевской отмели. К востоку от Самарской Луки фациальный облик осадков также изменяется. Семилукские слои выражены в фации доманика, которая в некоторых разрезах, повидимому, захватывает частично и отложения, синхроничные верхам щигровского горизонта. Основная же часть этого последнего (поддоманиковые слои и продуктивная свита) представлена глинистыми и песчаными породами со слоями известняков. Мощность отложений рассматриваемых горизонтов здесь подвержена значительным колебаниям (от 100 до 170 м), резко уменьшаясь в направлении к Уралу, где достигает нескольких десятков метров. Не исключена возможность, что в дальнейшем в этой области (в бассейне р. Уфы и в низовьях р. Белой) будут обнаружены участки, по своим особенностям близкие к Жигулевскому.

Сходный фациальный облик имеют осадки низов франского яруса в полосе, примыкающей к западному склону Центрального Урала. Пашийская свита основания франского яруса, представленная песчаными и глинистыми осадками со слоями известняков с богатой морской фауной, залегающие выше известняки и сланцы со *Spirifer murchisonianus* и следующие еще выше слои доманика — представляют собой горизонты, слагающие нижнюю зону франского яруса в районе Уфимского амфитеатра, а также в Чусовском, Кизеловском и других районах данной полосы. Нет оснований считать эти осадки в фациальном отношении существенно иными, чем отложения соответствующих горизонтов, рассмотренные выше для области Волго-Уральского свода.

Далее к северу, начиная с верховьев р. Печоры, франский ярус вдоль западного склона Урала изменяет свой фациальный облик, переходя, повидимому, в сплошную толщу карбонатных пород, среди которых не указываются ни доманиковая фация, ни какая-либо другая, свойственная более южным районам. Рассмотренная же выше фациальная зона Волго-Уральской области и Приуралья отклоняется, повидимому, на запад, простираясь далее вдоль восточного склона Тимана.

Следует коснуться также и франских осадков Днепровско-Донецкой впадины. Разрезы по рр. Волновахе и Кальмиусу на южной окраине Донецкого бассейна показывают, что выше аркозовых песчаников живетского возраста здесь залегают толща чередующихся слоев известняков, сланцев и реже песчаников мощностью около 40 м. Найденный здесь *Spirifer aff. altovae* N a 1. и положение толщи в разрезе позволяют отнести ее к низам франского яруса. Что касается соленосных осадков, залегающих в центральной части впадины, то условное отнесение их к нижней части франского и живетскому ярусу обосновано при рас-

смотрении среднего девона. Накопление мощных отложений соли в течение столь длительного периода времени, несомненно было результатом энергичного прогибания впадины, тесно связанного с развитием по ее бортам глубоких разломов. Опускание вдоль таких разломов создавало, вероятно, значительные различия в глубинах моря, чем только и можно объяснить фациальные соотношения в Днепровско-Донецком прогибе.

Как было указано выше, распределение фациальных зон на карте щигровского времени чрезвычайно рельефно рисует основные структуры платформы. Впервые на этой карте получает отчетливые очертания Воронежская антеклиза. Если не считать Белорусского массива, который в это время был перекрыт морем и, очевидно, не влиял на изменение фаций, то, по существу, щигровская карта выражает герцинскую структуру платформы часто с такими деталями, которые, как мы увидим ниже, не могут быть уловлены фациальными переходами осадков более позднего времени.

Необходимо указать, что фация доманика не отражена на нашей карте, так как карта в основном составлена для нижних горизонтов щигровских отложений, в то время как доманик относится, очевидно, к верхам щигровских, а главным образом — к семилукским слоям. Тем не менее интересно отметить, что при наложении на карту контура распространения доманиковой фации он приблизительно совпадает с распространением фациальных зон, обозначенных на карте номерами 3 и 4 легенды, не заходя, однако, западнее меридиана Пензы.

Петинские слои. Вслед за оптимальными морскими условиями семилукского времени наступила кратковременная регрессия моря, сказавшаяся на осадках западной и центральной частей платформы. Эта регрессивная серия пород названа петинскими слоями.

В области Воронежского девона петинские слои представлены небольшой толщей (до 7 м) белых и железистых кварцевых песков и песчаников, нередко косослоистых, с прослоями глин, содержащих растительные остатки — крупные *Ostracoda* и *Lingula*. Как правильно указывают многие авторы (Крестовников, 1925; Наливкин, 1930; Дубянский, 1935; Геккер, 1934), эти отложения имеют характер наземных или пресноводных. В центральных частях Московской синеклизы (Москва) мощность петинских слоев около 25 м. В нижней части (около 15 м) они представлены краснобурыми глинами и мергелями с одним прослоем песчаника с растительными остатками. Фауны, кроме *Lingula*, *Tentaculites* и *Esteria*, ни в глинах, ни в мергелях не обнаружено. В верхней части (5—6 м) петинские слои приобретают морской облик, будучи представлены бурыми и зеленоватыми мергелями с прослоями известняков. Таким образом, большая, нижняя часть петинского горизонта характеризуется регрессивной серией слоев, говорящих о прибрежнолагунных, а временами (песчаник с растительными остатками), вероятно, и о континентальных условиях образования. Такого же типа осадками характеризуются рассматриваемые слои на Окско-Цнинском валу, в Юлово-Ишиме и в районе Саратова. В более восточных областях в соответствующей части разреза верхнего девона породы, фациально близкие петинским, обнаружены не были.

В Главном девонском поле выше карбонатных пород бурегских слоев (аналоги верхней части семилукского горизонта) залегает мощная толща континентальных отложений, самая нижняя часть которой соответствует петинскому времени.

Таким образом, в области Главного девонского поля, в западной части Московской синеклизы и в широкой полосе, окаймляющей с севера и востока Воронежский массив, могут быть выделены петинские слои, отложившиеся или в прибрежных опресненных участках моря, или даже на

суше. Интересно отметить, что этот горизонт лежит согласно на подстилающих породах, и нет никаких оснований полагать, что ему предшествовало осушение значительных участков платформы, сопровождавшееся эрозийной деятельностью. В этом отношении петинские слои отличны, например, от угленосной толщи нижнего карбона, которая на первый взгляд имеет с ними то сходство, что также выделяется своим континентальным или прибрежным характером среди сплошной толщи типичноморских карбонатных пород. Однако угленосная толща, отложившаяся после общего поднятия платформы и длительной эрозии, знаменует собой начало новой трансгрессии. Петинские же слои являются выразителем оптимального момента регрессии морского бассейна. В этом и заключается глубокое различие между угленосной свитой визе и петинскими слоями верхнего девона. Литологическое же несходство пород в данном случае имеет второстепенное значение.

В о р о н е ж с к и е , е в л а н о в с к и е и л и в е н с к и е с л о и . После кратковременной регрессии море вновь устремилось на покинутые им площади. Однако в течение последующего периода франского и всего фаменского времени оно не достигало уже своих прежних размеров. Рассматриваемая здесь верхняя часть франского яруса в самых общих чертах характеризуется тем, что на востоке платформы вдоль западного склона Урала, в Волго-Уральской области и, вероятно, в Прикаспийской впадине в это время существовал морской бассейн, в котором отлагались преимущественно карбонатные (главным образом органогенные) осадки. На запад, в область Московской синеклизы, этот бассейн заходил в виде огромного залива, который сообщался с морями Западной Европы, вероятно, только через сравнительно узкие, нередко пересыхающие проливы. Открытая и широкая связь между бассейнами Восточной и Западной Европы, существовавшая в начале франского века, несомненно, прекратилась, о чем свидетельствует характер фауны.

Если в восточных областях платформы осадки верхнефранского времени, выраженные однообразной толщей карбонатных пород, детально не расчлняются, то в центральной части платформы, где эти слои представлены более разнообразно и, главное, лучше изучены, они подразделяются на ряд самостоятельных стратиграфических горизонтов. Сопоставляя разрезы верхнефранских отложений центральной части платформы друг с другом можно заметить фациальную изменчивость пород и определить колебания береговой линии, особенно отчетливо намечающиеся на северо-западе, в зоне, переходной от центральных частей Московской синеклизы к Главному девонскому полю. Поэтому составленная нами карта (фиг. 6) в восточной своей части отражает соотношения, свойственные всему верхнефранскому времени, в то время как в западной части она соответствует весьма узкому периоду, а именно евлановским слоям, точнее — их средней части.

Верхняя часть франского яруса, характеризующаяся обширной группой *Spirifer (Theodossia) anossofi* V e r n., подразделяется в области Центрального девонского поля на воронежские, евлановские и ливенские слои (исключая петинские, которые были рассмотрены особо), что основано на стратиграфическом значении отдельных представителей упомянутой группы. Так, воронежские слои, представленные оолитовыми песчаниками, глинами и мергелями, сверху с прослоями известняков и известняковых песчаников (мощность около 20 м) характеризуются *Spirifer (Theodossia) tanaicus* N a l. Евлановские слои, сложенные глинами, мергелями и известняками (мощность около 30—35 м), отличаются присутствием *Spirifer (Theodossia) evlanensis* N a l. Руководящей же формой для ливенских слоев, состоящих из богатых кораллами известняков (мощность 15 м), является *Spirifer (Theodossia) livnensis* N a l. Интересно отметить,

Spirifer (Theodosia) ex gr. anossofi V e r n., характеризующие воронежские, евлановские и ливенские слои, хотя в общем и сменяют друг друга в установленном для Воронежского девона порядке, но вертикальное распространение каждого из них не ограничивается одним стратиграфическим горизонтом. Благодаря этому значительные части разреза характеризуются обычно смешанной фауной. Постепенное убывание вверх по разрезу глинистых пород за счет развития карбонатных, установленное для Центрального девонского поля, прекрасно прослеживается и в рассмотренных районах Московской синеклизы и Поволжья. По всем известным данным верхнедевонский разрез заканчивается в этих районах кораллово-стромотопоровыми и водорослевыми известняками, что свидетельствует о широком развитии рифообразующих организмов.

Интересными особенностями отличается разрез евлановского горизонта в Москве. Он сложен известняками и доломитами, в нижней части с подчиненными прослоями глин и мергелей. Общая мощность этого горизонта 42 м. В средней части горизонта выделяется пачка мощностью 4 м, сложенная алевродитами и алевритовыми глинами без фауны. Присутствие этих пород отличает московский разрез от разрезов, известных восточнее и юго-восточнее Москвы, и свидетельствует о том, что колебания береговой линии, происходившие на северо-западе (Главное девонское поле) в периоды наибольшего отступления моря, сказывались даже в районе Москвы. На прилагаемой карте (фиг. 6) отражены фациальные взаимоотношения в момент этой максимальной регрессии.

В области Главного девонского поля, как уже указывалось выше, с начала петинского времени и до конца верхнего девона происходило накопление пестроцветных песчано-глинистых пород континентального и прибрежного характера. В бассейне р. Ловати среди этих осадков установлены три серии карбонатных пород, которые далее к северу выклиниваются. В результате изучения фауны этих трех карбонатных «клиньев» Р. Ф. Геккер (1934) пришел к выводу, что нижний из них соответствует воронежскому горизонту Центрального девонского поля, а два верхних — определенным горизонтам фаменского яруса. На основании этого можно считать, что наиболее далеко на северо-запад верхнефранское море заходило в воронежский век.

Между зоной терригенных отложений, накапливавшихся по склонам Балтийского щита, и карбонатными фациями центральных частей Московской синеклизы располагается широкая полоса промежуточных фаций. В этой зоне верхнефранские отложения состоят из чередования карбонатных пород с глинистыми и песчаными, нередко пестроцветными. Чем ближе к центральным частям синеклизы, тем, естественно, большую роль в разрезе играют карбонатные породы, и, наоборот, чем ближе к борту щита (или к берегу), тем большее значение приобретают терригенные породы. Девон в области распространения этой переходной фациальной зоны почти не изучен. По данным скважин, вскрывших только незначительную часть девона и плохо задокументированных, можно считать, что эта полоса распространена на западе (Рославль, Смоленск, Ярцево, Демидов, Велиж, Усвят, Невель) и северо-западе Московской синеклизы. Западнее перечисленных выше пунктов верхнефранские отложения быстро выклиниваются. Однако обращает на себя внимание то, что по оси Латвийского прогиба эти отложения прослеживаются значительно западнее, чем, например, в районе Смоленска.

Верхнефранские отложения вновь встречаются в Латвии и Литве, где они выражены в только что упомянутой переходной фации. Скважина в Либаве, по данным Р. Ф. Геккера, встретила лишь самые нижние горизонты рассматриваемого интервала франского разреза, вероятно соот-

ветствующие петинским и отчасти воронежским слоям. Это — красноцветные песчано-глинистые породы с прослоями доломитов и доломитизированных известняков в средней части (мощность около 20 м). Ниже в скважине идут карбонатные породы бургеских, ильменских и свибордских слоев. К востоку отсюда, в районе Бауска, под доломитами горизонта «истра» (соответствует бургеским слоям) залегают толща пестрых глин и мергелей с прослоями песчаников и косослоистых песков, которая в верхней части сменяется мергелями и аргиллитами с тонкими прослоями доломитов (слои памушис и стипинай; Dalinkevicius, 1939). Общая мощность этой толщи около 50—70 м; она соответствует воронежским и петинским слоям. Несколько западнее сохранились и более высокие части разреза. Здесь скважинами (Стипинай, Пакруойис) вскрыты аналоги евлановских и ливенских слоев, представленные глинами и мергелями с подчиненными слоями доломитов, мощностью около 25 м (слой пакруойис). Непосредственно севернее фациальный облик верхней части франских отложений постепенно изменяется. У Иелгавы над доломитами горизонта «истра» (бургеские слои) обнаружена толща пестрых песчаных глин с прослоями песчаников мощностью около 75 м, соответствующая (Delle, 1937) слоям памушис, стипинай и пакруойис, т. е. всей верхней части франского яруса от петинских слоев до границы с фаменскими отложениями. Таким образом, здесь, так же как в Ленинградской области, в направлении к Балтийскому щиту происходит фациальная смена осадков, говорящая о приближении к береговой линии.

Однообразный характер брахиоподовой фауны верхнефранских осадков Московской синеклизы приводит к заключению, что широкая прямая связь между морями Восточной и Западной Европы, осуществлявшаяся в нижнефранское время через так называемый Полесский вал, была нарушена. Соотношение фациальных зон в западной части Ленинградской области и в Литве дает некоторое основание предполагать, что Латвийский прогиб был областью морского пролива, через который такая связь время от времени все же возобновлялась.

Верхнефранские осадки Днепровско-Донецкой впадины известны лишь немногим лучше, чем более древние отложения. По южной окраине Донецкого бассейна по положению в разрезе к верхним горизонтам франского яруса должна быть частично отнесена мощная (до 200 м) толща вулканогенных пород (авгиты, порфириды, порфириновые диабазы, лавобрекчии). В центральных частях впадины (Ромны, Исачки), как уже говорилось, над соленосной толщей, в кепроке обнаружены раздавленные слои известняков с верхнефранской брахиоподовой фауной (представители группы *Spirifer anosofi* V e r n.) В кепроке же встречены глыбы диабазов. Отсюда следует, что в центральных частях Днепровско-Донецкого прогиба в верхнефранское время карбонатные осадки, вероятно, чередовались с вулканогенными. Разрез палеозоя в западных частях впадины стал известен в с. Давыдовка. Здесь под мезозоем пройдена небольшая толща (около 80 м) пестроцветных песчаников и глин, условно причисляемых нами к среднему карбону. Ниже этих пестроцветных пород следует мощная (около 500 м) толща серых известковистых и глинистых мергелей и известковистых глин с тонкими прослоями известняков и доломитов. В верхней части этой толщи встречены споры нижнекаменноугольного облика; в нижней ее части споры имеют девонский характер; в средней части толщи состав спор смешанный. Это затрудняет проведение точной границы между карбоном и девоном. Ниже глинисто-мергелистой толщи залегают каменная соль (свыше 160 м), которая, как и в более восточных частях впадины, условно отнесена к низам верхнего и к верхам среднего девона. Таким образом, верхнефранские осадки, по данным этой скважины, входят в состав мощной глинисто-мергельной толщи, отвечающей по времени образо-

вания верхнефранским, фаменским и нижнекаменноугольным отложениям. Днепровско-Донецкая впадина в этом районе, очевидно, весьма резко ограничена. В частности, непосредственно севернее Давыдовки (Глуск, Дороги) под маломощным покровом мезозоя залегают красные песчаные и глинистые породы среднего девона, мощностью едва ли превышающие 200 м (в Глуске близ забоя среди пород D_2 встречены куски гранита, указывающие на близкое залегание протерозоя).

То обстоятельство, что Днепровско-Донецкая впадина в виде глубокого прогиба вдается далеко на запад, уже само по себе в корне изменяет старые представления о Полесском вале, который якобы протягивается сплошной полосой от Азово-Подольского массива на юге до Скандинавского щита на севере. Кроме того, как было указано выше и на севере (примерно вдоль 56° с. ш.) можно предположить существование пролива, через который в верхнефранское время осуществлялась связь между морскими бассейнами на востоке и западе Европы. Таким образом, очерчивается и получает некоторое обоснование Белорусский массив, где или происходило отложение песчано-глинистых, преимущественно континентальных осадков, или в рассматриваемую эпоху накопления осадков, возможно, совсем не было.

Как видно на карте, составленной для второй половины верхнефранского времени (евлановские слои), фация карбонатных и карбонатно-глинистых морских осадков хорошо очерчивает наиболее важные положительные структуры платформы. Отчетливо ограничивается Балтийский щит и его юго-восточный склон, Азово-Подольский щит, Воронежская антеклиза и намечается Белорусский массив. Однако фациальные изменения в области Волго-Уральского свода, которые были присущи более раннему времени, в верхнефранскую эпоху полностью исчезают.² Волго-Уральская антеклиза, так же, как и примыкающие с севера и, вероятно, с юга области синеклиз, была ареной накопления карбонатных осадков. Все же и эта структура может быть отчетливо выявлена, если проанализировать мощности отложений франского яруса. Действительно, изолинии мощности франских отложений не только очерчивают Волго-Уральский свод, но и указывают на его неоднородность, намечая две поперечные седловины. Одна из них расположена между Пензой и Сызранью (т. е. совпадает с седловиной, выявленной благодаря изменению фаций осадков шигровского времени), вторая — в полосе Шугурово — Бугуруслан. Весьма интересно также уменьшение мощности франских отложений в направлении к Уралу.

Б. Фаменский ярус. В фаменский век морской бассейн, располагавшийся в центральной части Русской платформы, приобретал все более замкнутый характер, повидимому, полностью потеряв связь с расположенным на западе морем. Фауна начала фаменского времени (задонские и елецкие слои) значительно беднее и однообразнее, чем фауна верхнефранской эпохи, а конец верхнего девона характеризуется полным оскудением фаунистического комплекса, что стоит в прямой связи с засолением бассейна (отложение мощных слоев ангидрита). Как и в предыдущие эпохи, происходят значительные колебания береговой линии.

Фаменские отложения стратиграфически расчленены только в центральной части Русской платформы. В восточных же областях и вдоль западного склона Урала они представлены однообразной толщей карбонатных пород, детально не расчлененной. Поэтому данный ниже более подробный анализ фаменских отложений касается только центральных частей платформы.

² Имеются указания на выклинивание воронежских слоев в восточной части Самарской Луки, которые, однако, как это указано выше, при рассмотрении границы D_2 и D_3 нельзя считать справедливыми.

Задонские слои. Задонские слои впервые выделены в Центральном девонском поле, на Дону, где они ясно выступают в разрезе благодаря значительному содержанию глинистого материала. Этот горизонт представлен толщей (около 15 м) глин и мергелей, переслаивающихся с известняками. В ее основании нередко залегает слой известнякового конгломерата, богатого зернами кварца. Среди фауны преобладают брахиоподы и пелециподы. Характерны *Spirifer archiaci* M u r c h., *Astarte socialis* E i c h w.

Следуя от р. Дон к западу, можно установить фаціальную изменчивость задонских слоев. Так, у с. Русский Брод в основании их наблюдается пачка мощностью 0.75 м желтых печаных глин и песчаников с прослоями оолитового мергеля. Еще западнее, в районе г. Ливны на коралловых известняках верхних горизонтов франского яруса залегает толща желтых песков с лентами глин без фауны мощностью 12 м. Пески нередко косослоисты. Только вверху эта печаная толща сменяется глинами и известняками (около 2 м) с морскими ископаемыми, выше которых следуют елецкие слои. Пятнадцатиметровая толща песков между ливенскими и елецкими известняками пройдена также скважиной в г. Орле. Эти изменения задонских слоев, судя по их направлению, свидетельствуют о сносе обломочного материала с запада, где располагались участки, выступавшие над уровнем моря. Это не значит, однако, что Воронежский массив также не представлял собой суши. Вероятно, вдоль северо-восточного края массива, в полосе, где фаціальные изменения, прямо от него зависящие, могли бы быть обнаружены, задонские отложения не сохранились. О том, что такое предположение справедливо, свидетельствует разрез у с. Антошино, расположенного южнее г. Новохоперска, непосредственно к востоку от Воронежского массива. Нижняя часть задонских слоев здесь сложена песками без ископаемых (около 2 м), выше следуют известковые песчаники (около 4 м), которые, в свою очередь, переходят в известковые глины со *Spirifer archiaci*. Общая мощность задонских слоев здесь 8—9 м.

К северу от Центрального поля девона, в центральной области Московской синеклизы, задонские слои выделены в разрезах Сталиногорской и Московской скважин, а также на севере Окско-Цнинского вала в районе Непейцинского поднятия (скважина в с. Болотское). Во всех этих пунктах они сложены карбонатными породами со значительной примесью глинистого, а иногда и алевроитового материала, содержащими прослой доломитовых мергелей и глин. В разрезах более восточных районов платформы задонские слои по литологическим признакам не могут быть выделены. В области Главного девонского поля задонскому времени, как и другим горизонтам фаменского яруса, соответствует верхняя часть красноватой песчаноглинистой толщи.

Таким образом, задонские слои, которые обособляются в центральных частях платформы благодаря своим литологическим особенностям, свидетельствуют о приближении рассмотренных районов к областям сноса, расположенным не только на северо-западе (Балтийский щит), но и на западе (Белорусский массив), и на юге (Воронежский массив).

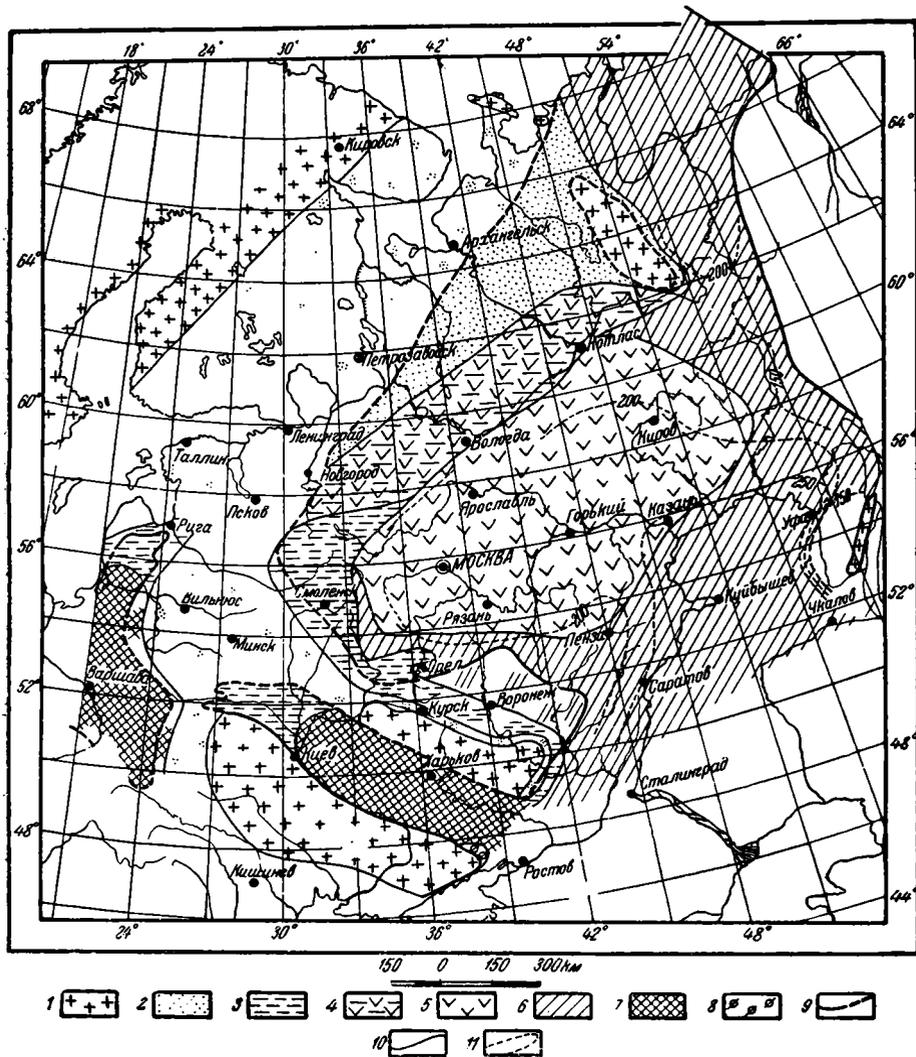
Елецкие слои. Елецкие слои как в центральных частях Московской синеклизы, так и по ее окраинам, представлены характерными массивными известняками, доломитизированными известняками и доломитами. Как правило, эти породы почти не содержат глинистой примеси. Отсутствие следов фацальной изменчивости вдоль южной и западной границы распространения елецких осадков, свидетельствует о том, что в елецкую эпоху морской бассейн имел большие размеры, чем в самом начале фаменского времени, так как на тех участках, где в задонских слоях обнаруживаются следы близости береговой линии, елецкие слои таких признаков

не имеют. Однако это не дает еще оснований считать, что конфигурация областей суши в описываемое время сколько-нибудь значительно изменилась. Об этом, с одной стороны, свидетельствует все продолжающееся обеднение фаунистического комплекса, с другой — литологический характер елецких слоев на восточном борту Воронежской антеклизы (Антошино). Здесь в рассматриваемом горизонте, кроме известняков, значительную роль играют мергели и глины, что свидетельствует о существовании фациальных изменений, связанных с Воронежским массивом. Мощность пород, относимых к елецким слоям, колеблется от 30 до 50 м.

В области Главного девонского поля, в бассейне р. Ловати, среди красноцветных, преимущественно континентальных пород, установлено, как уже указывалось выше, присутствие трех карбонатных серий, выклинивающихся по направлению к северу. Средний из этих «клиньев», так называемая чимаевская серия карбонатных пород, является прибрежной фацией елецкого моря. Таким образом, и в данной области наблюдается некоторое расширение моря по сравнению с предыдущей эпохой.

Данково-лебединские слои. В области Центрального девонского поля, где этот горизонт был выделен, он сложен известняками, доломитизированными известняками, доломитами и мергелями мощностью до 100 м. Фауна в них чрезвычайно скудная и представлена главным образом пелециподами. На основании литологических признаков, данково-лебединские слои здесь подразделяются на ряд толщ, которые имеют лишь чисто местное стратиграфическое значение, так как фациальные изменения пород к северу существенно меняют литологический облик разреза, а палеонтологическое обоснование принятого деления практически совершенно отсутствует. Не останавливаясь поэтому на характеристике отдельных толщ данково-лебединского горизонта, следует указать лишь на то, что выделение их основано на чередовании в разрезе массивных, нередко кавернозных, почти лишенных глинистого материала доломитов или известняков с тонкослоистыми карбонатными и карбонатно-глинистыми породами. Именно такой характер имеет рассматриваемый горизонт на рр. Дон и Красивая Меча. На запад отсюда среди карбонатных и карбонатно-глинистых пород появляется пачка песчаных отложений, мощность которой постепенно увеличивается. Так, в районе г. Мценска на р. Зуше (Иванов и Иванова, 1935) в верхней половине данково-лебединского горизонта (киселево-никольская и тургеневская толщи) встречен рыхлый известковый песчаник мощностью 0.6 м. Еще далее на запад, к северу от г. Орла (Даншин, 1936₂) в той же части разреза появляется пачка песков и песчаников мощностью до 6 м. Б. М. Даншин указывает, что мощность этой толщи (орловско-сабуровская толща) и к северу и к востоку убывает. Возможно, что орлово-сабуровская толща встречена и в г. Брянске. Непосредственно под юрой скважина здесь вошла в девонские известняки и, пройдя в них около 25 м, углубилась на 7—8 м в пески и песчаники (Даншин, 1936₂).

Таким образом, в данково-лебединских слоях, так же, как в задонских, а западной части Центрального девонского поля можно наблюдать фациальные изменения пород, говорящие о близости этого района к берегу (фиг. 7). К северо-западу, в районе Рославля, Смоленска, Великих Лук, имеются девонские отложения, однако данные по ним весьма мало достоверны и не дают оснований для сколько-нибудь убедительной индексации девонского разреза. Основываясь на этих скудных материалах, а также на общих соображениях палеогеографического и структурного порядка, можно думать, что и этот район принадлежит к той же переходной фациальной зоне, что и Брянско-Орловский.



Фиг. 7. Карта фаций осадков конца фаменского времени (данково-лебединские слои).

1 — области денудации; 2 — песчаные и глинистые красноцветные породы; 3 — песчаные, глинистые и карбонатные (преимущественно доломиты) породы; 4 — песчаные, глинистые и карбонатные (доломиты) породы со слоями гипсов и ангидритов; 5 — доломиты, гипсы и ангидриты; 6 — доломиты, редко известняки; 7 — характер осадков неизвестен; 8 — вулканогенный материал; 9 — граница современного распространения осадков фаменского времени; 10 — границы между фациями; 11 — изолинии мощности фаменских отложений.

К северу от Центрального девонского поля, по мере погружения осадков в область Московской синеклизы, также происходит весьма любопытная фациальная смена отложений верхней части фаменского яруса. Как установлено на основании буровых работ, к северу от линии Белев—Одоев—Крапивна—Скопин характер данково-лебединских отложений изменяется вследствие появления слоев ангидрита и гипса. В районе Скопина, Сталиногорска, Калуги, а также в области Окско-Цнинского вала и в Москве гипсы и ангидриты, то образуя самостоятельные слои, то сложно чередуясь и переплетаясь с доломитами, слагают мощные толщи до нескольких десятков метров. Гипсово-ангидритовые отложения появляются в различных частях данково-лебединского горизонта, и какой-либо

закономерности в их положении в разрезе пока не установлено. Есть все основания полагать, что первичная гипсоносность характеризует данково-лебедевские слои на всей площади Московской синеклизы, так как далеко на востоке в районе Кирова (Вожгалы) в верхних горизонтах фаменского яруса также обнаружена мощная, более 100 м, толща гипсов, ангидритов и доломитов.

Как было указано выше, в направлении к Воронежской антеклизе сульфатные породы в данково-лебедевских слоях исчезают. Повидимому, то же самое происходит и в области Волго-Уральской антеклизы. Гипсоносные отложения не указываются также среди карбонатной толщи фаменского возраста, вдоль всего западного склона Урала. Таким образом, доломитово-ангидритные отложения Московской синеклизы к востоку, юго-востоку, югу и, вероятно, к западу переходят в карбонатные отложения, лишенные или почти лишенные слоев первичных сульфатных пород.

Мы почти не располагаем данными о северо-западной границе распространения гипсоносных отложений, если не считать разреза на р. Мологе в с. В. Пороги. Здесь, по данным В. Н. Козловой (1939), пройдено около 50 м девонских отложений, которые несомненно соответствуют данково-лебедевским слоям. Они состоят из глинистых и доломитизированных известняков с горизонтами мергелистых пестроокрашенных глин, содержащих прослойки песка. В верхней части разреза среди карбонатных пород встречен мощный (около 7 м) слой гипса. На основании этого, вероятно неполного разреза данково-лебедевского горизонта, можно считать, что район с. В. Пороги расположен в переходной фациальной зоне, для которой наряду с карбонатными породами характерно присутствие песчано-глинистых пестроцветных отложений. От переходной фациальной зоны, ограничивающей карбонатные осадки окраин Московской синеклизы с юга и с запада, эта северная полоса, поскольку об этом позволяет судить разрез в В. Порогах, отличается присутствием мощных слоев гипса. Наиболее отчетливо данная переходная фациальная зона выражена в Ленинградской области. Так, например, на р. Мсте верхние горизонты пестроцветной толщи верхнего девона, являющиеся, вероятно, аналогами данково-лебедевских слоев, представлены пестрыми рыхлыми мергелями, переходящими в отдельных местах в глинистые известняки и доломиты и содержащими прослойки песков и глин. В бассейне р. Ловати данково-лебедевским слоям соответствует верхний «клин» карбонатных пород (биловская серия) и вмещающие его красноцветные песчано-глинистые осадки. Отметим, также, что и в Литве осадки, соответствующие верхним горизонтам фаменского яруса (слой ионишкис), представлены голубовато-серыми глинами и мергелями с прослойками песчаников и доломитов.

Мощная (не менее 200 м) толща пестроцветных глин и песков, обнажающаяся на р. Сяси, на Андомской горе, на р. Онеге и в других местах, а также пройденная скважиной в Няндоме, в верхних своих горизонтах отвечает, очевидно, фаменскому ярусу и является континентальной или, в некоторой своей части, прибрежно-морской фацией развитых к югу морских отложений. Осадки этой фации протягиваются и далее на север.

Характер осадков фаменского времени в области Прикаспийской синеклизы, Днепровско-Донецкой впадины, Балтийского и Львовского прогибов остается пока неизвестным. Повидимому, это морские, скорее всего карбонатные осадки, возможно загипсованные. Нужно, однако, отметить, что для окраинных частей Днепровско-Донецкой впадины мы все же располагаем некоторыми фактическими данными о характере осадков рассматриваемого яруса. Так, по южной окраине Донбасса (Богданов и др., 1947) под турнейскими известняками залегает мощная (до 450 м) толща

так называемого «серого девона», состоящая из аргиллитов и полимиктовых песчаников, чередующихся с различными вулканогенными породами. Богатая фауна рыб позволяет определить возраст этой толщи как фаменский. В изобилии встречаются растительные остатки. К фаменскому же ярусу относят по положению в разрезе и нижележащую толщу (около 150 м) «бурого девона», состоящую также из аргиллитов, песчаников и вулканогенных пород, но отличающуюся цветом и составом материала. На северо-западной окраине Днепровско-Донецкой впадины, судя по Давыдовской скважине, к фаменскому ярусу должна быть частично отнесена мергельно-глинистая толща, слагающая разрез как нижнего карбона, так и значительной части верхнего девона.

Распределение фаций для данково-лебедянского горизонта примечательно, как это видно из карты (фиг. 7), в отношении распространения гипсоносных толщ. Отложения, содержащие в весьма значительных количествах гипс и ангидрит, широко развиты в данково-лебедянских слоях. Залегание сульфатных пород в виде мощных слоев среди доломитов и доломитовых мергелей, а также характер фауны данково-лебедянского горизонта, свидетельствующий о ее угнетенности и почти полном вымирании, не оставляют сомнений в том, что эти (сульфатные) породы накапливались в водном бассейне вместе с доломитами, т. е. что они являются первичными. Мощные гипсоносные толщи имеют весьма строгую структурную приуроченность, будучи свойственны Московской синеклизе. Исчезновение сульфатных пород (во всяком случае первичных) к бортам Московской синеклизы и переход их в карбонатные отложения, лишенные или почти лишенные слоев гипса и ангидрита, доказано для многих районов. Таким образом, распределение гипсоносных отложений хорошо очерчивает контуры Московской синеклизы с юго-запада, юга, юго-востока и востока.

Распределение мощностей фаменских отложений резко отлично от соотношения мощностей всех нижележащих ярусов девона. Значительная мощность фаменских осадков в области Волго-Уральского свода указывает на начавшееся погружение на востоке платформы, захватившее в первую очередь участки, примыкающие к Прикаспийской синеклизе. Интересно также то, что мощность фаменских отложений на всем протяжении западного склона Урала меньше, чем в примыкающих частях платформы, что особенно резко ощущается в районе, примыкающем к Башкирскому антиклинорию.

Глава III

КАМЕННОУГОЛЬНЫЕ ОТЛОЖЕНИЯ И ИХ ФАЦИИ

В течение каменноугольного времени огромные пространства Русской платформы были заняты морем, в котором накапливались толщи преимущественно карбонатных осадков. Отложения этого времени покрывают в пределах платформы весьма значительные площади и отсутствуют лишь в области Балтийского щита, Азовско-Подольского горста, а также на Воронежской и Белорусской антеклизе (см. фиг. 1). Однако морской режим на Русской платформе в течение карбона не был непрерывным. Первый раз, в связи с общим поднятием платформы, море оставило ее пределы в конце турнейского времени. Последовал длительный континентальный перерыв, сопровождавшийся денудацией огромных пространств, на значительной части которых была уничтожена не только большая

часть турнейских, но и более древние отложения. Вслед за тем (в визейское время) началось новое погружение платформы, сопровождавшееся накоплением осадков. Везде на платформе (за исключением Донецкого бассейна), где известны осадки этого нового цикла, он начинается серией обломочных пород континентального или прибрежноморского облика (угленосная и тульская толщи), сменяющихся кверху карбонатными осадками более высоких горизонтов визе и намюра. Только на северо-западном крыле Московской синеклизы обломочные породы продолжают устойчиво слатать и более высокие горизонты нижнего карбона.

Конец нижнего карбона характеризуется новым общим поднятием платформы, вероятно еще более интенсивным, чем послетурнейское. Вновь вся платформа (не считая Донецкого бассейна) поднимается выше уровня моря и интенсивно эродирована. Срезаются значительные толщи осадков, тем большие, чем выше подняты площади денудации.

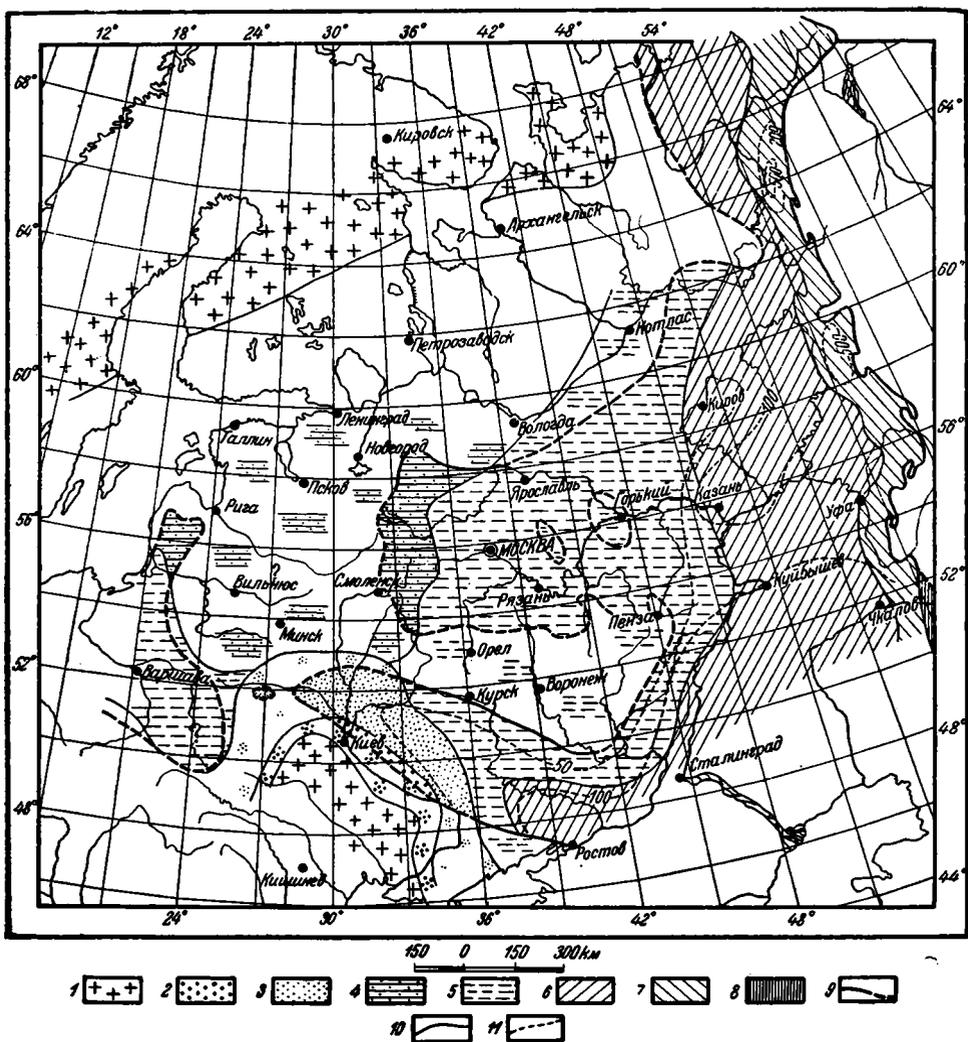
Средний карбон начинает новый цикл осадконакопления, в начальной стадии которого, так же как и в первом случае, накапливаются обломочные толщи (верейский горизонт). В позднейшие моменты среднего карбона обломочные породы вновь уступают место карбонатным. Только по юго-восточному и восточному бортам Балтийского щита обломочные породы накапливаются более продолжительное время.

Палеогеография конца среднего и верхнего карбона приобретает новые существенные черты, заключающиеся в том, что морской бассейн захватывает значительные области севера платформы. Морские карбонатные осадки этого времени, повидимому, покрывают сейчас всю площадь между восточным краем Балтийского щита и Тиманом.

1. Нижний карбон

А. Турнейский ярус. Отложения турнейского времени сохранились на Восточно-европейской платформе лишь в пределах синеклизы и то не всегда одинаково полно. Если в восточной полосе платформы и в области Днепровско-Донецкой впадины турнейские осадки выражены полно, то на значительной площади центральной и западной части Московской синеклизы они, за единичными исключениями, представлены только нижними своими горизонтами, а иногда и полностью отсутствуют. На бортах антеклиз отложения турне настолько значительно эродированы, что практически пока неизвестны участки, где можно было бы отчетливо проследить переход карбонатных морских осадков в песчано-глинистые континентальные, как это можно было наблюдать для отложений девона. В связи с этим выявление областей сноса и восстановление общей палеогеографической картины для турнейского времени становятся значительно более условными, чем для нижележащих девонских отложений. Палеогеографические построения в данном случае основаны в значительной степени не на прямых фактических данных, а на соображениях, вытекающих из общего хода исторического процесса в девонский и каменноугольный период. Тем не менее, фациальный анализ осадков турне на площадях, где они сохранились, дает интересные данные о закономерностях изменения фаций и об общем направлении фациальной изменчивости. Рассмотрение турнейских отложений удобнее начать с восточных областей платформы и с западного склона Урала, где осадки этого времени сохранились наиболее полно.

Вдоль западного склона Урала турнейский ярус представлен обоими своими разделами. Полнота разреза турне, помимо фаунистических данных, здесь подтверждается также и тем, что как с девоном, так и с вышележащими отложениями карбона он связан постепенными переходами.



Фиг. 8. Карта фаций осадков турнейского времени.

1 — области денудации; 2 — песчаные породы; 3 — преимущественно глинистые бескарбонатные породы; 4 — карбонатные породы (преимущественно доломиты) с прослоями глины и песчаников; 5 — карбонатные породы, преимущественно известняки с подчиненными прослоями глины; 6 — известняки, редко доломиты; 7 — карбонатные и терригенные породы западного склона Урала; 8 — глинисто-кремнистые сланцы с прослоями известняков; 9 — граница современного распространения осадков турнейского времени; 10 — границы между фациями; 11 — изолинии мощностей турнейских отложений.

Нижнетурнейские осадки представлены как на Южном и Среднем, так и на Северном Урале известняками, среди которых во многих случаях значительную роль играют кремнистые известняки (например, на рр. Усолка, Зиган, Сиказы, правобережье среднего течения р. Печоры). Иногда (р. Инзер) этот горизонт нацело состоит из сланцев (фиг. 8).

Верхнетурнейские отложения также сложены известняками, иногда чередующимися с кремнистыми сланцами. Нижняя часть верхнего турне по простиранию довольно часто резко изменяет литологический состав, переходя от известняков через глинистые сланцы в песчаники. Эта терригенная фация верхнего турне получила на Урале название «алатауской

свиты». Такого рода фациальная изменчивость хорошо известна на Южном Урале (рр. Зиган, Рязуак, Усолка, Мендым, Инзер). Подобные изменения отмечаются в верхнем турне и на Среднем Урале. Так, в районе Ильменской дачи он, повидимому, нацело представлен известняками. Севернее же, в Кизеловском районе, в основании верхнего турне выделяется ала-тауская свита, сложенная глинистыми сланцами, песчаниками и известняками.

Из приведенных примеров очевидно, что турнейские отложения западного склона Урала обладают литологической спецификой, выражающейся в развитии рассланцованных кремнистых известняков и сланцев. Кроме того, определенные горизонты турне подвержены резкой фациальной изменчивости. Эта изменчивость связана с поднятиями на западном склоне Урала, в области которых на поверхность были выведены более древние слои палеозоя, сложенные обломочными породами, послужившими материалом для песчаников и сланцев ала-тауской свиты. Выявление этого древнего структурного плана, без которого невозможно построение сколько-нибудь обоснованной фациальной картины для турне западного склона Урала, не входит в наши задачи. Поэтому (фиг. 8) мы рассматриваем данную область как объединенную зону, включающую ряд специфичных для нее фаций.

Мощность турне на западном склоне Урала довольно постоянна. На Южном, Среднем, Северном и даже Полярном Урале она колеблется в пределах 150—200 м, снижаясь кое-где (например, на Южном Урале) до 80—100 м. Исключение представляют лишь некоторые районы, например район Кизела и Чусовой, где мощность турне более 200 м (в Кизеле до 280 м).

Необходимо указать, что на Южном Урале, между р. Белой на севере и р. Уралом на юге проходит полоса, где весь нижний карбон состоит из мощной толщ глинистых и кремнистых сланцев с пачками известняков. Среди этих осадков условно выделен турне, мощность которого определяется в 450 м. Наиболее вероятно, что осадки этой фации представляют собой относительно рассмотренной выше карбонатной полосы более центральную зону Уральской геосинклинальной области. Возможно, что аналогичные отложения, если не сплошной, то прерывистой полосой накапливались и в других районах вдоль западного склона Урала, но были в дальнейшем уничтожены эрозией.

В примыкающей к западному склону Урала полосе Русской платформы нижний карбон погружен на большую глубину и турнейские осадки вскрыты лишь в отдельных точках (Краснокамск, Туймаза, Булдырь, Вожгалы, Самарская Лука, Саратов и некоторые другие). Необходимо указать, что в отдельных случаях турне устанавливается весьма условно, ввиду скудости микрофауны (Вожгалы, Булдырь). Нижняя граница его почти везде проведена неточно, из-за бедности фауной. Тем не менее, во многих случаях турнейские осадки не только хорошо выделяются, но среди них могут быть установлены как нижний (малевко-муравьиные и упинские слои), так и верхний (чернышинские слои) турне (Саратов, Сызрань).

Литологический характер турнейских осадков в рассматриваемой полосе платформы отличается однообразием. Они представлены карбонатными породами обычного для платформы характера (лишенными кремнистости и рассланцованности) с весьма незначительным процентом глинистых отложений. Наиболее типично осадки этой карбонатной фации выражены в разрезах Краснокамска и Туймазов, где они представлены известняками без сколько-нибудь значительной примеси глинистого материала. По характеру пород весьма близок к указанным разрез Булдыря в Татарской АССР. В районе Саратова и Сызрани турнейские отложения несколько отличны от упомянутых выше. Здесь в нижней части разреза встречаются

в значительном количестве маломощные прослои глин и расположенные по наслоению известняков глинистые примазки, которые обуславливают развитие плоскостей скольжения. Присутствие прослоев глинистых пород сближает разрезы Саратова и Сызрани с более западными районами платформ, где турне выражен в глинисто-карбонатной фации. Таким образом, эти разрезы носят промежуточный характер. В районе Кирова (Вожгалы) вопрос о мощности турнейских отложений не вполне ясен. Здесь под терригенными породами низов визейского яруса залегает однообразная толща темных доломитов с подчиненными прослоями глинисто-доломитовых сланцев и ангидритов мощностью около 115—120 м, которая не содержит характерной микрофауны.

Западнее, на значительной площади пока нет данных о несомненно существующих здесь турнейских отложениях. Лишь в западной части Московской синеклизы мы вновь встречаемся с осадками турне. Здесь они также связаны с девонем постепенными переходами, и граница девона и карбона является до сих пор спорной. Не вдаваясь в рассмотрение этого вопроса, укажем, что в настоящей работе эта граница проводится между озерско-хованскими (D_3) и малевко-мураевнинскими (C_1) слоями. Благодаря интенсивной денудации, происходившей после отложения турнейских осадков, на рассматриваемой площади широко развиты только малевко-мураевнинский и упинский горизонты (лихвинская свита — нижний турне), в то время как чернышинская свита (верхний турне) сохранилась от размыва на незначительном участке в юго-западном углу Московской синеклизы.

Нижнетурнейские отложения хорошо известны на южном крыле Московской синеклизы и в Москве. Малевко-мураевнинские слои слагаются известняками и зелеными пластичными глинами. Нередко глины в разрезе этого горизонта преобладают. Мощность горизонта обычно 5—10 м, иногда до 12—15 м. Упинские слои также состоят из известняков, однако прослои глин среди них встречаются редко. Этот горизонт достигает 30 м мощности (Щекинский район), но обычно имеет мощность около 15 м. Чернышинская свита (верхний турне) в пределах западной части Московской синеклизы сохранилась, как уже указывалось, на крайне незначительных участках в трех пунктах: 1) на р. Серене у с. Бурнашева; 2) у с. Зеленино (левобережье р. Оки); 3) на р. Черепети в районе с. Суворова. Все эти три участка образуют компактную цепочку в юго-западном углу синеклизы. Наиболее полно чернышинская свита сохранилась в районе с. Суворова. Здесь на упинских известняках залегает толща песчано-глинистых пород с прослоями углей мощностью от 5 до 17 м (агеевская толща). Выше лежат известняки, нередко с прослоями глин до 22 м мощности (чернышинская толща).

По западному краю Московской синеклизы осадки нижнего турне претерпевают некоторые фациальные изменения. Благодаря скудости фауны, турнейские породы на этом участке с трудом отличаются от девона, с которым имеют литологическое сходство. Только за последние годы, благодаря тщательному изучению микрофауны, их удалось здесь выделить (Корженевская). Однако для деления турне на более дробные горизонты, как это сделано для южного крыла Подмосковного бассейна, здесь нет достаточных оснований. В. А. Котлуков подразделяет их на два комплекса. Нижний комплекс состоит из доломитов и доломитизированных известняков с прослоями пестрых и зеленых глин, редко углистых пород. В районе Селижарово, где комплекс этот развит полностью, мощность его достигает 20 м. Верхний комплекс сложен пестрыми глинами с прослоями песчаников и глинистых доломитов. Мощность его в районе Селижарово достигает 20—25 м. В районе г. Вязьмы глины и песчаники этого комплекса А. Э. Константинович относит к упинским. Верхний комплекс севернее и северо

западнее Селижарово выклинивается, будучи срезан угленосной толщей визе, и в районе Валдая и Боровичей известен только нижний комплекс, мощность которого на север убывает. Уже в Тихвинском районе турнейские отложения совершенно отсутствуют и визейские слои ложатся на эродированную поверхность девона. Мощность турне на северо-западе Московской синеклизы незначительна, обычно менее 20 м, лишь в районе Селижарово, где осадки турнейского времени сохранились наиболее полно, мощность их превышает 50 м.

Нижнетурнейские осадки, очевидно сходные с только что описанными доломитами нижнего комплекса, указываются И. Далинкевичем (Dalinkevicius, 1939) в верховьях р. Свенты. Здесь на доломитах верхнего девона согласно залегает небольшая толща (4—7 м), также сложенная доломитами, содержащими тонкие прослойки голубоватых глин. Наряду с девонскими формами (*Arca oreliana*) указываются также типичные турнейские ископаемые как *Spirifer cf. tornacensis* и *Productus ex gr. mesolobus*. К югу отсюда каменноугольные отложения быстро уходят под пермские. Они, несомненно, присутствуют в погруженных частях Балтийской синеклизы.³

Весьма существенны для правильного суждения о палеогеографии турнейского времени данные по Днепровско-Донецкой впадине, рассмотрение которых мы начнем с Донецкого бассейна. По южной окраине последнего турнейские отложения выходят на поверхность. Они ложатся здесь трансгрессивно на девон, а иногда, срезая его, непосредственно переходят на граниты докембрия (р. Кальмиус выше с. Каракубы). Трансгрессивное налегание турне на подстилающие слои связано с тем, что нижнекаменноугольная трансгрессия захватила, сравнительно с девонской, более обширные площади и, перекрыв слои девона, распространилась частично на Украинский кристаллический массив. Разрезы турне в рассматриваемом районе отличаются полнотой. Здесь развиты как нижний, так и верхний его горизонты, причем вверх турнейские известняки переходят без перерыва в визейские. Сложен турнейский ярус главным образом известняками. В нижней, а иногда и в средней части разреза встречаются незначительные слои аркозовых песчаников и глинистых сланцев. Прослойки песчаников и сланцев, в общем, весьма мало нарушают общий карбонатный облик толщи. Мощность турнейских отложений колеблется здесь от 70 до 220 м. В центральных частях Донецкого бассейна турнейские осадки скрыты на большой глубине. Несомненно, что здесь они также выражены в карбонатной фации и, вероятнее всего, в еще более чистом виде.

К северу от Донецкого бассейна отложения турне известны по южной окраине Воронежского массива, где они непосредственно налегают на кристаллические породы. Таким образом, область, которая в течение девона практически была лишена осадочного покрова, в начале карбона подверглась прогибанию. Турне представлен здесь как нижним, так и верхним горизонтами, однако мощность и полнота разреза резко колеблется в связи с размывом, происходившим в начале визейского времени. Нижний турне сложен известняками, в нижней части которых имеются прослойки глин, а иногда и песчаников. Верхний турне также состоит из известняков с подчиненными прослоями глин. Мощность турнейских осадков в районе Нового Оскола колеблется от 0,6 до 28 м. В районе Россоси, Кантемировка и Б. Горки мощность их изменяется в пределах от 19 до 47 м.

На северо-запад от рассмотренного района, в Путивле, карбон также налегает на кристаллические породы. Это дает основание считать, что

³ Согласно данным, сообщенным нам Д. В. Наливкиным, заключение И. Далинкевича о турнейском возрасте доломитов р. Свенты ошибочно. Тем не менее, более чем вероятно, что каменноугольные отложения, в частности турнейские, появляются в разрезе палеозоя по мере погружения слоев к юго-западу.

кристаллический массив продолжался в направлении, соответствующем простиранию Воронежской антеклизы. Так как карбон в Путивле представлен, очевидно, более высокими горизонтами, чем турне, мы его здесь не рассматриваем.

Приведенные выше данные, касающиеся турнейских осадков Воронежской области, указывают, что к северу от Донбасса происходит, с одной стороны, сокращение мощности турнейских отложений, с другой — увеличивается количество глинистых пород в разрезе, что весьма сближает район Россоши, Кантемировки и Нового Оскола с южной окраиной Московской синеклизы.

В западной части Днепровско-Донецкой впадины турнейские осадки известны в районе Ромен и в районе Мозыря (Давыдовка). В Ромнах нижнекаменноугольные отложения охарактеризованы очень скудной фауной и флорой, вследствие чего разрезы, приводимые различными авторами (Новик, 1941₂; Тихий, 1941₂), значительно отличаются друг от друга. Наиболее глубокие горизонты, вскрытые в Ромнах, сложены солью и глинами, покрытыми толщей (80—100 м) аркозовых песчаников. Е. О. Новик относит эти отложения условно к девону, что кажется нам вполне правильным. Выше, по данным того же автора, залегает толща глинистых сланцев мощностью около 70 м, в средней части которой встречены *Stigmaria ficoides*. Е. О. Новик считает эту толщу визейской и, следовательно, при такой трактовке турне из разреза выпадает. Мы склонны думать, что эта глинистая толща включает и турнейские отложения и осадки основания визе (угленосная свита), так как выше ее залегает известняк, содержащий, по данным В. Н. Тихого, брахиоподовую фауну низов визейского яруса.

В Давыдовке палеозойские отложения расчленяются на основании анализа спор (Гиммельштейн, 1946), так как фауна в породах отсутствует. Граница юры и карбона отбивается достаточно четко. Ниже выделяется карбон, охарактеризованный определенным комплексом спор. Еще ниже встречаются споры уже девонского облика. Однако переход между карбоном и девоном весьма постепенен и неясен, так как девонские споры встречаются одновременно с каменноугольными и выше. Таким образом, выделенная в условных границах толща карбона имеет общую мощность около 340 м. Нижняя часть разреза карбона (около 250 м) сложена серыми известковистыми глинами и глинистыми мергелями, изредка с очень тонкими пропластками глинистых известняков. Мергелистость пород увеличивается кверху. Верхняя часть мощностью около 90 м состоит из пестроцветных глин, переслаивающихся с песками. Э. Н. Кара-Мурза и И. Э. Вальц, производившие споровый анализ пород, склонны относить обе эти толщи к нижнему карбону. Мы думаем, однако, что пестроокрашенные глины с прослоями песчаных пород (90 м), составляющие верхнюю часть разреза карбона, принадлежат среднему карбону. Это вытекает из сопоставления карбона Давыдовки с карбоном Ромен, где нижний карбон (турне—визе) представлен темными глинами с прослоями известняков, а средний — глинами, нередко пестрыми, с прослоями песчаников. Соотношение мощностей нижнего и среднего карбона по этим двум районам при таком понимании разрезов также значительно более правдоподобно. Таким образом, в разрезе Давыдова к нижнему карбону мы относим толщу серых мергелистых глин и глинистых мергелей мощностью около 250 м. Какая часть этой глины должна быть сопоставлена с турнейскими отложениями, сказать трудно. Несомненно лишь, что последние из разреза не выпадают, так как переход от девона к карбону происходит постепенно.

На самой оси так называемого Полесского вала в Семигощах (к востоку от Пинска) обнаружены темноцветные песчано-глинистые породы, относимые З. Суйковским (Sujkowski, 1939₂) к основанию карбона. Тот факт,

что каменноугольные отложения сохранились в этом районе, подтверждает существование Припятского прогиба, являющегося западным продолжением Днепровско-Донецкой впадины.

Все сказанное свидетельствует о том, что карбонатные отложения турне, известные по южной окраине Донецкого бассейна и вдоль северного края Днепровского-Донецкой впадины, в значительной части этой впадины сменяются мергелисто-глинистыми темноцветными осадками. Учитывая, что областью сноса для этих глинистых осадков могла быть только западная часть Азово-Подольского массива, можно думать, что в направлении к югу будут встречены обломочные породы более грубого состава. То обстоятельство, что по южной окраине Донбасса карбонатные отложения турне непосредственно примыкают к краю массива, указывает, что Азовская часть последнего в турнейское время была относительно погружена и частично захвачена морем. Присутствие среди известняков турне непостоянных прослоев аркозовых песчаников лишней раз подтверждает, что областью сноса в это время являлся Подольский массив.

В Львовском прогибе карбон также погружен на большую глубину. К востоку от Львова были вскрыты намюрские и, возможно, визейские отложения карбона. Несомненно, что и турнейские слои присутствуют в этой области.

Турнейские отложения в глинистой фации (фация кульма) известны в Келецко-Сандомирском кряже.

Мощность отложений турне, за редкими исключениями, в чрезвычайно малой степени отражает интенсивность прогибания тех или других участков платформы в период накопления осадков. Это объясняется энергичным размывом, происшедшим перед началом визейской трансгрессии. Тем не менее, фактически сохранившиеся под визейскими отложениями мощности турне дают представление о рельефе в период денудации, который в большинстве случаев был обусловлен структурными особенностями платформы. Поэтому анализ мощностей рассматриваемого горизонта представляет для нас интерес в той мере, в какой он отражает крупные формы послетурнейского рельефа.

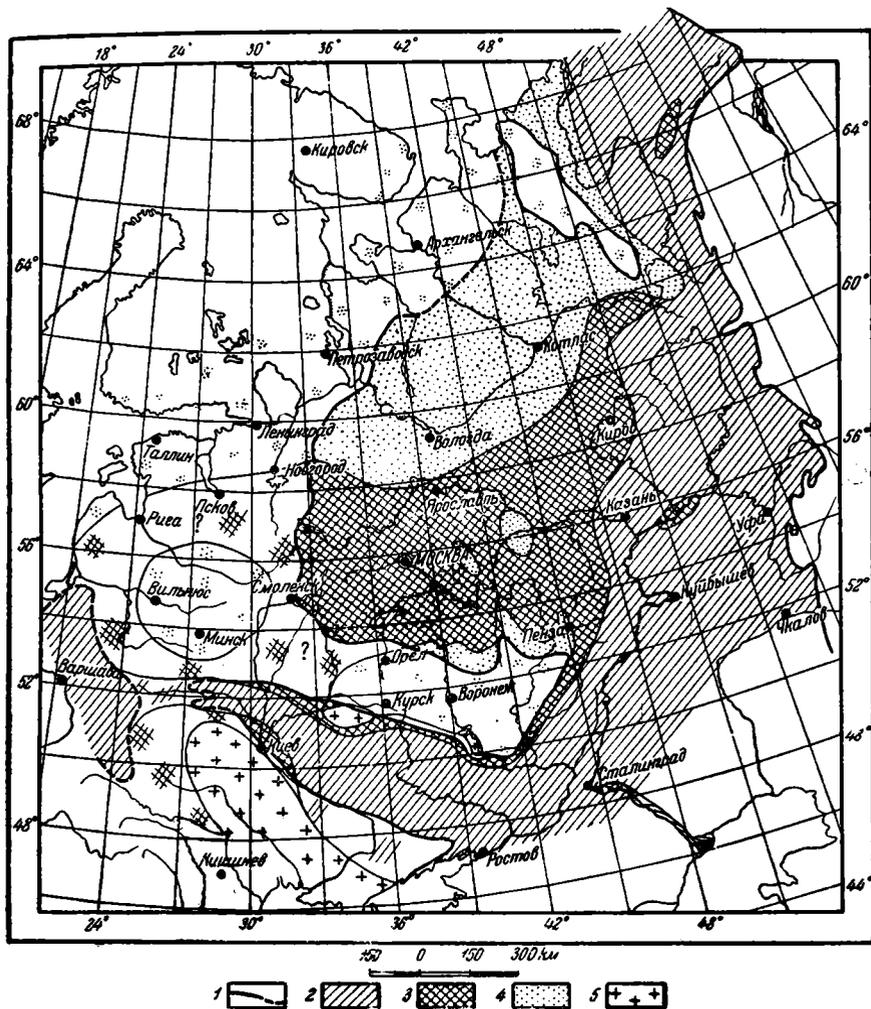
В этом отношении весьма интересные данные дает западная часть Московской синеклизы. Мощность турнейских осадков здесь, как правило, менее 50 м (обычно 20—30 м). Лишь на участках развития верхнего турне (Черепеть, Серена) общая мощность отложений этого яруса достигает 50—60 м. По окраинам Московской синеклизы турнейские отложения (под покровом визе) постепенно теряют мощность вследствие денудации все более низких горизонтов и, наконец, совершенно срезаются, так что породы визе непосредственно переходят на девон. Расположение участков, где визейские отложения залегают на девоне, далеко не случайно. С одной стороны, это склоны Воронежской антеклизы (Липецк, Мичуринск, Тамбов, Рязск), с другой, такие области, как Окско-Цнинский вал, в пределах которого и на южной его оконечности и на севере (в Непейцyno) установлено налегание визейских отложений на девон. В направлении к южному борту Московской синеклизы в отложениях турне не замечается фациальных изменений, свидетельствующих о приближении к береговой линии. Кроме того, первоначальные мощности нижнего турне не убывают в направлении на юг (в Москве мощность нижнего турне 22 м, а в районе Тула—Щекино—35 м). Отсюда очевидно, что турнейские отложения были первоначально распространены значительно дальше на юг, чем в начале визейской трансгрессии. Если мы обратимся теперь к турнейским осадкам Воронежского района, то убедимся, как было показано выше, что они развиты здесь в тех же фациях и в той же мощности, как и в южном крыле Московской синеклизы. И здесь мощность турне также уменьшается в связи с последующим размывом. Отсюда напрашивается вывод о том, что Воронежский

массив был перекрыт в турнейское время морем, причем нет основания полагать, что мощности и фации в области массива сколько-нибудь значительно отличались от мощностей и фаций в районах, расположенных по бортам Воронежской антеклизы. Высказанное заключение не является новым. К тому же выводу пришел В. Н. Тихий (1934), а вслед за ним М. С. Швецов (1938) в результате анализа фауны и литологии разрезов Подмосковного и Воронежского карбона.

Такое же полное срезание турнейских отложений вышележащими горизонтами нижнего карбона происходит по северо-западной окраине Московской синеклизы в направлении Селижарово—Боровичи—Тихвин, что связано, очевидно, с повышенным положением склона Балтийского щита. Фациальные изменения осадков в северо-западном углу синеклизы сказываются в увеличении роли глинистых пород в разрезе турне по направлению на северо-запад. Это свидетельствует о приближении к области сноса, располагавшейся в пределах Балтийского щита. Однако в такой грубой форме этот вопрос может быть решен и на основании соображений, вытекающих из общего хода событий в каменноугольное и девонское время, а анализ собственно турнейских осадков прибавляет к этому весьма мало. Мы не имеем также данных для решения вопроса о поведении в турнейское время Белорусского массива. То обстоятельство, что турнейская трансгрессия была весьма обширной и море захватило многие из ранее поднятых участков платформы (например, Воронежскую антеклизу и часть Азово-Подольского массива), дает основание думать, что и на западе платформы трансгрессия была значительной. Наличие обильной и разнообразной фауны чернышинских слоев также подтверждает возобновление связи между Восточной и Западной Европой. Тем не менее, вопрос о том, осуществлялась ли эта связь только через Латвийский и Припятский прогибы, или море покрывало всю область так называемого Полесского вала, остается открытым.

Рассмотрение восточных областей Русской платформы приводит к заключению, что здесь, в полосе, примыкающей к Среднему и Южному Уралу (Восточно-Русская впадина А. Д. Архангельского), мощность турнейских осадков сравнительно с центральными областями платформы значительно (в 2—3 раза) увеличивается. Это происходит как за счет полноты разреза, так и за счет первоначального нарастания мощностей. Полная мощность верхнего и нижнего турне в районе Черепети равна 50—55 м, в рассматриваемой же восточной полосе платформы она колеблется в большинстве случаев около 100 м. Следует указать, что на многих участках Волго-Уральского свода (Самарская Лука, Шугурово, Туймазы) мощности турне значительно ниже 100 м (60—70 м). Не следует, однако, забывать об условности границы между турне и верхним девоном, в связи с чем указанные различия в мощности турне на востоке платформы могут оказаться ошибочными.

Коротко резюмируя сказанное о турнейских отложениях, нужно подчеркнуть, что обширность трансгрессии в начале каменноугольного времени завуалировала значительную часть положительных структур платформы. Области сноса и отложения терригенных осадков были настолько далеко отодвинуты, что сохранившиеся сейчас отложения турне лишь в незначительной степени отражают фациальную изменчивость осадков. Период денудации, последовавший за турнейским временем, в значительной степени затемнил первоначальные соотношения мощностей. Единственным фактом, указывающим на различие в скоростях накопления осадков, является намечающееся увеличение в восточной полосе платформы первоначальной мощности турне. Тем не менее, анализ мощности фактически сохранившихся осадков к моменту визейской трансгрессии дает достаточный материал для выявления структурных соотношений на Русской



Фиг. 9. Палеогеологическая карта довизейской поверхности.

1 — граница современного распространения визейских осадков; 2 — C_1^1 верхнетурнейские отложения; 3 — C_1^1 нижнетурнейские отложения; 4 — D_1 верхнедевонские отложения; 5 — P_{st} докембрийские породы.

платформе. Такой анализ, как было показано, приводит к заключению, что в послетурнейский период поднятия платформы последняя обладала хорошо выраженным рельефом, причем крупные положительные элементы его совпадали с положительными тектоническими элементами.

Указанные взаимоотношения положительных и отрицательных структур к началу визейской трансгрессии выступят еще выразительнее, если попытаться реконструировать геологическую карту послетурнейского денудационного среза, т. е. составить геологическую карту разновозрастных отложений, подстилающих осадки визе, а для тех участков, где последние не сохранились, попытаться восстановить карту в том виде, какой она имела бы до начала визейской трансгрессии. Составленная таким образом палеогеологическая карта (фиг. 9), естественно, не во всех частях одинаково достоверна, однако, большинство выводов, вытекающих из ее рассмотрения, совершенно бесспорно. Несомненно, что была относительно

поднята и подвергалась интенсивной эрозии Воронежская антеклиз. Она очерчивается границей распространения нижнетурнейских отложений. По южному борту антеклизы из-под девонских и турнейских осадков выступали участки, сложенные кристаллическими породами, один из которых обнаружен в Путивле, где визейские отложения лежат непосредственно на кристаллическом основании. Границей турне намечается также широкий склон Балтийского щита, к которому на востоке примыкал Тиман.

Значительно меньше оснований имеется для характеристики положительных структур на западе платформы. В том, что в области так называемого Полесского моста существовала в послетурнейское время положительная структура, нельзя сомневаться. Однако мы не располагаем данными для того, чтобы более или менее точно очертить эту структуру. Установлено, что Днепровско-Донецкая впадина и в карбоне вдавалась далеко на запад и это совершенно изменяет представление о Полесском вале как единой структуре. То обстоятельство, что в Семигощах Суйковский (Sujkowski, 1939₂) установил присутствие нижнекаменноугольных отложений, дает основание считать, что прогиб вдоль р. Припяти соединял Днепровско-Донецкую впадину с Львовской. Этот прогиб отделял северный край Азово-Подольского массива от расположенного севернее поднятия (Белорусский массив). Прямых доказательств о существовании в начале карбона Латвийского прогиба, отделяющего Белорусский массив от склона Балтийского щита, мы не имеем. Исходя, однако, из того, что Балтийский прогиб существовал в каледонское время, а унаследованность его более поздними геологическими эпохами доказывается присутствием и взаимоотношениями в этом районе различных горизонтов верхнего девона (фиг. 1), дает основание считать, что в период послетурнейской денудации эта область, благодаря своей относительно большей прогнутости, была менее эродирована, чем прилегающие с севера и юга участки. Намечается также положительное решение вопроса о существовании в карбоне прогиба между Белорусской и Воронежской антеклизами, основанное на возрастании мощности карбона в юго-западном углу Московской синеклизы. В частности, для послетурнейского времени эта прогнутость выражается в том, что только на данном участке сохранились верхнетурнейские отложения, нигде более в центральных и западных частях синеклизы не уцелевшие от эрозии.

Все разобранные структурные отношения в западных и центральных областях платформы по существу лишь подтверждают установленные для девона структуры, и рассматриваемая карта не вносит в этом отношении чего-либо принципиально нового. Относительно же восточной полосы платформы карта дает существенно новые данные. Действительно, распространение верхнетурнейских отложений, так же как и общее увеличение мощности турне на востоке платформы, свидетельствует об относительно более интенсивном прогибании восточной меридиональной полосы платформы. Терригенные породы основания визейского яруса везде на западном склоне Урала и в широкой полосе вдоль него в пределах Восточно-русской впадины подстилаются осадками верхнего турне. Ширина этой зоны различна. Западная граница распространения верхнего турне (в области Московской синеклизы) показана условно, вследствие отсутствия достаточного фактического материала. Однако то обстоятельство, что верхнетурнейские отложения в центральных частях Московской синеклизы отсутствуют, вполне доказано и достаточно для того, чтобы утверждать, что в начале нижнего карбона меридиональное прогибание на востоке платформы становится господствующим, а широтное прогибание Московской синеклизы, столь характерное для девона, начинает играть второстепенную роль.

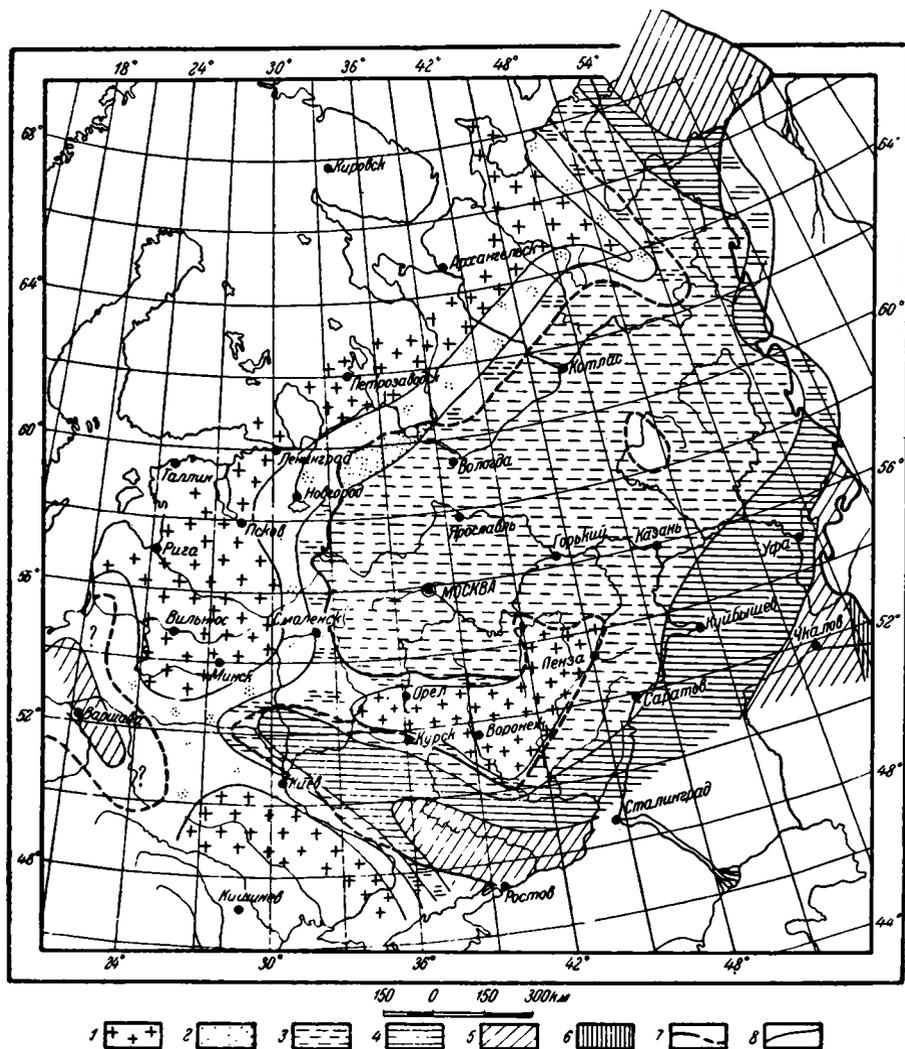
В это же время, как уже отмечалось, начинает проявляться поднятие в области Окско-Цининского вала.

Необходимо также указать, что в послетурнейское время в области Волго-Уральского свода, вероятно, существовали относительно поднятые участки, подвергавшиеся интенсивному размыванию. Примером этого может служить Булдырское поднятие (район Чистополя на р. Каме), где угленосная толща основания визе ложится на глубоко эродированную поверхность подстилающих пород (по двум соседним скважинам размах этого древнего рельефа превышает 150 м). Показанное в этом районе пятно нижнего турне среди поля верхнетурнейских отложений (фиг. 9) имеет, конечно, совершенно условный контур и, повидимому, нижний турне фактически проступает в его пределах лишь местами, на ограниченных участках.

Б. Визейский и намюрский ярусы. Вопрос об объеме и границах намюрского яруса на Русской платформе в настоящее время еще не решен окончательно. 10—15 лет назад к намюрскому ярусу относили лишь обнаруженные буровыми работами в Волго-Уральской области известняки со *Staffella* (*pseudostaffella*) *antiqua* Dut., залегающие между породами среднего карбона и верхневизейскими известняками, соответствующими протвинской толще серпуховских слоев Подмосковья. Слои со *Staffella antiqua* считались среднекаменноугольными (Раузер-Черноусова, 1934). Позднее, главным образом благодаря работам А. П. Ротая (1939) в Донецком бассейне, стало очевидным, что намюрский ярус, как и в Западной Европе, относится к нижнему карбону, а слои со *Staffella antiqua* представляют лишь верхнюю, переходную к среднему карбону часть этого яруса. Нижним же горизонтам намюра на платформе соответствует верхняя часть серпуховских слоев (протвинская толща). В самое последнее время Л. С. Либрович (1947) пришел к выводу, что к намюру должна быть отнесена, вероятно, вся серпуховская свита. Вопрос о границах намюрского яруса, конечно, весьма важен для правильного понимания стратиграфии нижнего карбона и сопоставлений разрезов Русской платформы с разрезами других областей Европы. Для задач же данной работы существенна лишь уверенность в том, что в пределах Русской платформы мы сопоставляем между собой одновозрастные слои нижнего карбона. Поэтому, не вдаваясь в разбор взглядов по вопросу об объеме намюра, мы рассматриваем здесь визейский и намюрский ярусы вместе, разделяя их на свиты угленосную, тульскую, окскую, серпуховскую и слои со *Staffella antiqua*.

В настоящей работе нет надобности одинаково подробно рассматривать все горизонты визейского и намюрского ярусов, так как для структурного анализа особый интерес представляют лишь некоторые части разреза. В связи с этим приводимое ниже описание не для всех горизонтов дано одинаково полно.

Угленосная свита. Визейским временем начинается на Русской платформе новый цикл осадконакопления. Как уже говорилось выше, начало этого цикла характеризуется отложением на значительных пространствах платформы обломочных пород, которые на большей части площади накопления осадков сменяются вверх карбонатными толщами. Естественно, что в начале визейского времени, когда общее погружение платформы и накопление осадков (угленосная толща) только что началось, структурные особенности платформы, еще выраженные в рельефе ее поверхности, определению влияли на обстановку, в которой шло накопление осадков, и тем самым на фаціальную изменчивость их. Поэтому для понимания нижнекаменноугольной структуры платформы весьма показательны фаціальные соотношения угленосного времени.



Фиг. 10. Карта фаций осадков начала визейского времени (угленосная свита).

1 — области денудации; 2 — песчано-глинистые и бокситоносные породы, развитые спорадически вдоль древних речных долин (континентальные); 3 — песчаные и глинистые породы с подчиненными слоями углей (преимущественно континентальные); 4 — песчаные и глинистые породы с прослоями известняков (преимущественно морские); 5 — карбонатные (известняки и доломиты) морские отложения; 6 — глинисто-кремнистые сланцы с прослоями известняков; 7 — граница современного распространения осадков нижневизейского времени; 8 — границы между фациями.

Песчано-глинистые осадки, залегающие в основании визе в центральной и восточной частях Русской платформы и на западном склоне Урала, не являются строго синхроничными. На Урале они целиком относятся к визейскому ярусу, в области же Московской синеклизы они считаются несколько более древними, соответствующими границе турне и визе. Мы допускаем, таким образом, некоторую условность, сопоставляя друг с другом угленосные отложения платформы и западного склона Урала. Такое сопоставление вполне возможно, так как в центральных частях платформы, в частности в области Московской синеклизы, отложению угленосной свиты предшествовал длительный перерыв в осадконакоплении, и нижний стратиграфический предел для лишенных руководящей фауны угленосных отложений вряд ли может быть здесь точно определен. Это дает

основание предполагать, что общепринятые стратиграфические сопоставления страдают условностями, не менее грешащими против истины, чем сделанное нами допущение.

На площади Русской платформы и западного склона Урала угленосные осадки сохранились в широком диапазоне фаций: от морских карбонатных осадков до речных песчаных отложений. Широкое развитие континентальных и близких к ним терригенных осадков связано с тем, что в угленосное время только что началось погружение платформы; еще относительно поднятые участки ее давали обильный обломочный материал, накопление которого началось в более пониженных областях. Распространение карбонатных осадков в сравнении с терригенными ограничено.

Наиболее характерной чертой палеогеографии угленосного времени является закономерная смена фаций с востока на запад, которая может быть показана на некоторых примерах (фиг. 10).

Одним из участков, где угленосной свите соответствуют карбонатные отложения, является западный склон Южного Урала. Налегание без каких-либо следов перерыва визейских известняков на известняки турне наблюдается здесь в ряде разрезов на значительном протяжении между р. Белой на юге и р. Уфой на севере. Какие фациальные переходы имели место непосредственно на восток от этой полосы, остается неизвестным, так как в данном направлении нижнекаменноугольные отложения быстро уходят из разрезов. Однако к югу от р. Белой, в бассейне рр. Сакмары и Урала, весь нижний карбон, в том числе и осадки, соответствующие по возрасту угленосной свите платформы, выражены фацией глинисто-кремнистых сланцев с прослоями известняков, причем фации с севера на юг сменяются на коротком расстоянии.

Западная граница рассматриваемой полосы карбонатных осадков достоверно установлена в районе Ишимбаево. Проведенные буровые работы показали, что в основании визе здесь залегает пачка терригенных осадков мощностью 4 м. Из этого можно сделать заключение, что полоса карбонатных отложений на запад весьма быстро сменяется терригенными осадками.

К западу от Ишимбаево в основании визейских известняков залегают песчано-глинистые осадки угленосной свиты, которые между Уралом и Волгой характеризуются признаками, позволяющими отнести их в этой полосе к фации морских терригенных осадков, одним из признаков которой является нефтеносность. Типичным примером этой фации может служить разрез Сызрани. В объеме, определенном здесь для угленосной толщи Д. М. Раузер-Черноусовой, она (толща) характеризуется следующим образом снизу вверх:

Первая пачка мощностью до 4 м в типичных случаях сложена глинами. Глины углистые, нередко микрослоистые, с многочисленными следами ходов червей. В скв. 151 (Сызранский промысел) в этих глинах нами найдена фауна брахиопод (*Spirifer* sp., *Reticularia* sp.). Проследивая эту глинистую пачку по ряду скважин, можно убедиться, что в горизонтальном направлении глины расчленяются прослоями алевролитов и песчаников и иногда совершенно замещаются последними.

Вторая пачка мощностью до 7 м сложена тонкозернистыми (в единичных случаях до среднезернистых) песчаниками и алевролитами с кальцитовым цементом, к которым приурочен основной нефтеносный горизонт Сызрани (горизонт В₂). В тех случаях, когда породы сильно насыщены нефтью, текстурные особенности их рассмотреть не удается. Часто, однако, малая пропитанность или отсутствие нефти позволяют видеть, что алевролиты содержат в большом количестве растительный шлам, который располагается по плоскостям наложения, обуславливая микрослоистость пород. Благодаря многочисленным ходам червей, первоначальная слоистость обычно совершенно нарушается и порода приобретает своеобразную причудливую спутанную текстуру («червиный алевролит»). Фауна в этой пачке не встречена.

Третья пачка мощностью 13—19 м состоит из переслаивающихся глин, песчаников, алевролитов, углистых сланцев, глинистых углей и реже известняков. Преобладающее значение имеют черные глины с растительными остатками, лежащими обычно

в плоскости наслоения. Они представлены чаще всего раздавленными коровыми частями растений и корневищами (*Stigmaria*). Глины нередко переходят в углистые сланцы и глинистые угли. Как глины, так и углистые сланцы и глинистые угли содержат обильную фауну брахиопод, среди которых отмечается массовое скопление *Chonetes*. Фауна нередко встречается совместно с растительными остатками. Алевролиты и песчаники имеют подчиненное значение и не отличимы от одноименных пород нижележащих пачек. Растительные остатки аналогичны встречающимся в глинах, но более редки. Известняки, как правило, залегают в низах пачки.

На основании приведенного разреза можно заключить, что накопление осадков угленосной свиты в рассматриваемой полосе происходило преимущественно ниже уровня моря, о чем в первую очередь свидетельствует наличие морской фауны почти по всему разрезу. Необходимо, однако, отметить, что условия накопления осадков в этой полосе морского бассейна отличались большим своеобразием. Обилие растительного материала в породах, наличие углистых сланцев и глинистых углей, большое число корневищ, лежащих в плоскости наслоения и обладающих ризоидами — все это говорит о том, что растительный материал отлагался на месте произрастания. Нахождение же морской фауны в углистых породах совместно с растительными остатками, в частности с корневищами, свидетельствует об отложении осадков под водой. Вероятнее всего, мы имеем здесь дело с зарослями мангрового типа на отмелях, большей частью залитых морем. Если такой режим был преобладающим для рассматриваемой полосы в начале угленосного времени, то в более поздние моменты эта полоса постепенно захватывалась морем, о чем свидетельствует появление и все большее развитие карбонатных пород в верхней части угленосных и в вышележащих тульских отложениях.

Еще далее на запад терригенные морские осадки, рассмотренные выше, сменяются преимущественно континентальными отложениями, имеющими типичное развитие в Подмосковном бассейне. Осадки этой фации слагаются песчано-глинистыми породами, содержащими слои углей. Прослой карбонатных пород отсутствуют. Фациальные особенности этих осадков усложняются на основе ряда признаков. Во-первых, в них практически нет морской фауны. Правда, в некоторых горизонтах этой толщи, сначала в северо-западном крыле Подмосковного бассейна (Брунс, 1939), затем и в южном (Попов и Луцицкий, 1938) были обнаружены скудные остатки морских ископаемых, что, безусловно, приходится учитывать при восстановлении для этой зоны обстановки осадконакопления. Во-вторых, среди песчаных и алевроитовых осадков преобладающее значение имеют отложения, связанные с текучими водами, что определяется как морфологическими, так и текстурными признаками. Тонкогоризонтально-слоистые породы, свидетельствующие об отложении осадков в спокойных водоемах, столь характерные для Самарской Луки, играют в Подмосковном бассейне весьма малую роль. В-третьих, имеется много фактов, свидетельствующих о развитии в определенные моменты угленосного времени эрозионных процессов, уничтожавших в пределах какой-то сложной речной сети ранее отложившиеся осадки. В-четвертых, угли, широко развитые в Подмосковном бассейне, в основной своей массе гумусовые. Согласно выводам углепетрографов (Наумова, 1940), а также данным, полученным путем специальных наблюдений над условиями залегания угольных пластов (Яблоков, Пистрак и др., 1936; Пистрак и др., 1938), угли отлагались в болотах, имевших зачастую проточный характер. Сапропелевые и сапропелево-гумусовые угли в Подмосковном бассейне распространены весьма ограниченно. Для сравнения отметим, что угли, встречающиеся в угленосной толще в районах Второго Баку, в частности в Сызрани, относятся исключительно к сапропелевым или сапропелево-гумусовым, причем водоросли, принимающие участие в их строении, отличаются от подмосковных значительно большим разнообразием видового состава (Наумова, 1941).

Все сказанное приводит к выводу, что угленосная свита рассматриваемой фациальной зоны отлагалась в условиях обширной прибрежной заболоченной и покрытой лесами низины, в пределы которой на короткое время вторгалось море, оставившее свои следы в виде редких остатков морской фауны.

На основании данных Н. С. Городецкой (1948) об условиях накопления угленосной свиты Кизеловского района, можно прийти к выводу, что эта толща, имеющая здесь в основном континентальный облик, обладает все же рядом признаков, сближающих ее с терригенными (морскими) осадками. К этим признакам относится значительное развитие фации «спокойных водоемов», как их называет Н. С. Городецкая, представленных горизонтально наслоенными породами, где глинистый материал и растительный шлам тонко переслаиваются с песчаным или алевроитовым материалом. Эти породы не отличимы от аналогичных пород Сызрани. Указанное сходство усиливается тем, что в Кизеле, как и Сызрани, широко развиты своеобразные текстуры, в которых слоистость нарушена ходами червей. Фации «русел», типично развитые в Кизеловском районе, вряд ли можно считать здесь, как в Подмосковном бассейне, преобладающими. Обращает на себя внимание также и то, что угленосная свита в Кизеле и кверху и книзу постепенно переходит в морские осадки.

По краям Московской синеклизы сохранились участки, на которых можно наблюдать дальнейшее изменение фаций. Одним из таких участков является Тихвинский район (Вишняков, 1934). Здесь угленосная свита сохранилась лишь спорадически, в древних руслах, слагаясь песчаными породами и бокситами. Очевидно, этот район находился на сравнительно незначительном расстоянии от области сноса.

Другим участком, на котором можно наметить первоначальную границу распространения отложений угленосного времени, может служить южный край Подмосковного бассейна. В результате интересных исследований, проведенных здесь под руководством О. А. Глико (1943—1947), выяснилось, что осадки угленосной и тульской свит в направлении на юг, к борту Воронежского массива, фациально изменяются. Изучение многочисленных разрезов дает основание указанному автору считать, что палеогеографическая граница распространения угленосной свиты примерно совпадала с современной, а тульские породы, распространявшиеся далее на юг, переходили трансгрессивно на девон (см. фиг. 12).

С точки зрения фациальной изменчивости осадков угленосного времени интересна область Большого Донбасса. Здесь от Донецкого бассейна к северу, на сравнительно коротком расстоянии наблюдается тот же порядок смены фации, что и от западного склона Урала в направлении к платформе. Так, по южной окраине Донбасса нижний карбон, как и на Южном Урале, представлен сплошной толщей известняков, причем такой же состав нижнего карбона можно предполагать и на всей территории собственно Донбасса. На север и запад отсюда карбонатные осадки сменяются терригенными. На севере, по южному борту Воронежской антеклизы, в районе Россоши и Кантемировка (Дубянский, 1935, 1939; Тихий, 1941₁), отложения основания визе (угленосная свита) представлены песчано-глинистыми породами с растительными остатками, среди которых залегают прослои известняков, довольно равномерно распределенных по всему разрезу. В направлении на северо-запад, в районе Нового Оскола, прослой известняков выклиниваются, свита приобретает континентальный облик и в основании ее появляются следы резкого размыва. Однако везде в этом районе угленосные отложения визе налегают на турнейские осадки и нигде они не переходят непосредственно на кристаллические породы, подстилающие здесь карбон. На запад от рассмотренного района, в Путивле, визейские отложения прямо ложатся на протерозой. В Путивле под средней юрой,

на глубине 780 м, была вскрыта толща мощностью около 90—100 м, состоящая из пестрых глин и перекристаллизованных криновидных известняков с обильными *Staffella ex gr. antiqua*, что определяет ее намюрский возраст. Ниже залегают темные глины и известняки общей мощностью около 50 м, непосредственно покоящиеся на биотитовых гнейсах. Эту 50-метровую толщу Е. О. Новик относит к визе, и, действительно, вряд ли можно отнести ее к более низким горизонтам карбона.

В западной части Днепровско-Донецкой впадины (Ромны) значительная часть нижнего карбона сложена глинистыми сланцами, которые отчасти, вероятно, относятся к угленосной свите. В Давыдовке весь нижний карбон сложен темными мергелистыми глинами и глинистыми мергелями, из которых условно 20 м отнесено нами к осадкам угленосного времени.

Основываясь на разобранных выше взаимоотношениях фаций (фиг. 10), можно сделать заключение, что в начале визейского времени (угленосная свита) морской бассейн располагался на востоке в пределах западной полосы Уральской геосинклинальной области. На юге платформы через районы северного Прикаспия он соединялся с морским заливом Днепровско-Донецкой впадины. Во внутренней полосе этого бассейна отлагались карбонатные осадки, которые на западном склоне Урала сохранились до настоящего времени. В области Днепровско-Донецкой впадины карбонатные фации отлагались лишь в пределах собственно Донбасса, замещаясь другими фациями как по простиранию впадины, так и в направлении ее северо-восточного борта.

Терригенные осадки, преимущественно полимиктового состава, на Южном Урале в бассейнах рр. Урала и Сакмары, представляют отложения более внутренней зоны Уральской геосинклинали, располагавшейся восточнее рассмотренной карбонатной полосы.

В направлении на запад осадки карбонатной фации сменяются полосой терригенных отложений. Фациальные особенности этих терригенных пород, установленные главным образом для области Поволжья и северо-западного склона Днепровско-Донецкой впадины, указывают на то, что они отлагались в чрезвычайно мелководной прибрежной зоне морского бассейна. Последний был окаймлен очень низкими, пологими, болотистыми берегами, покрытыми мангровыми зарослями, которые нередко спускались в море и покрывали широкие отмели. Море при малейшем поднятии его уровня далеко заливало прибрежную равнину, покидая ее даже при незначительном падении уровня. Осадки этой фации мелкого моря отличаются нефтеносностью.

Еще далее на запад прибрежные терригенные фации сменяются песчано-глинистыми, нередко содержащими уголь осадками, отлагавшимися в пределах обширнейшего, очень низкого побережья, простиравшегося от Центрального Урала и Среднего Поволжья далеко на запад. Иногда в эту область на короткие моменты проникало море, но преимущественно она была ареной отложения континентальных осадков. Встречавшиеся в ее пределах возвышенности были лишены осадочного покрова. Наиболее значительной из них являлся Воронежский массив, вдававшийся далеко на северо-восток в область между Мокшей и Сурой. Возможно, что мелкие возвышенности имелись также в области Московской синеклизы. Одна из них находилась, вероятно, в районе г. Кирова (Вожгалы).

По западному и северо-западному бортам Московской синеклизы осадки угленосной свиты выклиниваются. В районе Боровичи — Тихвин можно отчетливо проследить их фациальные изменения, заключающиеся в том, что угленосные осадки Боровичей сменяются в Тихвинском районе своеобразной континентальной фацией песчано-глинистых бокситоносных пород.

Последние развиты только в долинах, образованных доугленосной эрозией, и не имеют повсеместного распространения. Такого рода фаціальное выклинивание угленосной толщи происходило, вероятно, вдоль всего западного и северо-западного борта Московской синеклизы, за пределами современного распространения угленосной толщи.

Фаціальное выклинивание угленосных осадков доказано также для северного борта Воронежской антеклизы. Не лишено вероятности, что Воронежская возвышенность была отделена от Белорусской значительным прогибом, соединяющим юго-западный край Московской синеклизы с западным концом Днепровско-Донецкой впадины. Можно также предположить, что прогиб, существовавший в турнейское время в районе р. Припяти и соединявший Днепровско-Донецкую и Львовскую синеклизы, сказывался в рельефе и в угленосное время. В области Львовской синеклизы отложения начала визе пока еще не вскрыты, но наличие их здесь несомненно.

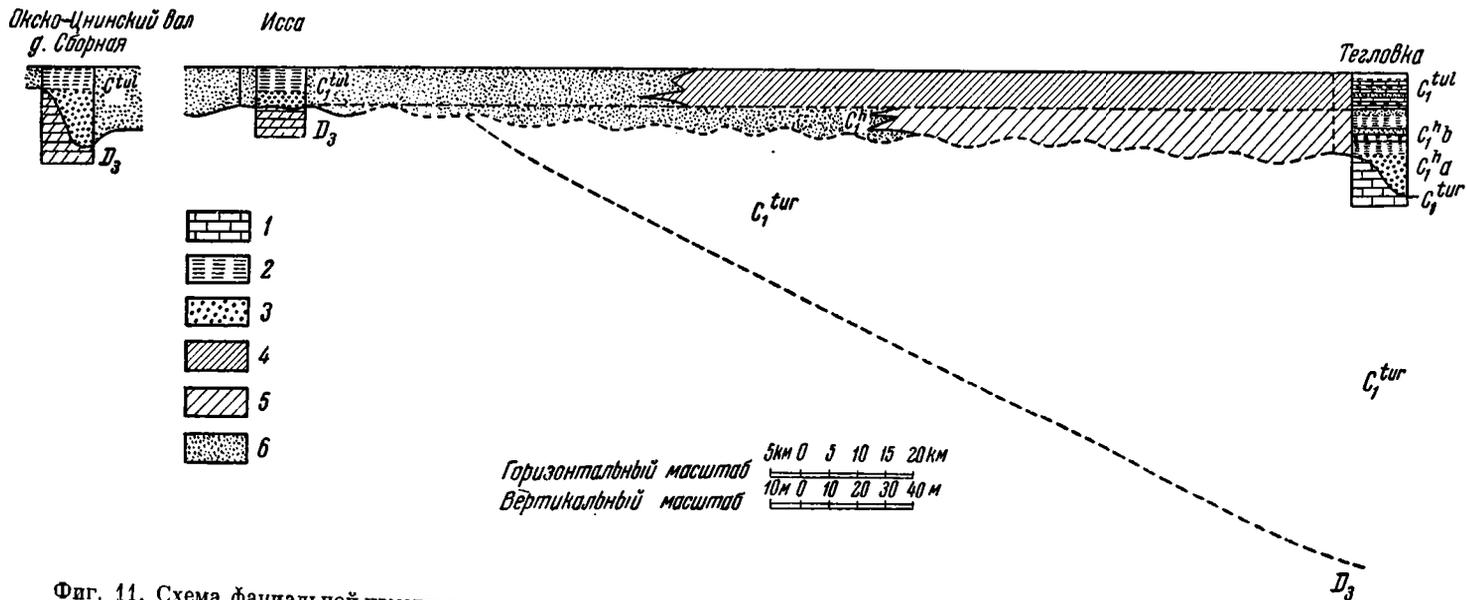
Приазовская часть Украинского массива, как и в предшествующее турнейское время, оставалась погруженной, о чем свидетельствует то, что по южной окраине Донецкого бассейна карбонатные фаши примыкают непосредственно к борту массива.

Намеченные палеогеографические взаимоотношения начала визейского времени определяют основные области сноса для обломочного материала, накопившегося на суше и в море на огромных пространствах от западных окраин Подмосковного бассейна до Урала. В основном снос происходил с возвышенности, окаймлявшей Московскую синеклизу с севера и запада. Устойчивый минералогический состав отлагавшихся пород (кварцевые породы) определяется тем, что размыту подвергались главным образом песчаные осадки верхнего девона, в которых менее устойчивые минералы были уже в значительной степени утеряны. Украинский массив (вернее его западная часть), а также, возможно, и горные возвышенности, существовавшие к югу от него, служили источником сноса для Днепровско-Донецкой впадины. Воронежский массив не был поднят настолько значительно, чтобы сколько-нибудь интенсивно подвергаться размыту, однако он существенно влиял на распределение фаши.

Мощность осадков угленосного времени может быть установлена только там, где осадки представлены песчано-глинистыми породами. Там же, где турне и визе выражены известняками, выделить отложения угленосного времени невозможно.⁴ Мощности угленосной свиты резко колеблются даже на коротких расстояниях как в связи с эрозионным рельефом поверхности подстилающих пород, так, вероятно, и в зависимости от мелких структур, в изобилии встречающихся на платформе. Такого рода изменения мощности являются предметом специальных исследований и не могут быть здесь рассмотрены. В общем же мощность угленосных осадков на платформе, за немногими исключениями, не превышает нескольких десятков метров.

Особый интерес представляет участок, выявленный в районе Булдыря (Татарская АССР). Здесь в пределах небольшой площади разрез резко изменяется: в одном пункте — полное отсутствие терригенных осадков между известняками визе и турне, в соседнем — песчано-глинистые породы мощностью более 150 м. Такое значительное колебание мощности связано, очевидно, с резким эрозионным рельефом поверхности турнейских известняков. Нужно полагать, что здесь существовала возвышенность, в которую глубоко врезалась долина реки, заполненная позднее осадками угленосного времени.

⁴ Исключением в этом отношении является Донбасс, подробно разработанная стратиграфия которого позволяет это сделать.



Фиг. 11. Схема фациальной изменчивости отложений угленосной и тульской свит по линии Окско-Цининский вал — Иссинская структура — Тепловская структура (за горизонтальную линию принята нижняя поверхность алексинских известняков).
 1 — известняки; 2 — глины и углистые глины, иногда с прослоями углей; 3 — пески, песчаники и алевролиты; 4 — морские осадки; 5 — осадки частью морские, частью континентальные; 6 — осадки преимущественно континентальные.

Значительных мощностей достигает угленосная свита в пределах западного склона Урала, в районах Кизела и среднего течения р. Печоры.

Тульская свита. Тульский горизонт был впервые выделен М. С. Швецовым (1922) в южном крыле Подмосковского бассейна как промежуточная свита, залегающая между угленосными отложениями и карбонатными породами более высоких горизонтов нижнего карбона. Ее промежуточный характер определяется тем, что она сложена еще в основном глинистыми и песчаными породами, но в отличие от угленосной свиты содержит слои известняков, в глинах нередко встречается морская фауна, а угольные прослои маломощны и не выдержаны в пространстве. Во многих случаях установлено, что на подстилающих породах тульская свита залегает с размывом, и тогда обычно нижние горизонты ее сложены песками. Мощность рассматриваемой свиты в области Московской синеклизы чаще всего составляет 10—20 м, однако иногда она достигает мощностей более 50 м (к югу от Тулы). В восточных областях платформы, в частности в Волго-Уральской области, тульские слои приобретают все более карбонатный характер и зачастую в разрезе нижнего карбона не могут быть выделены. Таким образом, смена фаций от карбонатных к терригенным, так же как для угленосного времени, происходит с востока на запад.

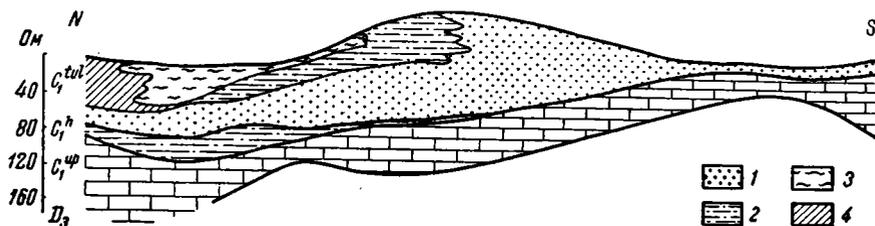
Исследованиями последних лет установлено, что отложения тульского возраста трансгрессивно перекрывают породы угленосной свиты, распространяясь на такие участки, где в угленосное время осадки не отлагались. Впервые это было показано М. С. Швецовым (1938) для южной оконечности Окско-Цнинского вала, где тульские отложения, возраст которых установлен микрофауной, залегают непосредственно на девоне. При этом породы тульской свиты приобретают иной фациальный облик, теряя прослой известняков и по своему характеру приближаясь к отложениям угленосного времени. В дальнейшем работами автора было показано, что такие же взаимоотношения наблюдаются в области Иссинской структуры к СЗ от г. Пензы. Сопоставление разрезов Сборной (Окско-Цнинский вал), Иссы и Тепловки (Саратов) привели нас к выводу о том, что здесь существует определенная фациальная смена осадков, связанная со склоном Воронежской антеклизы, как это показано на фациальной схеме (фиг. 11).

К таким же по существу выводам пришел О. А. Глико в результате детальных исследований в южном крыле Подмосковского бассейна. Ему удалось здесь проследить постепенные фациальные переходы тульских морских отложений в континентальные в направлении к Воронежскому массиву. На фиг. 12 приведена схема фациальных изменений, которые наблюдал О. А. Глико в Шекино-Дедиловском районе.

Из сказанного следует, что не только общее направление фациальной изменчивости, но и расположение крупных положительных элементов рельефа в тульское время было в общем таким же, как в угленосное. Разница заключалась лишь в том, что морской бассейн, овладевший Московской синеклизой в тульское время, заставил континентальные фации продвинуться значительно дальше в области антеклиз сравнительно с угленосным временем.

Окская свита (алексинская, михайловская и веневская толщи). Названные толщи, слагающие окскую свиту в южном крыле Московской синеклизы (Швецов, 1922, 1932, 1938), обладают здесь мощностью в несколько десятков (30—50) метров. Они сложены известняками, различающимися по своему фаунистическому составу и текстурным особенностям. Выходя на поверхность в южном крыле Подмосковского бассейна, эти слои далее на юг постепенно уходят из разрезов, не изменяя сколько-нибудь существенно своего фациального облика. В центральных частях Москов-

ской синеклизы, а также в восточных областях платформы окская свита, вскрытая глубокими скважинами, также представлена карбонатными породами. Однако здесь она далеко не всегда может быть расчленена более дробно, что зависит, возможно, от слабой ее изученности. На востоке платформы, в частности в Волго-Уральской области, мощность окской свиты по сравнению с мощностью в западных областях ее развития увеличивается в 2—3 раза. Так, в районе Москвы, Каширы, Серпухова суммарная мощность тульской, алексинской, михайловской и веневской толщ определяется в 60—65 м, в районе Кирова — около 100 м, на р. Каме (Булдырь) — 130 м, а в Сызрани и Саратове — около 180 м.



Фиг. 12. Фациальная изменчивость тульских отложений в Щекинско-Дедиловском районе, по О. А. Глико (1943).

1 — дельта; 2 — переходная зона; 3 — прибрежно-морские осадки (железные руды, сидериты, известняки и глины); 4 — морские отложения (известняки и глины).

По западной и северо-западной окраинам Московской синеклизы рассматриваемая часть разреза визе претерпевает значительные фациальные изменения. К западу от Калуги, в бассейне р. Угры, и далее к северу, в бассейне Верхней Волги, Мсты и Сяси, весь разрез окской свиты общей мощностью в 40—60 м представлен глинистыми и песчаными породами с отдельными горизонтами известняков. Еще далее на север намечается и дальнейшее изменение фаций. Так, в Андомо-Вытегорском районе, а также скважиной в Няндоме установлено (Бархатова, 1934, 1940), что окские слои переходят здесь в песчано-глинистые отложения континентального характера. Таким образом, полоса терригенных осадков, расположенная полукругом на северо-западе и западе Московской синеклизы, указывает на то, что и области сноса находились в тех же направлениях.

В Днепровско-Донецкой впадине намечается такой же характер фациальных переходов. В Донецком бассейне и по северной окраине Днепровско-Донецкой впадины (Белая Горка, Россось, Валуйки) рассматриваемая часть визейского разреза сложена карбонатными породами, которые в западной части Днепровско-Донецкого прогиба сменяются глинистыми отложениями с подчиненными слоями карбонатных пород (Ромны, Давыдовка).

Полная идентичность фаций алексинской, михайловской и веневской толщ по северной (южное крыло Подмосковского бассейна) и южной (воронежский карбон) окраинам Воронежской антеклизы делает вполне вероятным допущение, что в это время Воронежское поднятие было затоплено морем. Приведенные выше данные о фациальном характере рассматриваемых толщ по западной и северо-западной окраинам Московской синеклизы свидетельствуют о поднятиях не только к северу, но и к западу от нее. Отсюда очевидно, что в визейское время поднятие в западной части платформы было более устойчивым, чем в области Воронежского массива. Это лишний раз подтверждает справедливость высказанного выше предположения о том, что в угленосное (и тульское) время в область сноса включался и Белорусский массив.

Относительно распределения мощностей визейских и намюрских отложений будет сказано ниже. Однако и здесь следует подчеркнуть, что значительное увеличение мощности окских пород в восточной полосе платформы, особенно в Волго-Уральской области, свидетельствует о более активном прогибании этой полосы сравнительно с центральным и западным участками Московской синеклизы.

С е р п у х о в с к а я с в и т а. Большинство исследователей относит серпуховскую свиту, как указывалось выше, частично к верхам визейского яруса, частично к намюрскому ярусу. Отличительной чертой серпуховского времени является интенсивное прогибание Донецкого бассейна и накопление на этой территории мощнейших осадков своеобразной угленосной формации. На платформе в серпуховскую эпоху широко отлагались карбонатные осадки, а в конце эпохи (протвинские слои) карбонатные фации накапливались даже в тех районах платформы, где в более ранние моменты каменноугольного времени они не отлагались. Так, карбонатные осадки этого возраста известны в Андомо-Вытегорском районе («девятинская свита»).

На западном склоне Урала широко развиты светлые, нередко сахаровидные известняки и доломиты, содержащие в большом количестве *Striatifera striata*. Эта толща, представляющая собой самые верхние горизонты визе и, вероятно, низы намюра, соответствует в значительной части серпуховским слоям платформы.

В области Центрального и Южного Урала отложения верхнего визе выдержаны в той же фации (известняки со *Striatifera striata*). В районе Кизела и Чусовой мощность их колеблется около 200 м. Те же мощности указываются для южных районов Урала (рр. Инзер, Усолка, Зиган).

Визейские и намюрские отложения на востоке платформы также представлены исключительно карбонатными породами. Мощность их здесь сравнительно с западным склоном Урала уменьшается до 150—180 м.

По мере продвижения на запад, к карбонатным породам примешивается терригенный материал в виде прослоев мергелей и глин. В Москве, Максатихе и В. Порогах серпуховская свита представлена известняками с маломощными прослоями глин в нижней и средней части. В последних двух пунктах некоторые прослои глин имеют пеструю окраску. Еще далее на запад, к границе распространения серпуховской свиты, количество глинистых пород в их разрезе возрастает еще более. В районах Венева, Каширы, Подольска, Серпухова, Алексина и Калуги, в бассейне р. Угры, в Ржевском Поволжье, у Вышнего Волочка и Тихвина серпуховская свита подразделяется на три толщи. Нижняя из них (тарусская) мощностью около 7—12 м сложена известняками. Средняя (стешевская) мощностью около 8—15 м сложена сланцеватыми глинами и мергелями с прослоями известняков. Эта толща имеет чрезвычайно характерный облик, в южном крыле Подмосковного бассейна содержит в изобилии *Productus lobatus* и поэтому нередко называется «лобатусовыми глинами». Верхняя толща (протвинская) мощностью 10—15 м состоит из белых сахаровидных известняков в верхней части вышечелоченных и кавернозных, выше которых залегают терригенные отложения среднего карбона. Максимальной мощности в западной части Московской синеклизы серпуховская свита достигает в районе Максатихи и В. Порогов (около 80 м). В Москве мощность их равна 50 м, а по южной окраине синеклизы и в Ржевском Поволжье, при стратиграфической полноте разреза, мощность этих отложений определяется в 35—40 м.

К северу от Тихвинского района, в пределах которого серпуховская свита еще представлена тремя типичными рассмотренными выше горизонтами, намечается дальнейшее изменение фаций. Так, в Андомо-Вытегорском и Няндомском районах она слагается, в основном, толщей пестро-

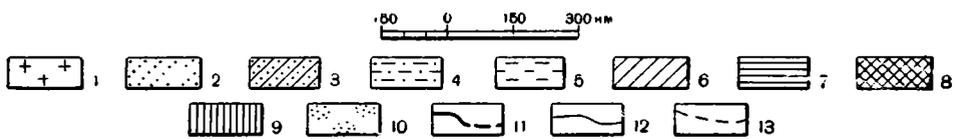
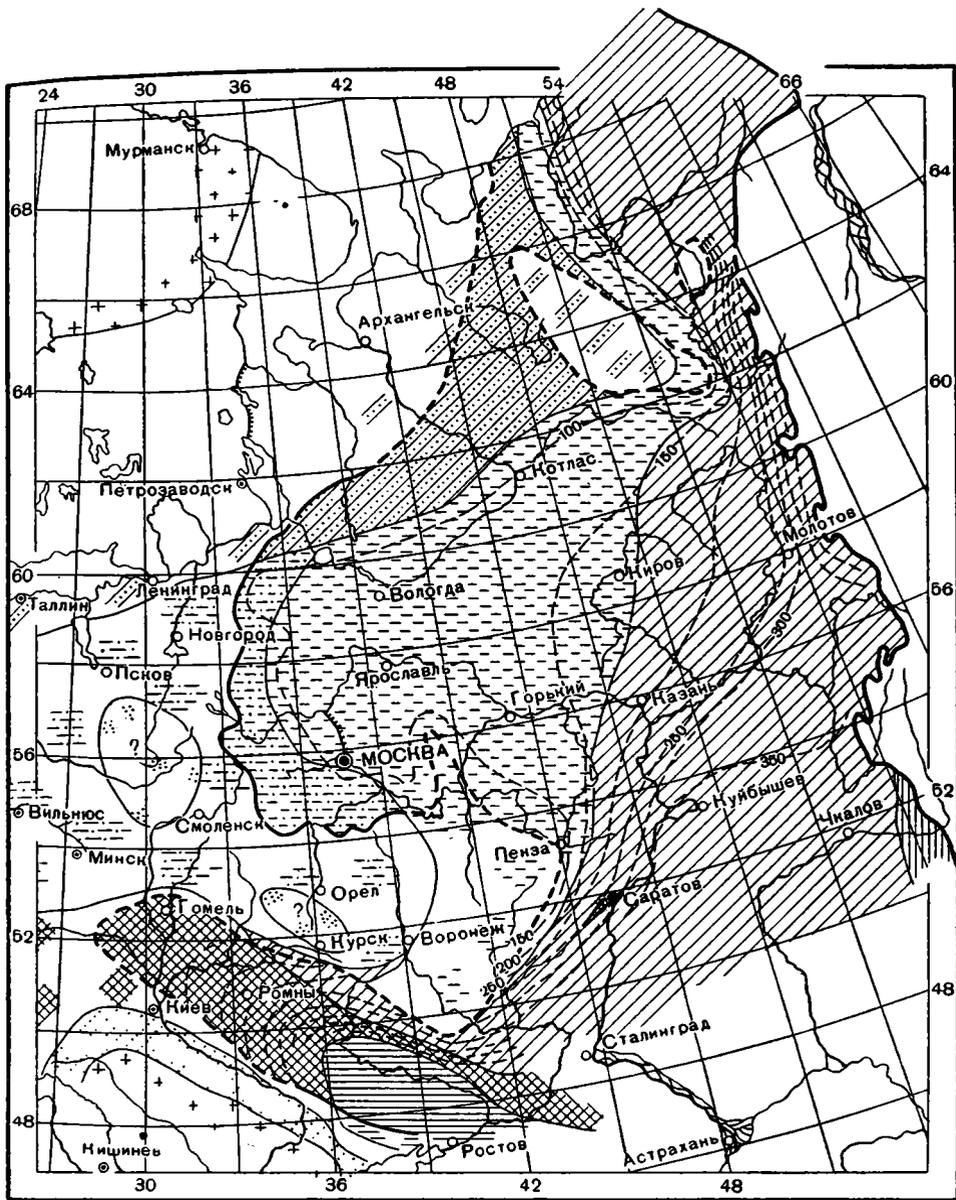
окрашенных терригенных пород, иногда содержащих прослой известняков и доломитов мощностью около 25 м («тагажемская свита»). Эта пестроокрашенная толща покрывается сахаровидными доломитами и известняками («девятинская свита») мощностью 12—18 м, сопоставляемыми с протвинской толщей других районов. Такой характер разреза явно указывает на близость к этому району в первую половину серпуховского времени области сноса.

Верхневизейские и намюрские отложения в области Донецкого бассейна сложены огромными (до 2000 м) толщами глинистых сланцев, среди которых совершенно подчиненное значение (единицы процентов) имеют слои известняков, углей и песчаников. Известняки, угли и песчаники обладают хорошей выдержанностью на площади и имеют исключительное значение для детальной стратиграфии и корреляции разрезов. Распространение угленосной формации в общем, вероятно, ограничено областью складчатого Донбасса. На юге осадки этой формации вплотную примыкают к борту Украинского массива; на севере и западе отложения донецкого типа замещаются породами другого характера; восточная же граница распространения угленосной формации пока не выяснена. Доказано, что донецкие складки, погружаясь, простираются значительно восточнее обнаженного Донбасса.

Фациальная изменчивость осадков на запад и север идет параллельно с уменьшением их мощности и заключается главным образом, в относительном увеличении роли карбонатных пород в разрезе (фиг. 13). Так, бурение в Ромнах показало, что визейские и намюрские отложения общей мощностью около 300 м сложены глинистыми сланцами и глинами, имеющими, как и в Донецком бассейне, темнопетную окраску. Разрез отличается от донецкого главным образом отсутствием углей и возрастанием содержания известняков, которые в верхней части разреза приобретают господствующее значение. Сходная картина наблюдается в Котельниках, где известняки составляют примерно 50% разреза. У северного борта Днепровско-Донецкой впадины, в области так называемого Воронежского карбона, верхневизейские и намюрские слои представлены карбонатными осадками, мало отличающимися от отложений Волго-Уральской области. Здесь, в районе Кантемировка, Валук, Новой Белой, выше угленосной и тульской свит залегают окские и серпуховские известняки общей мощностью до 330 м, которые только в нижней части содержат иногда прослой глин. Верхнюю часть этой толщи (около 60 м) В. Н. Тихий (1941) относит к нижнему намюру. Далее следуют более высокие горизонты намюра, также представленные известняками (мощностью около 130 м).

На западе Днепровско-Донецкой впадины (в Давыдовке) визейские отложения имеют еще значительную мощность (условно к визе здесь отнесено около 200 м). Представляющая их здесь темнопетная мергелисто-глинистая толща значительно беднее карбонатными породами, чем в Ромненском районе.

Верхний визе и намюр в близких к описанным для Днепровско-Донецкой впадины фациях встречены в Львовском прогибе. Во многих точках к востоку и северо-востоку от Львова были частично пройдены нижнекаменноугольные отложения. Максимальная мощность намюра и верхнего визе вскрыта в районе Сокаля (464 м). Нижняя часть вскрытого разреза сложена известняками и глинистыми сланцами, верхняя — глинистыми сланцами с прослоями алевритов и известняков и редкими слоями углей. Имеется указание на увеличение содержания известняков к краям прогиба, что, вероятно, связано не с относительным увеличением карбонатности пород в этом направлении, а с тем, что по окраине прогиба скважины непосредственно вошли в более низкие горизонты карбона, отличающиеся и в Сокале значительным содержанием известняков.



Фиг. 13. Карта фаций осадков конца нижнего карбона (серпуховская свита).

1 — области денудации; 2 — песчаные, спорадически развитые отложения; 3 — карбонатные породы (известняки и доломиты), подстилаемые песчано-глинистыми востровветными; 4 — известняки и глины; 5 — известняки с подчиненными слоями глины и мергелей; 6 — карбонатные породы (известняки и доломиты); 7 — угленосная формация Донбасса; 8 — глинистые темноцветные породы с прослоями известняков и песчаников; 9 — глинисто-кремнистые сланцы с прослоями известняков; 10 — отмели; 11 — граница современного распространения осадков серпуховской свиты; 12 — границы между фациями; 13 — изолинии мощности визейских и намюрских отложений.

Мощности отложений серпуховского времени были указаны выше, при рассмотрении различных фаций. Необходимо, однако, подчеркнуть некоторые общие закономерности в распределении мощностей, для чего удобнее пользоваться суммарной мощностью визейских (без угленосной свиты) и намюрских осадков. В западных районах Московской синеклизы, там, где серпуховская свита сохранилась полностью или почти полностью, мощность карбонатной толщи визе — намюр колеблется около 100 м, не превышая 125 м (район Тихвина). В восточной полосе платформы мощность этих осадков увеличивается сравнительно с Подмосковьем не менее, чем в 3—3.5 раза (300—350 м). Как происходит нарастание мощности, вследствие отсутствия данных в промежуточных частях Московской синеклизы, — точно неизвестно. Некоторый ответ на этот вопрос дает разрез в Вожгалах (район Кирова), где мощность рассматриваемых горизонтов достигает всего 170 м. Это дает основание полагать, что западнее Кирова мощность соответствующих осадков вряд ли превышает 150 м, а сравнительно резкое их нарастание происходит примерно к востоку от меридиана Кирова. Быстро увеличивается мощность также к востоку от Воронежской антеклизы.

На западном склоне Урала мощность визейских и намюрских осадков 300—500 м, достигая местами 600—700 м. На южном Урале, в зоне развития фаций сланцев и гонититовых известняков (бассейн Сакмары), мощность визе и намюра доходит до 1500—2000 м. О мощности рассматриваемых осадков в области Донецкого бассейна было сказано выше.

Характер выделенных фациальных зон и их распространение показывают, что верхневизейское время было моментом максимальной трансгрессии моря в нижнем карбоне. В указанное время широкого развития достигают карбонатные фации, тогда как терригенные концентрируются главным образом в южной части платформы (Днепровско-Донецкая впадина с Донбассом, Львовская мульда).

Прослеживая изменение фаций в области Московской синеклизы, можно видеть, что для первой половины серпуховского времени красочные терригенные осадки намечают северо-западный край морского бассейна. Некоторый принос глинистого материала по южному и юго-западному краю синеклизы наблюдается в породах середины серпуховского времени (стешевская толща). Принос сюда глинистого материала, возможно, был связан с отемлями, существовавшими непродолжительное время на западе и юге. Конец серпуховского времени характеризуется карбонатными отложениями на всем пространстве от Урала до выходов этих пород по окраинам Московской синеклизы. Единообразие осадков и фаунистического комплекса свидетельствует о значительной трансгрессии моря и о максимальной снивелированности ландшафта Русской платформы. Все эти моменты, а также сходство осадков верхнего визе по южному крылу Подмосковского бассейна и в области северного края Днепровско-Донецкой впадины приводят нас к выводу о том, что и Воронежская и Белорусская антеклизы были покрыты морем, в котором отлагались карбонатные осадки. Таким образом, обширность трансгрессии в серпуховском веке служит причиной того, что анализ фаций почти не дает оснований для выявления положительных структур платформы. Тем не менее, как это было показано выше, сопоставление мощностей отчетливо свидетельствует об активном прогибании меридиональной полосы на востоке платформы (Восточно-русская впадина А. Д. Архангельского). Широтная структура Волго-Уральского свода была настолько погружена, что не нарушала единства этого меридионального прогиба.

С л о и с о *Staffella antiqua*. Слои со *Staffella antiqua* были впервые выделены на Русской платформе Д. М. Раузер-Черноусовой (1934) при изучении разреза карбона Самарской Луки. Здесь, выше серпуховских

слоев залегают толща мощностью 60—70 м, состоящая из светлых, нередко брекчиевидных известняков, в изобилии содержащих *Staffella antiqua* при отсутствии среднекаменноугольных фузулинид. В верхней части толщи и в ее основании нередко встречаются следы перерыва, особенно значительные у границы со средним карбоном. В пределах Самарской Луки (Сызранский нефтепромисел), в связи с эрозионными процессами, происходившими на границе нижнего и среднего карбона, мощность рассматриваемого горизонта иногда резко колеблется, снижаясь до нескольких метров. Слои со *Staffella antiqua* соответствуют верхней части намюрского яруса. Однако следует указать, что до сих пор нет полного единообразия в понимании возраста этого горизонта, и некоторые исследователи (Бархатова) продолжают относить его к среднему карбону.

В Волго-Уральской области известняки со *Staffella antiqua* выделяют во всех районах, где вскрыт контакт между нижним и средним карбоном (Самарская Лука, Саратов, Бугуруслан, Туймазы, Шугурово, Устье Ижа и др.). Исключением в этом отношении является район Булдыря (Татарская АССР), где верейские отложения ложатся непосредственно на серпуховские слои, о чем более подробно будет сказано ниже.

На западном склоне Среднего и Южного Урала намюрские отложения пока еще не выделены и обычно рассматриваются здесь вместе с верхневизейскими (И. И. Горский). Наличие здесь, вероятно в полном объеме, намюрского яруса подтверждается отсутствием перерыва между средним и нижним карбоном и постепенной сменой фауны. Отметим, что некоторые исследователи (Д. В. Наливкин) частично относят к намюру башкирские слои, выделяемые на западном склоне Южного Урала и в прилегающих к нему частях Приуралья. Еще далее к югу полное развитие намюрского яруса установлено на основании гониатитовой фауны (Либрович, 1947) среди мощной толщи каменноугольных сланцев и известняков между рр. Уралом и Сакмарой.

Намюрские осадки хорошо известны в области Большого Донбасса. Полный разрез их установлен А. П. Ротом в собственно Донецком бассейне, где они слагают значительную часть угленосной формации. Хорошо известен также намюр по северному борту Днепровско-Донецкой впадины (Кантемировка, Валуйки, Новая Белая) и в Ромнах (Тихий, 1941₂), где он представлен преимущественно известняками.

В Львовской впадине намюрские отложения, сложенные глинистыми сланцами с прослоями известняков, установлены бурением под осадками среднего карбона в районе Стоянова и Злочева. Можно полагать, что отложения S_2 повсеместно подстилаются намюром и в более погруженных частях Львовско-Балтийской (Польско-Германской) впадины.

Отсутствие отложений, соответствующих по возрасту слоям со *Staffella antiqua* в центральных и западных частях Московской синеклизы, а также характер известняков, слагающих эти отложения в Волго-Уральской области (многочисленные горизонты размыта и выщелачивания, брекчиевидность известняков, сохранность фауны и т. д.), свидетельствуют о том, что морской бассейн верхнего намюра имел, сравнительно с бассейнами более ранних периодов карбона, ограниченные размеры. Он располагался в наиболее интенсивно прогибавшихся областях платформы. Однако фактическая граница распространения отложений рассматриваемого времени, фиксируемая под осадками среднего карбона, далеко не соответствует границам этого бассейна. Это объясняется тем, что на некоторых площадях слои со *Staffella antiqua* были уничтожены эрозией в доверейское время. В подтверждение сказанного можно привести данные по Вожгальскому разрезу. Д. М. Раузер-Черноусова, изучавшая карбон этого разреза, пришла к выводу, что отложения со *Staffella antiqua* в данном разрезе нет. Все же, в основании верейского горизонта

(средний карбон) найдена перемытая и окатанная микрофауна, изучение которой приводит этого исследователя к выводу, что слои верхнего намюра здесь существовали, но были размыты до начала верейской трансгрессии.

2. Средний карбон

Среднекаменноугольные отложения подробно изучены и расчленены во многих областях платформы, Урала и в Донецком бассейне. Однако сопоставление разрезов различных районов нередко затруднительно. Особенно это касается нижних горизонтов этого отдела.

Наиболее полно средний карбон представлен в Донецком бассейне, где, согласно работам А. П. Ротая, он подразделяется на два яруса: нижний — каяльский и верхний — московский. Каяльский ярус характеризуется еще полным отсутствием рода *Fusulina* и развитием *Fusulinella primitiva* и *Orbis struvei*. В низах яруса встречается *Staffella antiqua*, переходящая сюда из намюра. Развиты хориститы древнего облика, тогда как хориститы мячковского типа отсутствуют. Характерно развитие *Esteria dawsoni*, а также родов *Carbonicola* и *Najadites*. Московский ярус характеризуется развитием хористит мячковского и самарского типов, а также фузулин.

В центральных областях платформы, в частности в Подмосковном бассейне, каяльский ярус отсутствует, московский же выражен в полном объеме. Таким образом, ошибочно отождествлять, как это нередко делают, московский ярус Подмосковного бассейна со всем средним отделом каменноугольной системы, тогда как он представляет лишь часть этого отдела.

На востоке платформы разрез среднего карбона нередко представлен более полно, чем в Подмосковье, и здесь во многих районах удастся выделить осадки, синхроничные каяльскому ярусу Донбасса.

А. Г р а н и ц а н и ж н е г о и с р е д н е г о к а р б о н а. На границе нижнего и среднего карбона Русская платформа вновь испытала значительное поднятие, в результате которого море оставило большую часть ее, подвергшуюся денудации в течение верхнего намюра и начале среднего карбона. В результате ранее отложившиеся осадочные толщи были срезаны тем больше, чем выше была та или иная область платформы. Это легко можно видеть, если проследить геологический возраст отложений, подстилающих московский ярус. Осадки последнего ложатся с эрозионным несогласием на породы самого различного возраста, начиная от каяльских и верхненамюрских и кончая докембрийскими. Переход с более молодых отложений на более древние совершается вполне закономерно, отражая структурные особенности платформы, определявшие собою ее рельеф на границе нижнего и среднего карбона. Это легко можно видеть на геологической карте, составленной по подошве верейского горизонта (фиг.14). На западном склоне Урала и в примыкающей к нему меридиональной полосе платформы, а также в области Днепровско-Донецкой впадины среднекаменноугольные отложения, включающие в себя нередко и каяльский ярус, подстилаются верхними горизонтами намюра. Это свидетельствует о том, что перечисленные регионы представляли собой максимально прогнутые участки платформы.

В центральных частях Московской синеклизы залегание московского яруса среднего карбона на известняках серпуховской свиты доказано рядом глубоких буровых скважин (Максатиха, Москва, Вожгалы и др.). Многочисленны фактические данные о залегании под верейскими слоями серпуховских отложений также и в южном крыле собственно Подмосковного бассейна (между Рязанью и Серпуховым). Те же соотношения установлены по западному крылу бассейна (от района верхней Волги до Тихвинского района) и в Андомо-Вытегорском районе.

В Донецком бассейне и на значительных площадях Днепровско-Донецкой впадины средний карбон, как уже говорилось, залегает согласно на намюрских отложениях.

Необходимо сказать несколько слов о тех соображениях, которые были положены в основу при составлении палеогеологической карты доверейского денудационного среза (фиг. 14) для участков, где верейские осадки не сохранились и таким образом не осталось прямых фактических данных для обоснования этой карты. Балтийский щит как положительная структура существовал в течение всего нижнего карбона, что доказываетсся фациальной изменчивостью отложений различных горизонтов этого времени. Тем более есть все основания считать, что в период общего поднятия на границе нижнего и среднего карбона Балтийский щит являлся господствующей возвышенностью Русской платформы. Широко известные данные о том, что по восточному склону этого массива средний карбон залегает на девоне, а иногда и непосредственно на докембрии, подтверждают это заключение. Существование Белорусского массива в верейское время, как это будет показано ниже, обосновано фациальными изменениями осадков; тем более он должен был существовать в качестве поднятого участка в предшествующую эпоху поднятия. Существование в рассматриваемое время Воронежской антеклизы как области положительного рельефа не вызывает никаких сомнений, поскольку это доказано переходом верейских отложений по северному склону данного массива на все более древние слои, вплоть до девонских.

Западная часть Украинского массива, и, очевидно, расположенная к югу от него область были в карбоне, в частности в среднем карбоне, основными источниками сноса для Днепровско-Донецкой впадины и Донецкого бассейна. Таким образом, нет надобности в каких-либо дополнительных обоснованиях существования этого массива. Отметим, что к югу нижнекаменноугольная трансгрессия заходила несравненно дальше девонской, и по северному борту Украинского массива к началу среднего карбона девон, вероятно, не был еще обнажен. Наличие в рассматриваемое время карбона в Припятском прогибе несомненно, так как до настоящего времени он сохранился кое-где в этой области (Семигощи, Давыдовка). Можно также предположить, что нижний карбон не был полностью денудирован в Брянско-Рославльской седловине и, повидимому, частично сохранился в Латвийском прогибе.

Таким образом, расположение крупных положительных структур на площади Русской платформы на границе нижнего и среднего карбона в значительной степени совпадает с их конфигурацией в начале визейского времени (см. фиг. 9). Соотношение Московской синеклизы и Восточно-Русской впадины продолжает также существовать в том виде, как это намечилось для нижнего карбона. Волго-Уральский свод, как и в довизейское время, обнаруживается благодаря более глубокой эродированности некоторых участков (например, в районе Чистополя, где под средним карбоном отсутствуют слои со *Staffella antiqua*).

Вслед за общим поднятием Русской платформы на границе нижнего и среднего карбона наступило новое погружение, параллельно с которым вновь началось накопление осадка на площадях, перед этим подвергавшихся размыву. Как и в визейское время, этот новый цикл осадконакопления начался аккумуляцией преимущественно обломочных пород, которые затем сменились карбонатными осадками.

Б. К а л ь с к и й я р у с. Не вдаваясь в подробное рассмотрение отложений каяльского яруса Донецкого бассейна, где он входит в состав угленосной формации, необходимо остановиться на отложениях, синхроничных каяльским и известным в настоящее время в восточных областях платформы.

В районе Саратова установлено, что залегающие выше слоев со *Staf-fella antiqua* осадки среднего карбона начинаются пачкой зеленоватосерых глин, известняков и песчаников мощностью 8—12 м. Выше залегает толща серых и темносерых алевритисто-глинистых пород мощностью 70—100 м, содержащих в изобилии хорошо сохранившиеся растительные остатки, а иногда даже тонкие прослой угля. Исследования флоры, отличающейся многообразием видов, показали ее аналогичность с каяльской флорой Донецкого бассейна. Выше по разрезу залегают карбонатные и терригенные породы верейского горизонта.

Таким образом, рассмотренные отложения как по положению в разрезе (между верхними горизонтами намюра и основанием московского яруса), так и по флоре, должны быть сопоставлены с осадками каяльского яруса.⁵

В настоящее время накопилось довольно много данных, позволяющих уточнить площадь распространения каяльской алевритово-глинистой темноцветной толщи. На юге от Саратова она имеет, очевидно, сплошное распространение и фациально переходит в отложения донецкой угленосной формации. Подтверждением этому служат скважины в Арчеде (район Доно-Медведицких дислокаций; Васильев и др., 1947) и в Котельникове (Тихий).⁶

К северу от района Саратова и Вольска с приближением к Самарской Луке каяльские отложения выклиниваются. Например, в пределах Сызранского района они развиты лишь в руслообразном углублении, образованном доверейской эрозией в намюрских известняках, выклиниваясь по мере выравнивания фундамента. В других районах, расположенных в пределах Волго-Уральского свода, рассматриваемые отложения неизвестны.

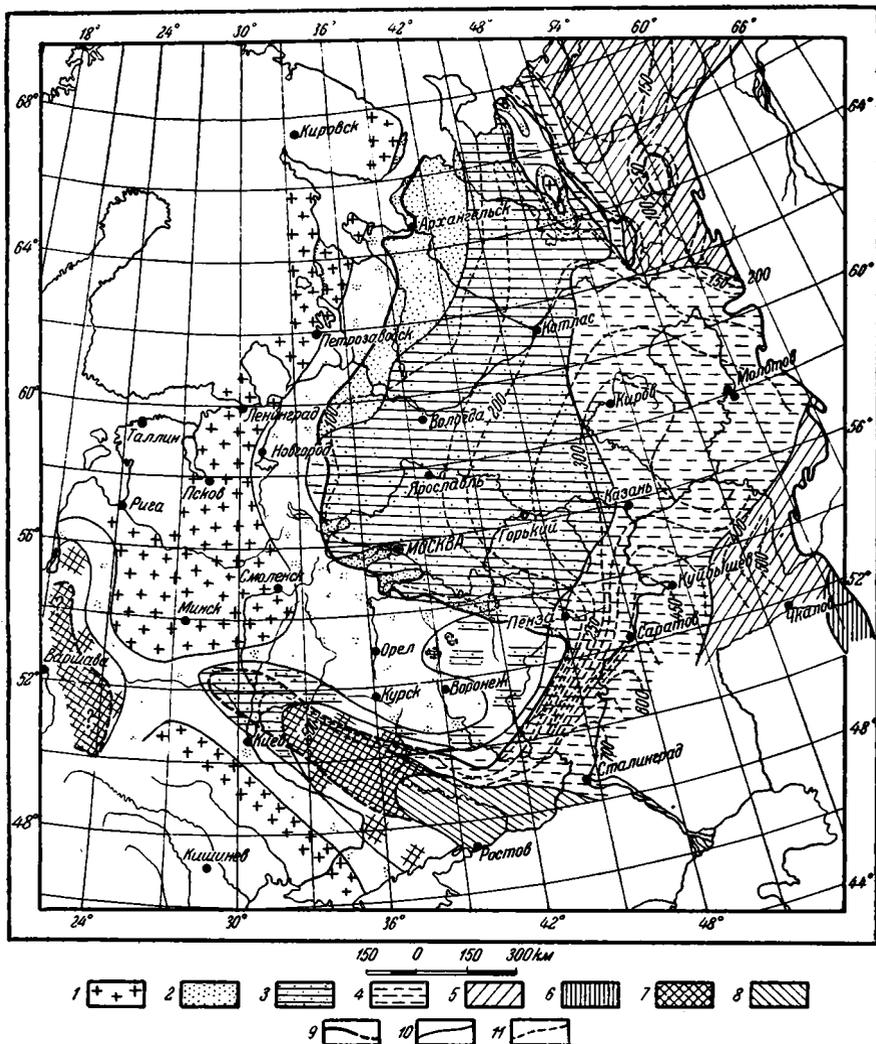
Западной границей развития пород каяльского яруса является борт Воронежского массива. Так, в районе Иссы (к северо-западу от Пензы) эта толща была обнаружена лишь в двух точках, причем мощность ее едва достигала 10—14 м.

Все сказанное выше о темноцветной толще основания среднего карбона приводит к выводу, что распространение ее на запад и север отчетливо контролируется Воронежским массивом и Волго-Уральским сводом. Необходимо указать, что вопрос о том, имеются ли в более северных районах востока платформы и западного склона Урала возрастные аналоги каяльских отложений, пока не выяснен. Вероятнее всего этим отложениям отчасти соответствуют башкирские слои.

В. Московский ярус. На обширных пространствах платформы среднекаменноугольные отложения представлены только осадками московского яруса, который начинается обычно толщей терригенных отложений (верейский горизонт), сменяющихся выше карбонатными породами (каширский, подольский, мячковский и ведекинделиновый горизонты). Так как верейские отложения представляются со стороны фациальной изменчивости наиболее интересными, мы остановимся на них несколько более подробно.

⁵ Необходимо указать, что обычно каяльские отложения, встреченные в Саратовском и некоторых других районах Волго-Уральской области, присоединяют к верейским.

⁶ Буровая скважина на ст. Котельниково встретила сразу под мезозоем нижние горизонты среднего карбона, общая неполная мощность которого достигает всего около 100 м. Эта толща состоит из алевритисто-глинистых пород, аргиллитов и алевролитов темной окраски. Встречаются растительные остатки и углистые прослойки. В средней и верхней частях толщи наблюдаются слои известняков. Отмечается присутствие сидерита. Алевролиты составляют всего 3—4% от всех пород; на долю известняков падает немногим больше (около 6%). Исходя из положения этой толщи в разрезе (над отложениями намюра), можно думать, что она древнее верейского горизонта и относится не к московскому, а к каяльскому ярусу среднего карбона.



Фиг. 15. Карта фаций осадков верейского времени.

1 — области денудация; 2 — красноцветные, преимущественно песчаные породы (континентальные); 3 — песчано-глинистые, преимущественно красноцветные породы с прослоями известняков (прибрежно-морские); 4 — песчано-глинистые, преимущественно серые породы с прослоями известняков (морские); 5 — карбонатные (известняки и доломиты) породы; 6 — глинисто-кремнистые сланцы с прослоями известняков; 7 — песчано-глинистые темноцветные породы; 8 — угленосная формация Донбасса; 9 — граница современного распространения среднего карбона; 10 — границы между фациями; 11 — изолинии мощности среднекаменноугольных отложений.

Верейский горизонт. Отложения верейского горизонта фациально чрезвычайно разнообразны. Имеются все переходы от морских карбонатных осадков к красным косослоистым пескам, образовавшимся на континенте в условиях сухого и жаркого климата (фиг. 15).

Фациальная изменчивость осадков в области Южного Урала и примыкающих частей платформы является важнейшим звеном в понимании физико-географических условий этого времени.

На Южном Урале (бассейн рр. Сакмары и Урала) средний карбон (в том числе и отложения синхронные верейским) сложен флишевыми

осадками большой мощности (до 1300—1400 м). Областью сноса для них служили поднятия, появившиеся вследствие положительных движений в центральных частях Уральской геосинклинали. Таким образом, зона накопления флишевых осадков, расположенная между поднимавшимися горными цепями и платформой, должна быть отнесена к области Уральского краевого прогиба. Вероятнее всего, в рассматриваемое время этот краевой прогиб не был равномерно развит вдоль всего Урала. Однако можно полагать, что интенсивно погружающиеся участки, аналогичные южно-уральскому, существовали и в других местах, но накопившиеся здесь осадки не везде сохранились. Флишевые отложения западного склона Южного Урала на север и запад, по имеющимся данным, уже на коротких расстояниях значительно (в 3—5 раз) сокращаются в мощности и сменяются толщей карбонатных пород, характеризующих собой уже платформенные области. Прослеживая изменения карбонатных фаций далее на запад (Ишимбаево, Бугуруслан, Яблоновый овраг, Сызрань), можно убедиться в том, что они в этом направлении постепенно все более и более обогащаются мергелями, глинами и песчаниками. Естественно, что терригенный материал попадал сюда уже не с востока (с Урала), а с западных поднятых частей платформы. Кроме того, отложения того же характера развиты в области среднего и нижнего Поволжья (Саратов — Сталинград).

Среди верейских карбонатно-терригенных осадков можно условно выделить две фациальные зоны, из которых одна сложена песчано-глинистыми породами, преимущественно серой окраски, и содержит значительное количество известняков и доломитов, а вторая отличается преобладанием красных и пестрых пород и сравнительно небольшим развитием карбонатных отложений.

Для первой из этих фациальных зон характерны разрезы западного склона Центрального Урала (Мартьяново, Чусовая, Кизел, Краснокамск и некоторые другие), сложенные карбонатными породами (около 50%), переслаивающимися с глинами и мергелями. Районы Вожгал и Булдырь, расположенные значительно западнее, имеют много признаков соседней фациальной зоны (появление песчаных пород, подчиненное значение карбонатных отложений, развитие красной окраски в некоторых частях разреза верейского горизонта и т. д.) и отнесены к рассматриваемой зоне в значительной степени условно. Примерно таков же разрез на Шугуровском поднятии. Весьма возможно, что проникновение песчаных отложений так далеко на восток, а также значительное развитие красных пород должны быть поставлены в связь с существованием положительного рельефа в области Волго-Уральского свода. Интересен также в этом отношении и Туймазинский район, на северных участках которого среди глинистых и песчаных известняков и доломитов появляются прослойки глин и песков, отсутствующие на юге района. Мощность верейского горизонта в этой области колеблется от 30—40 м (Шугурово, Булдырь) до 65 м (Вожгалы).

Далее на запад рассмотренные отложения постепенно сменяются осадками второй фациальной зоны (терригенные, преимущественно красные отложения с подчиненными прослоями карбонатных пород). Наиболее характерно отложения этого типа выражены в западной части Московской синеклизы, где они представлены преимущественно глинами, среди которых только изредка встречаются прослойки известняков с морской фауной. Слои песков встречаются обычно в нижней части разреза. Мощность этих отложений колеблется от 10 до 20—30 м. Такой характер имеют верейские отложения в районе Москвы, на севере Окско-Днипровского вала, на Верхней Волге, в Максатихе, Верхних Порогах и в других районах. Вопрос об условиях накопления этих осадков неоднократно освещался

в литературе. Есть все основания считать, что глины, а тем более известняки отлагались в прибрежной морской зоне ниже уровня моря, причем, вероятно, во многих случаях глины представляют образования подводных частей дельт.

По окраинам Московской синеклизы (Малоярославец, Серпухов, Кашира, юг Окско-Цнинского вала) отчетливо прослеживается и дальнейший ход фациальных изменений верейских отложений. Они представлены здесь красноцветными косослоистыми песчаниками континентального облика с подчиненными прослоями глин, а в верхней части и единичными пропластками известняков. Мощность верейского горизонта в этой зоне колеблется от 8 до 17 м, и лишь на юге Окско-Цнинского вала она достигает 50—60 м. Пески составляют не менее 50% от всех пород, а нередко и значительно больше.

Второй областью распространения фации красноцветных континентальных осадков является северо-западная окраина Подмосковного бассейна (район Тихвина) и восточный склон Балтийского щита. В районе Тихвина, весьма подробно изученном С. Г. Вишняковым (1934), верейский горизонт мощностью от 3 до 18 м сложен в нижней части песками (до 8 м), в верхней — глинами. Среди терригенных пород залегает несколько прослоев брекчиевидных доломитов, которые, по мнению С. Г. Вишнякова, образовались химическим или бактериологическим путем в водоемах озерного или лагунного типа. Минералогический состав песков (обогаченность апатитовыми зернами) приводит этого автора к выводу, что обломочный материал сносился с Балтийского щита.

Севернее Тихвина в Андомо-Вытегорском районе, а также в Няндоме среднекаменноугольные отложения, как правило, сложены карбонатными породами, в основании со слоем известнякового конгломерата, который налегает на выветрелую поверхность нижнекаменноугольных известняков. В некоторых случаях между этим конгломератом, содержащим фауну среднего карбона, и известняками нижнего отдела системы залегают глины пестрой окраски с обломками известняков мощностью 5—6 м (белоручейская свита Бархатовой, 1934). Данные В. П. Барахтовой свидетельствуют о том, что известняковый конгломерат вряд ли старше каширского горизонта, так как в вышележащих известняках обнаружена фауна мячковского типа. Таким образом, верейские осадки в этом районе или совершенно отсутствуют, или, возможно, выражены маломощной пачкой пестрых глин (белоручейская свита). Это дает основание считать, что рассматриваемый район являлся областью, через которую транспортировался в верейское время обломочный материал, и осадки этого времени могут быть распространены здесь только спорадически.

Рассмотренные красноцветные, преимущественно песчаные осадки, окаймляющие Воронежскую антеклизу и склоны Балтийского щита, вероятнее всего являются отложениями дельт, причем главным образом надводной их части (Швецов, 1938). Было бы ошибочно думать, что в пределах выделенной зоны континентальных отложений осадки имели повсеместное распространение. Они, вероятно, были развиты, по речным долинам, и лишь вдоль низких берегов моря широкие дельты рек, сливаясь друг с другом, создавали на больших площадях непрерывный осадочный покров, как, например, по южному крылу Подмосковного бассейна. Площадное развитие осадков на юге заставляет некоторых исследователей искать области сноса для Подмосковного бассейна в верейское время так же на юге. Так, на карте «фаций начала среднего карбона», составленной В. В. Белоусовым (1944), в качестве области, откуда приносился обломочный материал в южную часть Подмосковного бассейна, показан Воронежский массив. Это толкование должно быть отвергнуто, так как Воронежский массив был к началу среднего карбона нацело или почти нацело перекрыт

карбонатными осадками и не мог дать того огромного количества песчаного кварцево-полевощпатового материала, которым характеризуется верейский горизонт Подмосковья. Неверно и мнение М. С. Швецова (1938), который считает, что основным источником обломочного материала для Московского бассейна был Украинский массив. Совершенно естественно, что Донецкий бассейн и Днепровско-Донецкая впадина, активно прогибаясь, поглощали весь обломочный материал, поступавший с расположенной на юге возвышенности.

Таким образом, областью сноса в верейское время для Московской синеклизы могли быть Балтийский щит и Белорусский массив. Балтийский щит был в это время господствующей возвышенностью, и здесь находились верховья значительного числа рек. Одни из них имели более или менее прямолинейное русло и, спускаясь с восточного склона Балтийской возвышенности, вероятно, сразу впадали в море. Другие, более мощные реки несли обломочный материал на юг. Протекая через область Белорусского массива, они захватывали еще некоторое дополнительное количество обломочных частиц. Затем, повернув на восток, эти реки уже в нижнем своем течении попадали в область Воронежского массива. Последний представлял собой низменность, расположенную между двумя огромными морскими заливами — Московским и Днепровско-Донецким, и являвшуюся ареной накопления осадков низовьев крупных рек и их дельт.

Изложенному, казалось бы противоречит то, что минералогический состав верейских и угленосных (C_1) отложений, для которых снос Балтийского щита доказан, имеет существенные различия. Угленосные осадки платформы отличаются мономинеральностью (около 95% кварца), в то время как верейские пески, обильно насыщенные полевыми шпатами и слюдой, имеют характер аркозовых. Однако это различие легко объяснить, если сравнить палеогеографическую обстановку угленосного и верейского времени (фиг. 10 и 15). Область накопления осадков в угленосное время была значительно уже, чем в верейское, и не распространялась так далеко на север и северо-запад. Таким образом, в угленосное время на западе, северо-западе и севере подвергавшиеся размыву берега были на огромных пространствах покрыты девонскими песчано-глинистыми отложениями, которые и явились исходным материалом для угленосных осадков. В верейскую же эпоху девонские породы были на значительных площадях уже уничтожены эрозией, обнажившей докембрийские породы. Кроме того, и это наиболее существенно, море, продвинувшись к северу и северо-западу, перекрыло занятую девоном площадь и, таким образом, берега его были сложены в основном кристаллическими породами. Отсюда различие в минералогическом составе угленосных и верейских осадков, при одних и тех же областях сноса, объясняется, с одной стороны, конфигурацией морского бассейна, с другой — тем, что эрозия развивалась на различных срезах.

Весьма интересны также изменения фаций в пределах Днепровско-Донецкой впадины и Донбасса. Эти изменения хорошо прослеживаются как в западном направлении по простиранию впадины по мере поднятия ее оси, так и к северу от Донецкого бассейна в направлении борта Воронежской антеклизы. Так, своеобразная угленосная формация Донбасса, отличающаяся большой мощностью осадков (мощность C_2 колеблется от 1700 м на западе до 4700 м на востоке бассейна), переходит на западе (Ромны) в толщу глинистых сланцев и песчаников, практически лишенных углей. Относительное количество песчаных пород в Ромнах по сравнению с Донецким бассейном сильно возрастает, составляя более 50% всей толщи. В верхней части разреза появляются тонкие прослои известняков. Мощность среднего карбона в Ромнах 500—550 м.

Если осадки Ромен еще во много сходны с Донецкими, то дальше на запад сходство это утрачивается все более и более. Так, в Давыдовке средний карбон представлен пестроцветными глинами и песчаниками мощностью всего 90 м. Отнесение этой толщи, характеризующейся каменноугольными спорами, к среднему, а не к нижнему карбону основано на следующих соображениях. Во-первых, она, в отличие от нижележащих пород нижнего карбона, обладает пестрой окраской, которая не свойственна не только нижнему карбону Днепровско-Донецкой впадины, но, как правило, вообще нижнему карбону платформы. Во-вторых, если разбираемую толщу причислить к нижнему карбону, то общая мощность последнего в Давыдовской скважине будет превышать мощность тех же отложений в районе Ромен, что весьма мало вероятно, так как Ромны расположены в более погруженной части синеклизы.

Объяснить присутствие в районе Давыдовки осадков среднего карбона можно только допустив существование в карбоне вдоль р. Припяти глубокого широтного прогиба, отделяющего Украинский массив от Белорусского.

На север от Донецкого бассейна характер среднекаменноугольных осадков также изменяется. Так, в направлении к борту Воронежского массива, наряду с падением мощности, постепенно, но значительно увеличивается количество карбонатных пород (хутор Благовещенский, Кантемировский участок). Общий облик нижней части S_2 здесь более всего напоминает фации, развитые в Саратовско-Сызранском районе.

Исходя из того, что осадки среднего карбона Донецкого бассейна на юг, к борту Азово-Подольского массива, не утрачивают своей мощности и не испытывают сколько-нибудь определенных фациальных изменений, можно думать, что в Приазовской части этот массив был погружен. Вероятно обломочный материал, питавший Донецкий бассейн, поступал не только с Подольской возвышенности, но и с горных сооружений, находившихся к югу от нее.

Хотя наличие среднего карбона в погруженных частях Львовско-Балтийского прогиба не доказано еще фактами, однако он, несомненно, там существует. Берегами для расположенного здесь в среднем карбоне бассейна служили Балтийский щит, Белорусский и Азово-Подольский массивы. Через Припятский прогиб могла осуществляться связь между Польско-Германским и Днепровско-Донецким бассейнами.

Каширский, подольский, мячковский и ведкиинделеновый горизонты. Отложения московского яруса, залегающие выше верейского горизонта, представлены на Русской платформе главным образом карбонатными породами. Исключение в этом отношении представляет область Донецкого бассейна.

На востоке платформы лишь в основании каширского горизонта наблюдается обогащение пород терригенным материалом. Это выражается присутствием прослоев мергелей и глин серой и зеленовато-серой окраски. По мере продвижения на запад отложения этого горизонта все более обогащаются глинистыми породами, и в области Подмосковного бассейна он содержит довольно мощные (по нескольку метров) прослои мергелей и глин, обычно красной окраски. Мергелистые и глинистые прослои, как правило, менее мощные, появляются нередко и в вышележащих отложениях среднего карбона. В южном крыле бассейна, между Подольском и Рязанью, отложения каширского и подольского горизонтов особенно обогащены прослоями глин, что наметает зависимость фациальной изменчивости от Воронежской антеклизы.

Необходимо также отметить, что на склонах Балтийского щита красноцветные обломочные толщи продолжали отлагаться и тогда.

когда в области Московской синеклизы формировались уже карбонатные осадки.

Отложения рассматриваемых горизонтов среднего карбона в области Днепровско-Донецкой впадины и Донбасса были охарактеризованы выше (стр. 77—78), попутно с верейскими осадками, а поэтому здесь мы их касаться не будем.

Изменения суммарной мощности среднего карбона на территории Русской платформы весьма показательны. В западной части Московской синеклизы полная мощность S_2 колеблется от 100 до 190 м, причем максимальных значений она достигает в области Окско-Цнинского вала. К бортам синеклизы мощность уменьшается вследствие срезания мезозоем все более глубоких горизонтов карбона.

По восточному краю Балтийского щита и на Тимане мощность отложений рассматриваемого отдела карбона не превышает 100 м. Однако, исходя из соотношения фаций, можно предположить, что в промежуточной области в связи с начавшимся прогибанием мощность осадков увеличивается.

В направлении на восток мощность среднекаменноугольных отложений постепенно возрастает и в восточной полосе платформы она колеблется от 300 до 500 м и более. Однако эта восточная, примыкающая к Уралу область в отношении распределения мощностей не однородна. Так, к югу, примерно от широты Туймазов, мощность среднего карбона не ниже 375—400 м (Бугуруслан, Саратов), достигая нередко 500 м и более (Самарская Лука, Ишимбаево). Южнее рассматриваемые отложения утолщаются еще значительно, достигая в Арчеде (Доно-Медведицкие дислокации) 770 м. К северу от широты Туймазов мощность среднего карбона колеблется от 300 до 340 м (Татарская АССР, Вожгалы, Краснокамск). Примерно такие же мощности (не менее 250 м) установлены в районах Чусовой и Кизела.

Огромной мощностью отличается средний карбон Донецкого бассейна (до 3500—4000 м). К северу (к борту Воронежской антеклизы) и к западу мощность его снижается, — в Ромнах до 570 м, а в Давыдовке до 90 м.

Таким образом, установленные для нижнего карбона соотношения мощностей с некоторыми изменениями могут быть распространены и на средний карбон.

3. Верхний карбон

Отложения верхнего карбона чрезвычайно тесно связаны с пермскими, и граница между пермской и каменноугольной системами всегда вызывала в геологической литературе много споров. После работ Д. М. Раузер-Черноусовой большинство исследований относит в пределах Русской платформы к верхнему карбону тритицитовый, псевдофузулиновый и швагерининовый горизонты, причисляя лежащие выше отложения к нижней перми.

В области западного склона Урала в верхнекаменноугольное время развивается передовой прогиб, в пределах которого накапливаются терригенные флишевые отложения. Они хорошо известны на Южном Урале и в области Уфимского амфитеатра, откуда прослеживаются вплоть до Чусовского района. Севернее, в Кизеловском районе верхний карбон представлен карбонатными осадками мощностью 400—600 м.

В пределах платформы отложения верхнего карбона представлены карбонатными породами, нередко содержащими прослой и включения гипса и ангидрита. Только в западных частях Московской синеклизы (Окско-Цнинский вал, Москва, районы Ярославля, Калинин, Вологды, Андомы) среди верхнекаменноугольных известняков и доломитов появляются горизонты пестрых глин и мергелей. В то же время вдоль

восточного края Балтийского щита верхний карбон выражен карбонатными осадками, хотя и несущими следы мелководья, но не содержащими сколько-нибудь значительных прослоев терригенных пород.

Мощность верхнего карбона подвержена значительно меньшим колебаниям, чем мощность среднего и нижнего отделов этой системы. Так, в восточных областях платформы (Киров, Краснокамск, Волго-Уральская область) мощность S_3 изменяется от 200 до 250 м, снижаясь в районе Туймазов до 150—160 м. Сравнительно малая мощность верхнего карбона в западной части Самарской Луки (130 м) и в области Доно-Медведицких дислокаций (немногие метры) связана с неполнотой разреза вследствие денудации верхних горизонтов S_3 .

В северной части Окско-Цнинского вала (Непейцыно) верхний карбон имеет почти такую же мощность, как и на востоке платформы. Уменьшение мощности к югу объясняется постепенным срезанием верхних горизонтов карбона к краям синеклизы.

В северных областях платформы мощность верхнего карбона заметно уменьшается, несмотря на стратиграфическую полноту разреза. Так, на р. Онеге, в районе Нядомы, на рр. Емце и Пинеге, по данным В. П. Бархатовой и Я. Т. Богачева, верхний карбон представлен всеми своими горизонтами до швагеринского включительно. Однако мощность его, установленная скважиной в Нядоме, равна 170 м. Севернее, в бассейне р. Емцы Я. Т. Богачев определяет ее в 80 м, а на р. Пинеге она равна всего 50—60 м.

Мощные терригенные осадки, отлагавшиеся в предыдущие эпохи в области Донецкого бассейна, продолжают накапливаться здесь и в верхнем карбоне. Тем не менее они приобретают несколько иной характер. В связи с изменением климатических условий произошло резкое обеднение флоры, что привело к почти полному прекращению угленакопления. Очевидно, в результате изменения климата породы верхнего карбона отличаются пестрой, нередко красной, окраской, что особенно свойственно западным районам бассейна. В отложениях верхнего карбона по сравнению с нижележащими горизонтами возрастает также количество песчаных пород. Пестрой окраской характеризуются верхнекаменноугольные осадки и в Роменском районе, где они представлены терригенными породами незначительной мощности (несколько десятков метров). К западу от Ромен верхний карбон, вероятно, быстро выклинивается под мезозоем.

Как следует из изложенного, фации и мощности верхнекаменноугольных осадков дают значительно меньше материала для выявления структурных соотношений в области платформы, чем нижележащие отложения карбона.

Глава IV

ИСТОРИЯ РАЗВИТИЯ СТРУКТУР В СВЕТЕ ФАЦИАЛЬНОГО АНАЛИЗА (ОБЩИЕ ЗАКОНОМЕРНОСТИ)

Девонские и каменноугольные отложения, рассмотренные в предыдущих главах, сохранились на Русской платформе на обширных площадях, и поэтому во многих случаях в них наблюдается широкий диапазон фаций — от морских, лишенных терригенной примеси осадков, до континентальных речных образований.⁷ В геологической истории этих двух периодов можно выделить эпохи, когда широкое распространение имели

⁷ В настоящей главе мы не касаемся формаций, слагающих Донецкий бассейн и Днепровско-Донецкую впадину, поскольку эти формации не характерны для платформы, а стоят ближе всего к формациям передовых прогибов.

терригенные формации, и эпохи, когда огромного развития на площади платформы достигали формации карбонатные. Связь этих эпох и их чередование подчинены определенной закономерности.

Среднедевонские отложения на Русской платформе представлены как карбонатными и сульфатными, так и обломочными породами, достигающими значительной мощности. Эта формация различна по своим фациальным особенностям и включает в себе целый комплекс разнообразных фаций. Накопление на обширной территории, в неодинаковых тектонических условиях, обломочных отложений было связано с существованием на северо-западе (Норвежские Каледониды) относительно молодых горных сооружений, которые служили источником огромных масс обломочного материала. Последний широко распространился по Русской платформе, достигая районов, далеко удаленных от области питания.

С начала верхнедевонского времени накопление обломочного материала резко сократилось и относительно мощные красноцветные формации в течение этой части девонского периода продолжали накапливаться лишь вдоль края Скандинавского щита, в то время как на остальных пространствах формировались карбонатные формации.

Вторая эпоха широкого накопления обломочных пород совпадает с началом визейского времени. Мощность этой формации (угленосная свита) меньше, чем девонских обломочных толщ. Это новое широкое развитие терригенных фаций обязано своим возникновением общему поднятию платформы на границе турнейского и визейского времен. Обломочный материал, как и прежде, приносился преимущественно с северо-запада. Однако каледонские горные сооружения были к этому времени в значительной степени уже разрушены, и потому исходным материалом для угленосной песчано-глинистой толщи служили девонские отложения, покрывавшие значительную часть Балтийского щита. Это, естественно, объясняет и малую мощность отложений угленосной толщи и относительную кратковременность периода аккумуляции данных осадков. После указанной эпохи на большей части площади платформы вновь установились условия, благоприятствовавшие накоплению карбонатных пород.

Новое поднятие платформы в конце нижнего и начале среднего карбона опять сменилось опусканием, сопровождавшимся накоплением на обширных площадях обломочной формации (верейский горизонт). Так как новых источников обломочного материала в виде горных сооружений не появилось, то естественно, что верейские отложения, как и угленосные, обладают малой мощностью. Период накопления обломочных отложений не отличался длительностью. Как было уже указано, основная масса обломочного материала опять приносилась с Балтийского щита и его склонов, а различие минералогического состава пород угленосной толщи и верейского горизонта легко объясняется тем, что денудация происходила на различных срезях: в угленосное время размывались главным образом девонские отложения, а в верейское — кристаллические породы.

Следующий за тем длительный промежуток времени, охватывающий большую часть среднего карбона и верхний карбон, вновь характеризовался накоплением карбонатной формации на территориях с различным тектоническим режимом. Только в перми начался новый период накопления мощных обломочных толщ на Русской платформе, источником которых служили молодые Уральские горы.

Очевидно, что рассмотренные периоды широкого накопления обломочных формаций, аккумуляровавшихся на платформе в различных структурных условиях, не равнозначны по своей длительности и интенсивности накопления материала. Эта неравнозначность зависит от резко различного

характера положительных тектонических движений, явившихся причиной появления источников обломочного материала. Естественно, что поднятие складчатых сооружений в Норвегии до начала девона или формирование Урала в конце герцинского времени повлекли за собой мощное и длительное накопление обломочных пород на примыкающей платформе. Коллебательные же движения платформы в течение карбона, резко отличные от первых по характеру и амплитуде, вызвали накопление маломощных толщ обломочных пород, ограниченное сравнительно короткими промежутками времени.

Независимо от этих различий фациальный анализ терригенных толщ или непосредственно следующих за последними отложений дает наиболее интересные материалы для выявления тектонического строения платформы. Нужно напомнить, что обломочные отложения в рассматриваемые периоды их широкого развития свойственны различным тектоническим элементам платформы, и нет оснований считать, что само по себе распространение обломочных формаций контролировалось структурными взаимоотношениями. Таким образом, для выявления положительных крупных элементов рельефа, отражающего тектоническое строение платформы, необходимо найти среди обломочных формаций признаки фациальной изменчивости. Даже в тех случаях, когда толща обломочных пород соответствует сравнительно узкому отрезку геологического времени (угленосная свита, верейский горизонт), она не выражена в вертикальном разрезе осадками одной и той же фации. Совершенно очевидно, что мы всегда имеем дело с комплексом осадков, образовавшихся в различных условиях, т. е. с комплексом разнообразных фаций. Тем не менее, внимательное изучение осадков в большинстве случаев позволяет достаточно точно определить преобладание тех или иных фаций, а сопоставление разрезов в пространстве всегда дает возможность наметить общие закономерности в направлении фациальной изменчивости и выявить тем самым положительные структуры платформы.

Не менее убедительно выступает зависимость изменения фаций от структуры в моменты, когда аккумуляция обломочных пород начинает сменяться периодом накопления карбонатных формаций. Условия, благоприятные для формирования карбонатных отложений, устанавливаются обычно, в первую очередь, в области синеклиз, а по направлению к их краям эти карбонатные отложения все более и более обогащаются прослоями терригенных пород и, наконец, на бортах щитов, а нередко и на антеклизях, представлены исключительно обломочными породами, иногда даже континентального облика. Хотя обогащение карбонатных пород терригенными прослоями к бортам щитов и антеклиз намечается обычно почти для всего периода накопления карбонатной формации, тем не менее для начальных этапов указанная зависимость фаций от структур выступает несравненно полнее и отчетливее. Примером этого могут служить осадки нижнефранского времени и, в частности, шигровские слои.

Таким образом, очевидно, что фациальный анализ осадков далеко не для всех моментов геологической истории выражает достаточно ясно структурные особенности платформы.

Чрезвычайно важно подчеркнуть еще одно обстоятельство. Как было показано, периодам широкого накопления на платформе обломочных толщ часто предшествует общее поднятие ее, сопровождающееся развитием на значительных пространствах эрозионных процессов (доугленосное и доверейское время). Денудационная поверхность, созданная таким образом, к началу нового цикла осадконакопления служит хорошим выразителем тектоники и может быть с большой простотой и ясностью показана на палеогеологической карте для соответствующего времени.

Итак, моменты поднятия платформы, связанная с ними денудационная деятельность и следующий за этим период накопления осадков (как правило, терригенных) являются теми существенными звеньями в цепи геологического времени, которые могут служить для воссоздания исторического процесса развития структуры, что показано на примере Русской платформы.

Глава V

РАЗВИТИЕ ТЕКТОНИКИ РУССКОЙ ПЛАТФОРМЫ В ДЕВОНСКОЕ И КАМЕННОУГОЛЬНОЕ ВРЕМЯ

История Русской платформы в девонское и каменноугольное время, изложенная в предыдущих главах на основе анализа фаций, мощностей и древних денудационных срезов последовательного ряда горизонтов, дает возможность установить для изучаемого нами отрезка герцинского времени следующие друг за другом девонский и каменноугольный этапы тектонического развития платформы. Хотя в каждом из этих периодов продолжаются движения, характерные для предшествующего этапа, однако они имеют уже подчиненное значение, и новые движения, возникшие на данном этапе, являются господствующими и определяют его специфические черты.

Хотя каледонская структура Русской платформы остается пока еще во многом неясной, тем не менее сейчас уже очевидно, что южный склон Балтийской синеклизы распространялся далеко на юг, захватывая значительные пространства в центральных частях платформы.

Новый этап в развитии Русской платформы приходится на девонское время. Наиболее примечательной структурой этого отрезка герцинского времени была Московская синеклиза, которая начала развиваться (во всяком случае в западных своих частях) на южном склоне Прибалтийского каледонского прогиба.

Распространение нижнего девона в области Львовского прогиба подтверждается, как уже было сказано, его выходами на поверхность вдоль западного борта Азово-Подольского кристаллического массива в Приднестровье, образующего восточное крыло этого прогиба. На запад и северо-запад от Приднестровья осадки нижнего девона глубоко погружаются, появляясь вновь на поверхности в Келецко-Сандомирском кряже. Так как Львовский прогиб был областью, через которую силур Подолии соединялся с силуром Прибалтики, то имеются все основания предполагать, что и нижний девон заходил в область Балтийского прогиба с юго-запада.

Можно говорить с большой уверенностью и о существовании в нижнем девоне прогиба где-то в пределах современной Прикаспийской впадины. Это заключение основано главным образом на данных Бугурусланского разреза.

В области, расположенной к северу от Бугуруслана, по материалам глубокого бурения, зйфельские, а тем более нижнедевонские осадки отсутствуют. В то же время, нижнедевонские отложения, известные по западному склону Центрального Урала, в районе Молотова, проникают довольно далеко на запад.

Из сказанного ясно, что недостаточность наших знаний об осадках нижнедевонского времени ограничивает возможность структурных выводов. Можно лишь предполагать, что структурные взаимоотношения на Русской платформе в это время не отличались или почти не отличались от структурных взаимоотношений предыдущей каледонской эпохи.

Из геологической истории среднедевонской эпохи следует, что за это время структурные взаимоотношения на Русской платформе претерпели значительные изменения. Это выразилось в интенсивном погружении Московской синеклизы — почти широтного прогиба — с осью, несколько отклоненной на северо-восток и проходящей приблизительно по линии Москва—Молотов. Формирование Московской синеклизы в среднем девоне как прогиба указанного направления доказывается данными глубоких скважин в Москве, Вожгалах и Краснокамске.

В связи с развитием Московской синеклизы стали более или менее отчетливо проявляться и положительные структуры платформы. Совершенно очевидно, что с севера Московская синеклиза ограничивалась в начале среднего девона поднятой областью. Положительные структуры обрамляли ее также с запада и юга. Не останавливаясь на области Воронежского массива, значение которого как южного ограничения Московской синеклизы общеизвестно, нужно указать, что в полосе, протягивающейся от Пензы через Самарскую Луку и район Туймазов к Уфимскому плато, живецкие отложения, обычно незначительной мощности, покоятся (как показывают сейчас уже довольно многочисленные буровые скважины) прямо на кристаллическом фундаменте. Очевидно, что этот широтный участок (Волго-Уральский свод) служил барьером, отделявшим Московскую синеклизу от Прикаспийской. Положительные структуры, окаймлявшие с юга Московскую синеклизу, не были однородны. Для доживецкой структуры платформы характерно существование глубокого и узкого прогиба, отделявшего Воронежскую и Волго-Уральскую антеклизы, что доказывается значительной мощностью доживецких отложений между Тамбовом и Пензой. Расчленен был также и собственно Волго-Уральский свод.

Рассмотрение геологического строения платформы в доживецкое время, хотя и выявляет важнейшие черты девонской структуры, тем не менее не дает еще полного представления о ней. Это объясняется недостаточностью наших знаний о глубоких горизонтах девона, а также, возможно, и тем, что в начале среднего девона структурные особенности, свойственные среднему и верхнему девону, не проявили еще себя в полной мере. Фациальная изменчивость и мощности осадков живецкого и верхнедевонского времен в значительной степени дополняют полученные представления. Повторим коротко основные положения, вытекающие из анализа, изложенного выше (см. главу II).

Живецкие отложения на Русской платформе представлены различно. С одной стороны, обширные пространства (Московская синеклиза и примыкающие к ней области антеклиз) характеризуются значительными мощностями (200—400 м) живецких осадков, выраженных песчано-глинистыми породами нередко континентального облика. В нижней части этой формации встречаются карбонатные породы, слагающие во многих областях (Москва, Главное девонское поле, Прибалтика) в основании живецкого яруса довольно мощный обособленный горизонт. Однако в пределах западной части платформы, в районе Друскеники — Гродно — Лида, карбонатные осадки в основании живецкой песчано-глинистой красноцветной толщи отсутствуют. Это дает основание считать, что Белорусский массив как положительная структура существовал уже в среднем девоне. Тем не менее недостаточность фактических данных не позволяет наметить сколько-нибудь точно его очертания.

С другой стороны, живецкие отложения на северном склоне Воронежского массива и в области Волго-Уральского свода имеют иной характер. Они отличаются здесь незначительной мощностью (всего 20—30 м) и сложены известняками с прослоями глин и песчаников. Эти морские слои с верхнеживецкой фауной залегают чаще всего непосредственно на кристал-

лических породах. В области развития данного типа отложений существовали участки суши, на которых в живетское время осадки не отлагались. Один такой участок располагался по южному краю Воронежской антеклизы, в неширокой полосе между Богучарами на востоке и Путивлем на западе. Другой участок, очевидно значительно меньших размеров, находился в области Уральского Кара-Тау. Воронежский массив и Волго-Уральский свод не представляли собою единой устойчивой области поднятия. Так, скважины в районе Пензы показали, что живетские отложения обладают относительно большей мощностью (около 200—300 м) и фациально аналогичны живетским толщам Московской синеклизы. Сходный характер имеют живетские слои в Шугурове (мощность 135 м). Таким образом, намечаются седловины, расчленившие Волго-Уральский свод на отдельные поднятия. Наиболее значительный прогиб разделял Воронежскую антеклизу от Волго-Уральской.

Тем не менее указанная неоднородность Волго-Уральского свода ни в какой степени не умаляет его значения как важной положительной структуры, определяющей наряду с другими тектонические черты платформы в среднедевонскую эпоху.

Необходимо остановиться также на том, весьма важном обстоятельстве, что для рассматриваемой эпохи впервые можно почти уверенно установить существование Днепровско-Донецкой впадины. Заполнявшаяся в осевой полосе соленосными осадками, она в виде довольно узкого трога протягивалась далеко на запад, глубоко внедряясь между Азово-Подольским и Белорусским массивами.

Анализ живетских осадков и их мощности позволяет, таким образом, выявить основание структуры платформы, взаимная связь которых тем более убедительна, что фациальный анализ осадков франского времени, о которых имеется значительное число фактических данных, полностью ее подтверждает.

В начале франского века соотношения карбонатных и терригенных фаций были наиболее благоприятны для выявления структурных особенностей. Имея возможность проследивать изменение фаций в пределах достаточно узких стратиграфических подразделений, мы остановимся на рассмотрении щигровских слоев, во-первых, потому, что в пределах этого горизонта фациальная изменчивость выражена наиболее резко, во-вторых, вследствие того, что щигровские отложения имеют более широкое распространение, чем лежащие выше горизонты франского яруса, и все построения в этом случае могут быть полнее обоснованы фактическими данными.

В центральных частях Московской синеклизы, в Москве и на Окско-Цнинском валу щигровскому горизонту соответствуют псковско-чудовские слои, представленные в основном карбонатными породами с обильной фауной. В Главном девонском поле — в районе Чудова, Старой Руссы и в бассейне р. Великой, а также в Прибалтике вплоть до побережья Балтийского моря (Либава), псковско-чудовские слои сохраняют в общем почти тот же литологический облик. Однако прослеживая эти отложения к северу по обнажениям на рр. Волхове, Сяси, Паше и Ояти, можно видеть, как, постепенно теряя карбонатные прослои, они переходят в песчаные и глинистые пестроцветные породы, лишенные морской фауны.

Если, таким образом, смена морских карбонатных осадков континентальными определяет северный край Московской синеклизы, то не менее ясно намечается ее южное ограничение. Например, карбонатные псковско-чудовские слои центральных частей Московской синеклизы переходят к югу в глинистые отложения (щигровский горизонт). Благодаря значительному количеству буровых скважин в пределах Воронежской антеклизы

можно проследить и дальнейший переход щигровских глинисто-мергелистых отложений в песчаные, богатые каолином породы. Последние прислонены к кристаллическому массиву, выступавшему на поверхность в южной части этой поднятой области. Следовательно, характер фациальных изменений подтверждает существование значительного острова в области Воронежской антеклизы, а на основании сравнительно обильных буровых данных можно наметить некоторые детали ее очертаний.

Изменение фаций определяет также и Волго-Уральский свод, наиболее поднятый участок которого, по имеющимся пока данным, расположен, как это видно на карте (фиг. 4), в области Самарской Луки. К востоку от Пензы (Юлово—Ишим), в отличие от других участков Волго-Уральского свода, отложения, синхроничные щигровским, выражены в карбонатной фации и ничем не отличаются от одновозрастных пород центральных областей Московкой синеклизы и Саратова. Таким образом, седловина, отделяющая Воронежскую антеклизу от Волго-Уральской, намечавшаяся в среднем девоне, получает подтверждение.

Днепровско-Донецкая впадина являлась в нижнефранское время, как и в живетский век, областью накопления соленосных толщ и имела, в сущности, те же очертания.

Следовательно, как видно из рассмотрения щигровских отложений, в начале франского века зависимость фаций от крупных положительных структур была исключительно четкой, и поэтому фациальная карта щигровских отложений хорошо выражает девонскую структуру платформы, подтверждая данные, полученные путем анализа среднедевонских осадков.

Те же структурные соотношения сохранились на Русской платформе до конца франского времени, хотя фациальные изменения осадков отражали эти соотношения не всегда так же отчетливо, как ранее. Для примера обратимся к евлановским слоям. Не вдаваясь в рассмотрение этих отложений (см. гл. II), отметим лишь, что фациальные изменения их, отраженные на карте (фиг. 6), рисуют те же взаимоотношения крупных структурных элементов, которые наблюдались и для более ранних эпох. Исключение составляет область Волго-Уральского свода, где, как и в прилегающих синеклизах, развиты карбонатные осадки. Это явление, очевидно, совершенно закономерно, так как и в области Воронежской антеклизы карбонатные отложения распространяются значительно дальше к югу, чем в начале франского времени. Однако распределение мощностей франских отложений, показанных на той же карте изолиниями, указывает на то, что Волго-Уральский свод, будучи достаточно погруженным для возможности формирования на нем карбонатных осадков, все же продолжал существовать, разделяя Московскую и Прикаспийскую синеклизы.

Из всего сказанного следует, что в среднем девоне и в первой половине верхнего девона (франский ярус) тектонические движения на Русской платформе происходили в достаточно устойчивых направлениях и привели к стабилизации определенных структурных соотношений.

Наиболее примечательной структурой этого отрезка герцинского времени была Московская синеклиза. Она представляла собой, как мы видели, активно прогибающуюся область почти широтного простирания и, имея отчетливо выраженные ограничения с севера, с запада и с юга, являлась самостоятельной и важнейшей отрицательной структурой платформы. Не лишено интереса то обстоятельство, что максимальные мощности франских отложений приурочены к центральным областям синеклизы примерно в районе Москва — Киров. По мере продвижения к востоку, как показали скважина в Краснокамске и разрезы по западному склону Среднего Урала, мощности указанных осадков значительно сокращаются, и это создает

впечатление, что Московская синеклиза как бы замыкается и на востоке (фиг. 3 и 6). В известной мере те же соотношения рисуются фаціальными изменениями отложений начала франского века (фиг. 4).

Другим прогибом, также, очевидно, возникшим в начале среднего девона, являлась Днепровско-Донецкая впадина. Морфологически она резко отличается от Московской синеклизы, имея форму относительно узкой впадины, зажатой между положительными структурами.

Кроме рассмотренных прогибов, возникших в среднедевонское время, продолжали существовать синеклизы, унаследованные от более ранних эпох: Львовско-Балтийская, Прикаспийская и некоторые другие. Нужно указать, что Балтийский каледонский прогиб в восточной части в значительной степени изменил свой характер и, потеряв самостоятельное значение, превратился в седловину (Латвийский прогиб) между Московской и Львовско-Балтийской синеклизами. Наоборот, Московская синеклиза лишь в девоне получила значение единого самостоятельного прогиба.

Не останавливаясь на таких крупных положительных структурах как Балтийский щит и Азово-Подольский массив, подытожим кратко ранее изложенные данные, касающиеся антеклиз, которые разделяют перечисленные синеклизы. Белорусский массив, Воронежский массив и Волго-Уральский свод образуют как бы дугу, обращенную выпуклостью к югу, отделяясь друг от друга сравнительно неширокими прогибами. Так, Белорусская антеклиза, возможно, отделяется от Воронежской Брянско-Рославльским прогибом; прогиб в районе Пензы разделяет Воронежскую антеклизу от Волго-Уральского свода. Вероятен также прогиб к югу от Шугурова, отделяющий Жигулевский участок свода от Туймазинского.

Фаціальные изменения осадков конца фаменского времени (данково-лебедянский век) в известной мере подтверждают выявленные выше очертания Московской синеклизы. Среди пород данково-лебедянского горизонта широко развиты ангидриты и гипсы, залегающие среди доломитов в виде мощных слоев. Эти сульфатные породы являются, несомненно, первичными, что следует как из характера их залегания, так и из биомических особенностей этих отложений. Гипсоносные толщи конца верхнего девона имеют, повидимому, определенную структурную приуроченность. По данным, добытым до настоящего времени глубоким бурением, можно установить, что гипсоносные толщи пользуются широким развитием в пределах Московской синеклизы. Можно считать доказанным, что на склоне Воронежской антеклизы данково-лебедянские слои постепенно переходят в карбонатные породы, лишенные сульфатных осадков. Если в них и встречается изредка гипс, то он, как правило, имеет все признаки вторичного осаждения. Нет также мощных слоев первичных сульфатных пород среди отложений фаменского времени и в области Волго-Уральского свода. Таким образом, исчезновение сульфатных осадков к югу, юго-востоку и востоку от центральных областей Московской синеклизы, а также смена карбонатно-ангидритных отложений обломочными красноцветными толщами на северо-западе и севере, достаточно полно очерчивают Московскую синеклизу (фиг. 7).

Тем не менее, распределение мощности фаменских отложений указывает на то, что в это время начали проявляться новые движения, в результате которых структура платформы несколько видоизменяется. Как показано на той же карте, фаменские отложения достигают максимальной мощности в области Волго-Уральского свода и в примыкающих с юга частях Прикаспийской синеклизы. Нет оснований полагать, что это явление зависит от особых условий накопления осадков (например, от рифообразования). Отсюда, естественно, возникает вывод, что Волго-Уральский

свод в конце верхнего девона был захвачен распространившейся с юга областью прогибания.

Каменноугольный период явился новым этапом в тектоническом развитии Русской платформы. Характерные черты этого времени, как было описано в главе III настоящей работы, сводятся к развитию широкого меридионального прогиба на востоке платформы. Указанные движения привели к погружению положительных структур в восточных областях платформы, и тем самым Московская синеклиза потеряла на востоке отчетливость своих границ. Широтное прогибание, столь характерное для Московской синеклизы в девоне, оказалось как бы в зависимости от этого меридионального прогиба, интенсивно проявившего себя на востоке.

Основные доказательства изложенных положений сводятся к следующему.

Начало нижнего карбона (турнейский век) было одним из тех моментов в истории Русской платформы, когда обширность трансгрессии вуалировала значительную часть положительных структур. Зоны накопления терригенных отложений были настолько удалены от территорий современного распределения турнейских осадков, что сохранившиеся сейчас отложения турне в незначительной степени отражают фациальную изменчивость пород. Волго-Уральский свод, Воронежская и, вероятно, Белорусская антеклизы были нацело перекрыты морем. Имеются также основания полагать, что и Приазовская часть Украинского массива была расположена ниже уровня моря.

Вследствие общего поднятия платформы в конце турнейского времени и последовавшего затем периода денудации, турнейские отложения были уничтожены на огромных площадях, а первоначальные соотношения мощностей оказались в значительной мере искаженными. Лишь увеличение мощности турне, наблюдающееся в восточных областях платформы, указывает на более интенсивное накопление здесь осадков сравнительно с западными территориями Московской синеклизы. Так, в районе Черепети где развиты осадки и нижнего и верхнего турне, мощность этого яруса определяется в 50—55 м, тогда как на востоке она колеблется около 100 м. Мощности турнейских отложений в Волго-Уральской области указывают, возможно, на проявление Волго-Уральского свода (см. положение горизонтали 100 на фиг. 8). На последнем мощность турне на 30—40 м меньше, чем в прилегающих районах. Однако условность границы турнейских и девонских отложений на востоке платформы делает эти данные о мощности турне в значительной мере предположительными.

Хотя сохранившиеся мощности осадков турне и являются в значительном большинстве случаев неполными и не отражают относительной первоначальной скорости их накопления, тем не менее, именно эта неполнота мощностей дает возможность анализировать структурные соотношения на платформе в следующую непосредственно за турнейским веком эпоху денудации, что и сделано выше.

В результате этого анализа можно прийти к выводу, что в период послетурнейской регрессии платформа обладала хорошо выраженным рельефом, положительные элементы которого совпадали с положительными тектоническими структурами. Еще отчетливее выраженная в рельефе тектоника платформы фиксируется палеогеологической картой, построенной для послетурнейского денудационного среза (фиг. 9). Эта карта геологически отображает полноту сохранившихся осадков, цифровое выражение которых нередко формально и не всегда достаточно убедительно.

Таким образом, анализ геологического строения платформы в момент, предшествовавший визейской трансгрессии, приводит к следующим выво-

дам. Положительные структуры платформы, скрытые турнейской трансгрессией, вновь проявили себя в рельефе в период отступления моря, последовавшего за турнейским веком. Была поднята и интенсивно размывалась Воронежская антеклиза, что следует из налегания визейских отложений по мере продвижения к югу на все более и более древние породы. По тем же основаниям следует наметить существование широкого склона Балтийского щита с примыкающим к нему на востоке Тиманом. Нет основания считать так же, как для девона и турнейского времени, что ось Московской синеклизы поворачивала на север, проходя западнее Тимана. Погружение этой области началось, вероятно, в более поздние моменты карбона, являясь особенностью верхнегерцинской структуры платформы.

Несомненно, что наряду с другими положительными структурами интенсивной денудации подвергалась также Белорусская антеклиза. Не требует особых доказательств, что «Полесский вал» не существовал в начале карбона, как было принято считать раньше, в виде единой долготной структуры, соединяющей наподобие моста Балтийский и Азово-Подольский массивы (Архангельский, 1923, 1934; Bubnoff, 1935 и многие другие). То, уже отмеченное выше обстоятельство, что Днепровско-Донецкая впадина в девоне и в карбоне протягивалась далеко на запад (данные Давыдовской скважины), вклиниваясь между Азово-Подольским и Белорусским массивами, исключает старое представление о «Полесском вале» как о единой положительной структуре. Нижнекаменноугольные породы, указываемые в районе с. Семигощи (Sujkowski, 1939_a), свидетельствуют о том, что даже в районе Пинска, расположенного на самой оси «Полесского моста», ощущался прогиб, соединяющий Днепровско-Донецкую и Львовскую синеклизы. Более чем вероятно существование в начале карбона и Латвийского прогиба, отделяющего Белорусский массив от Балтийского щита, что, однако, может быть подтверждено лишь косвенными доказательствами. Унаследованность каледонского прогиба в этой области более поздними геологическими эпохами может быть установлена анализом геологической карты (фиг. 1), на которой указанный прогиб вырисовывается отложениями верхнего девона и взаимным расположением отдельных его горизонтов. Это дает основание предполагать, что и в начале карбона рассматриваемая область была относительно прогнута и в период послетурнейской денудации в ее пределах сохранились отложения турнейского времени, размытые на прилегающем с юга Белорусском массиве.

Верхнетурнейские осадки, сохранившиеся в Подмосковном бассейне лишь на очень незначительном участке, в юго-западном углу Московской синеклизы (район Черепети), указывают на относительно большую прогнутость этого участка сравнительно с другими частями синеклизы. Отсюда вытекают некоторые доводы в пользу существования седловины, разделяющей Белорусскую и Воронежскую антеклизы (Брянско-Рославльский прогиб). Эти доводы подкрепляются увеличением мощности окских и серпуховских пород в районе Сухиничи — Калуга.

Приведенные данные подтверждают общность структурных соотношений Русской платформы в девоне и карбоне. Однако это справедливо только для западных и отчасти центральных областей платформы, тогда как анализ геологического строения восточных областей выявляет новые структурные черты, свойственные только карбону.

В то время как в центральных и западных частях Московской синеклизы верхнетурнейские осадки были полностью уничтожены доугленосной эрозией (исключением является район Черепети, о котором говорилось выше), в восточной полосе платформы и вдоль западного склона Урала

отложения верхнего турне широко развиты, отсутствуя, повидимому, лишь на отдельных незначительных участках. Ширина этой полосы развития верхнетурнейских осадков далеко не одинакова. Таким образом, то обстоятельство, что верхний турне сохранился на обширных площадях востока платформы, в частности в Волго-Уральской области, тогда как в центральных частях Московской синеклизы он был уничтожен до начала визейской трансгрессии, дает основание считать меридиональное прогибание на востоке платформы в рассматриваемое время преобладающим.

Нельзя, однако, думать, что широтные движения, свойственные девонскому времени, совершенно прекратились. Движения, а следовательно, и структуры этого периода продолжали существовать, но были в значительной степени завуалированы относительно более активными меридиональными движениями. Такое заключение можно сделать на том основании, что Волго-Уральский свод, чрезвычайно ярко выраженный в девоне, а в карбоне значительно погруженный в связи с меридиональным прогибанием на востоке платформы в течение карбона, хотя и слабо, но все же несколько раз проявлялся. Одним из таких моментов был период послетурнейской эрозии, когда эта область вновь обнаружила себя незначительными по площади поднятиями (Булдырское поднятие).

В связи с меридиональными движениями на востоке платформы весьма интересны данные об Окско-Цнинском вале. У нас нет оснований для суждения об этой структуре в девоне. Во всяком случае в течение верхнего девона Окско-Цнинский вал как положительная структура не сказывался. Впервые указанный вал, имеющий почти меридиональное простирание, отчетливо выступает в довизейское время. Это следует из того, что и на юге, и на севере его визейские отложения, среза я турне, покоятся непосредственно на верхнем девоне. Отсюда весьма вероятно, что Окско-Цнинский вал возник именно в карбоне, в результате развития в это время меридиональных движений на востоке Русской платформы.

Многие из приведенных обобщений о тектонических особенностях Русской платформы в начале каменноугольного времени могут показаться спорными. Однако соотношение фаций и мощностей осадков более высоких горизонтов нижнего карбона полностью подтверждает все эти выводы.

Для всех горизонтов визейского и намюрского ярусов намечается определенная смена фаций с востока на запад. Так, главнейшие черты фациальных изменений терригенной формации, слагающей угленосную толщу основания визе, выражаются в переходе, по мере продвижения с востока на запад, морских фаций в континентальные (фиг. 10). Карбонатные породы Южного Урала сменяются в направлении к платформе терригенной формацией, среди которой преобладают морские фации (Волго-Уральская область). Далее же к западу основное значение приобретают континентальные фации (Подмосковный бассейн). Фациальное изменение осадков с юга и севера Воронежской антеклизы, спорадическое развитие (вдоль речных долин) континентальных осадков угленосного времени в Тихвинском районе и некоторые другие факты указывают на существование положительных структур платформы, выявленных анализом послетурнейского денудационного среза.

Во второй половине визейского времени и в начале намюра (протвинские слои) море покрывает огромные пространства платформы. Карбонатные осадки отлагаются не только в области Московской синеклизы, но перекрывают, очевидно, и значительную часть положительных структур, в частности Воронежскую антеклизу. Но и в это время, как видно на

примере серпуховских слоев (фиг. 13), восточная полоса платформы выделяется развитием чистых карбонатных фаций, тогда как в более западных областях Московской синеклизы среди карбонатных осадков значительную роль играют глинистые породы.

Наиболее, однако, убедительно об активном прогибании восточной полосы свидетельствуют мощности визейских и намюрских осадков. Расположение линий равных мощностей (фиг. 13) иллюстрирует это настолько очевидно, что делает излишним какие-либо пояснения. Волго-Уральский свод благодаря этому общему меридиональному прогибанию был погружен настолько, что не обнаруживается ни анализом фаций, ни анализом мощностей.

Рассмотрение среднекаменноугольных осадков приводит к выводу, что структурные взаимоотношения, характерные для нижнего карбона, продолжают существовать и в это время. Поднятие платформы на границе нижнего и среднего карбона привело к развитию эрозионных процессов на огромных площадях. В процессе денудации, как и в послетурнейское время, выявились выраженные в рельефе крупные тектонические элементы. Геологическое строение платформы перед началом среднекаменноугольной трансгрессии (фиг. 14) ясно показывает почти полную общность тектонических структур в предвизейское время и в начале среднего карбона. Прогиб на востоке платформы хорошо выступает благодаря развитию здесь слоев со *Staffella antiqua* (верхний намюр), отсутствующих в западных частях Московской синеклизы. Как и в довизейское время, Волго-Уральский свод проявляется благодаря интенсивной эрозии наиболее повышенных его участков (Шугурово, Сызрань).

Те же структуры подтверждаются анализом фаций верейских отложений, начинающих собой новую трансгрессию (фиг. 15). Расположение различных фациальных зон указывает на то, что области сноса для обломочных толщ, слагающих этот горизонт на огромных площадях, располагались там же, где и в угленосное время (визе). Снос в Московскую синеклизу происходил в преобладающей части с Балтийского щита и прилегающего к нему с юга Белорусского массива. Воронежская антеклиза, хотя и была относительно поднята, служила не областью денудации, а территорией накопления континентальных (в основном речных и дельтовых) осадков. Обломочный материал в Днепровско-Донецкую впадину и Донбасс приносился с юга.

Фациальный анализ лежащих выше отложений среднего карбона значительно слабее отражает структуру платформы, и потому рассмотрение его здесь излишне. Изменения же мощности среднего карбона, подтверждают ту же закономерность, которая характеризовала нижнекаменноугольные отложения. Мощность среднего карбона увеличивается в восточной полосе платформы, в частности в Волго-Уральской области, намечая прогиб меридионального простирания. Значительное, но постепенное увеличение мощности к югу указывает на погружение оси в этом направлении.

Верхнекаменноугольные отложения дают весьма мало для характеристики тектонических особенностей платформы. Так же как и для лежащих ниже горизонтов карбона, намечается фациальная изменчивость с востока на запад. Это выражается в появлении по краям Подмосковного бассейна среди карбонатных отложений прослоев красной глины. Мощности верхнего карбона отличаются значительным однообразием. Уменьшение их по краям распространения S_3 в Подмосковном бассейне связано со срезанием мезозойскими отложениями все более низких горизонтов верхнего карбона.

ОБЩИЕ ВЫВОДЫ

Наиболее важные выводы, вытекающие из всего предшествующего изложения, сводятся к следующему.

В течение девонского и каменноугольного времени структура платформы прошла довольно сложный путь развития. На этом отрезке геологической истории удается выделить несколько основных этапов, каждому из которых присущи свои специфические черты. Необходимо, однако, иметь в виду, что тектонические движения, придавшие каждому из этих этапов определенную окраску, не накладывались просто друг на друга. Движения, свойственные предыдущим эпохам, не прекращались в последующую, а продолжались, хотя и более слабо, проявляясь, уступая преобладающую роль новым, возникшим на данном этапе движениям. Таким образом, структура Русской платформы не является результатом механической суммы движений, действовавших различно в различные отрезки геологического времени. Она является итогом исторического процесса, в котором новые движения, определяющие каждый данный этап, находятся в сложном взаимодействии со старыми движениями, характеризовавшими предшествующие эпохи.

Соотношение каледонской и раннедевонской структур платформы, как было указано выше, остается еще неясным. Несомненно, однако, что каледонский Балтийский прогиб хотя и распространялся далеко к югу (широта Тулы), но ось его проходила значительно севернее Москвы. Новые факты свидетельствуют о резко расчлененном рельефе кристаллического фундамента, что определяет изменение мощностей и характера подживетской серии отложений.

В свете имеющихся в настоящее время данных представляется, что Московская девонская синеклиза развилась на южном склоне Балтийского прогиба. Положительные структуры, располагавшиеся к югу от Московской синеклизы к началу среднего девона, не были однородны; узкий прогиб отделял Воронежскую антеклизу от Волго-Уральской; расчленен был также и рельеф этой последней.

Как в древнем палеозое, так и в нижнем девоне Балтийский прогиб был тесно связан на западе с Львовским. Весьма вероятно существование в это время прогибов в области Печоры и Прикаспия.

В среднем и верхнем девоне получают развитие движения широтного направления, приведшие к опусканию значительных площадей центральной части платформы. Эти движения вызвали формирование Московской синеклизы и Днепровско-Донецкой впадины и выделили положительные структуры, разделявшие прогибы. Наряду с этим продолжали существовать синеклизы, унаследованные от более древних эпох (Прикаспийская, Львовско-Балтийская, Балтийский прогиб, весьма интенсивно опускавшийся в нижнем палеозое, в девонское время в своей восточной части утратил активность. Будучи погребенным в значительной части под Московской синеклизой, он намечался западнее в виде перемычки (Латвийский прогиб), отделявшей Московскую синеклизу от Львовско-Балтийской (Польско-Германской). Следовательно, хотя Балтийский прогиб и был унаследован от предшествующей эпохи, в девоне его переработали более молодые движения.

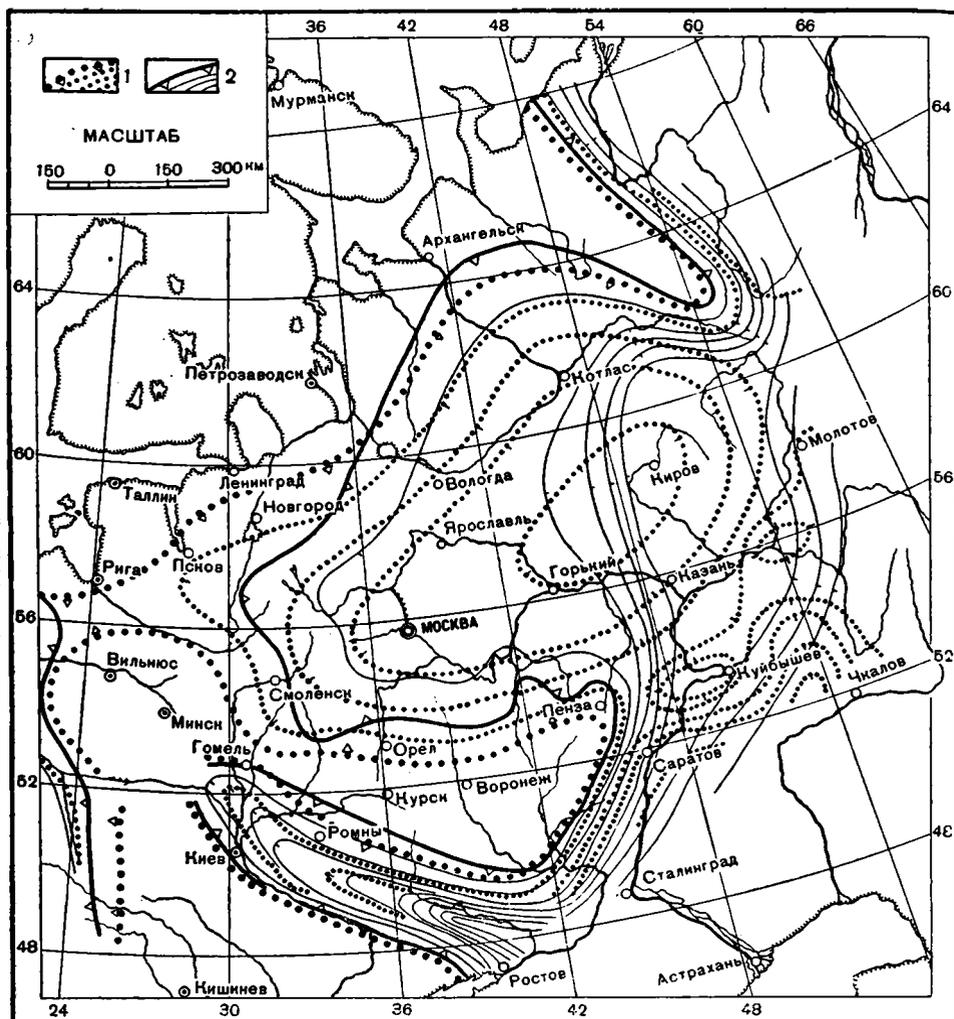
Таким образом, структурные соотношения на Русской платформе, возникшие в результате свойственных девонскому периоду движений, тождественны структуре, даваемой Н. С. Шатским (1946₁) для герцинского времени. Существенным различием является положение оси Московской синеклизы. Нет оснований считать, что в девоне она поворачивала на север вдоль западного склона Тимана.

В каменноугольное время на Русской платформе возникли и развились меридиональные движения, несомненно связанные с начавшимся воздыманием в Уральской геосинклинали. Движения эти привели к образованию на платформе широкого меридионального прогиба, сливавшегося на востоке с западным склоном Урала. Этот каменноугольный прогиб весьма близок по своим очертаниям к Восточно-Русской впадине в понимании А. Д. Архангельского (1923, 1932), и потому нет оснований давать ему какое-либо другое наименование.

Весьма важно рассмотреть взаимную связь каменноугольного Восточно-Русского прогиба (синеклизы) со структурой предшествовавшей (девонской) эпохи. Эта связь хорошо выявляется соотношением мощностей девонских и каменноугольных отложений. Так как характер пород, слагающих рассматриваемые системы, и взаимное расположение фаций осадков не дают основания предполагать различную степень компенсации осадками прогибов платформы, то можно без особой погрешности допустить, что мощности отложений отражают относительную интенсивность прогибания. Соответствующие данные, приведенные в настоящей работе и сведенные на тектонической схеме (фиг. 16), иллюстрируют с достаточной полнотой соотношения девонской и каменноугольной структур. Если в девоне Московская синеклиза, возникшая благодаря интенсивному широтному прогибанию, отчетливо ограничивалась с юга вплоть до Урала, то в карбоне произошли значительные изменения. Широтное прогибание Московской синеклизы хотя и продолжалось, но было резко ослаблено в сравнении с активным меридиональным погружением восточной полосы платформы. Эти интенсивные движения как бы разделили Московскую синеклизу на две части. Восточная ее часть вместе с ограничивающим ее с юга Волго-Уральским сводом была вовлечена в процесс прогибания на востоке платформы и стала частью Восточно-Русской (каменноугольной) впадины. Западная же часть Московской синеклизы продолжала существовать в виде пассивного прогиба. Пассивность ее выражалась не только в замедленном прогибании сравнительно с восточной полосой платформы, но и в том, что мощность каменноугольных отложений уменьшалась к бортам синеклизы в области Подмосковского бассейна главным образом не вследствие различия в мощности первоначально накопившихся осадков, а благодаря последующей денудации, происходившей в некоторые промежутки каменноугольного времени. Как было показано выше, денудация эта захватила обширные области платформы, однако особенно резко она сказалась на антеклизях и их склонах.

Западная граница Восточно-Русской (каменноугольной) синеклизы не везде одинаково отчетлива. На юге границей этого прогиба служил восточный борт Воронежской антеклизы. Таким образом, здесь можно достаточно четко проследить край прогиба от района Богучар до района Пензы. Севернее граница значительно менее ясна ввиду отсутствия достаточного числа фактических данных. Она, вероятно, проходит близ меридиана г. Кирова. Однако не исключено, что в этой области, где каменноугольный меридиональный прогиб накладывается на девонский широтный, граница первого не может быть строго очерчена.

В каменноугольное время свойственные девону широтные движения, как мы указывали выше, при рассмотрении области Московской синеклизы, продолжали, хотя и более слабо, действовать, влияя на соотношение структур. Это утверждение можно обосновать тем, что в центральных и западных частях платформ соотношения положительных и отрицательных структурных элементов качественно оставались теми же, что и в девоне. Кроме того, как уже было показано, вовлеченный в прогиб Волго-Уральский свод своеобразно проявлял себя и в эпохи максимального



Фиг. 16. Тектоническая схема девонского и каменноугольного времени.

1 — синеклизы девонского времени в условных изолиниях мощности соответствующих осадков;
 2 — синеклизы каменноугольного времени в условных изолиниях мощности соответствующих осадков.

общего поднятия платформы, происходившего дважды за каменноугольный период. Это своеобразие заключалось в интенсивном прорезывании наиболее поднятых участков свода эрозивной сетью.

Итак, структура Русской платформы в течение девонского и каменноугольного времен подверглась значительным изменениям (фиг. 16). В нижнем девоне структурные взаимоотношения были, вероятно, в основном подчинены каледонскому структурному плану. В среднем и верхнем девоне тектоника платформы значительно изменилась, и основные структуры платформы приобрели те очертания и направления, какие даны Н. С. Шатским на его тектонической карте герцинского времени (1946₁), за исключением оси Московской синеклизы, которая в это время имела прямолинейное направление. Однако вряд ли имеются основания

называть эту девонскую структуру герцинской, так как она справедлива только для среднего и верхнего девона.

Тектоническое строение платформы в каменноугольное время приобретает существенно иной облик. Для этого времени становится в общих чертах правомочной Восточно-Русская впадина, являющаяся важнейшей структурной единицей в тектонических построениях А. Д. Архангельского. Однако, выделяя Восточно-Русскую синеклизу, мы, во-первых, ограничиваем ее тектоническое значение определенным отрезком геологического времени, во-вторых, устанавливаем ее историческую связь со структурой предшествовавшего периода и, в-третьих, придаем особое значение усложнениям этой структуры, связанным с существованием, а в некоторые моменты и активизацией унаследованных движений.

В конце среднего карбона и в верхнем карбоне морская трансгрессия захватила площадь между восточным краем Балтийского щита и Тиманом, бывшую ранее ареной отложения континентальных осадков. Захват морем этой новой площади свидетельствует о начавшемся ее опускании в результате движений, получивших развитие в более позднюю, пермскую эпоху.

Следует отметить, что высказанная в 90-х годах прошлого столетия идея А. П. Карпинского о смене на Русской платформе широтных движений меридиональными, полностью подтверждается для рассмотренного в настоящей работе периода геологического времени.

Л И Т Е Р А Т У Р А

- Айзенберг Д. М., Бражников Н. Е., Новик Е. О. и др. О возрасте каменноугольных отложений района Исачковского поднятия. Доклады Акад. Наук СССР, 1941, № 2, 81.
- Архангельский А. Д. Геологический очерк Пензенской губ. Изд. Пенз. губ. земства, 1916.
- Архангельский А. Д. Введение в изучение геологии Европейской России, ч. 1. Госиздат, 1923.
- Архангельский А. Д. Результаты разведочных работ в окрестностях станции Лозовка, Шигровского уезда. Труды КМА, 1924, вып. 5.
- Архангельский А. Д. Геологическое строение СССР. Европейская и Средне-Азиатская части. Гос. научно-техн. геол.-разв. изд., 1932.
- Архангельский А. Д. Геологическое строение СССР. Западная часть, вып. 1. ОНТИ, 1934.
- Архангельский А. Д. Геологическое строение и геологическая история СССР, т. 1. ГНТИ, 1941.
- Асаткин Б. П. Геологические исследования в юго-восточной части 26-го листа геологической карты Европейской части СССР. Труды Гл. геол.-разв. упр., 1931, вып. 48.
- Асаткин Б. П. Древние слои среднего девона Ленинградской области. Изв. Ленингр. геол. треста, 1934, вып. 3.
- Асаткин Б. П. и Катлуков В. А. Геологическая карта СССР. Масштаб 1:1 000 000, лист 0—36 (Ленинград). М., 1941.
- Балаев В. А. Девон и кристаллические породы на западе Башкирии. ДАН СССР, 1940, 29, № 4.
- Балаев В. А. Девон Башкирии и перспективы его нефтеносности. Бюлл. Моск. об-ва испыт. природы, отд. геол., 1946, 21 (6), 5—27.
- Бархатова В. П. Схема стратиграфии карбона 54-го листа общей геологической карты Европейской части СССР. Изв. Ленингр. геол. треста, 1934, № 4—5.
- Бархатова В. П. Няндомская скважина. Труды Сев. геол. разв. упр., 1940, вып. 8.
- Белюсов В. В. Фации и мощности осадочных толщ Европейской части СССР. Труды инст. геол. наук АН СССР, серия геол., 1944, 76, № 23.
- Бирна Л. М. К петрографической характеристике окских известняков южного крыла Подмосковского бассейна и некоторые данные по западному крылу. Труды Всес. инст. мин. сырья, 1938, вып. 119.
- Бирна Л. М. Строение и генезис угленосной толщи и ее фундамента в Подмосковном бассейне. Труды Всес. инст. мин. сырья, 1941, вып. 168.
- Богачев Л. Т. Материалы по стратиграфии каменноугольных отложений бассейна Северной Двины. Изв. Ленингр. геол. треста, 1934, № 4—5.
- Богданов А. А., Обручев Д. В., Пущаровский Ю. М. и Трусова И. Ф. Материалы по геологии девонских отложений южной окраины Донецкого бассейна. Материалы к познанию геологического строения СССР. Моск. об-во испыт. природы, нов. серия, 1947, вып. 9 (13).
- Богомоллов Г. В. Справочник по подземным водам БССР. Труды Гл. геол. упр., 1938.
- Богомоллов Г. В. Геологическая структура Белоруссии и краткая характеристика дочетвертичного и современного рельефа. Геология и полезные ископаемые БССР, сб. 1, 1946.
- Брунс Е. П. Основные черты строения и условий образования песчано-глинистой угленосной толщи S_1 Ленинградской области. Нижнекаменноугольные отложения северо-западного крыла Подмосковского бассейна, сб. 3. Изд. Ленингр. геол. упр., 1939.
- Васильев В. Г., Высоцкий И. В. и Пантелеев Ф. М. Арчеданское газовое месторождение. Нефт. хоз., 1947, № 6.

- Вебер В. В., Тихий В. Н. и Успенский В. А. Нефтепроявления воронежского карбона в связи с проблемой нефтеносности Большого Донбасса. Сб. Геология и нефтеносность Русской платформы и Эмбы. М.—Л., Гостоптехиздат, 1946.
- Вишняков С. Г. Геологические результаты глубокого бурения в Тихвинском бокситопосном районе. Изв. Ленингр. геол. треста, 1934, № 4—5.
- Войновский-Кригер К. Г. Угленосная площадь среднего течения р. Печоры. Труды Сев. геол. упр., 1944, вып. 10 и 11.
- Войновский-Кригер К. Г. Два комплекса палеозоя на западном склоне Полярного Урала. Сов. геол., 1945, № 6.
- Геккер Р. Ф. Карбонатные породы девонских отложений Ленинградской области. Изв. Сев.-зап. геол.-разв. треста, 1933, вып. 2.
- Геккер Р. Ф. К палеогеографии девона Русской платформы. Изв. Всесоюз. геогр. общ., 1934, 66, вып. 3.
- Геккер Р. Ф. Обзорная статья в сб.: Отложения, фауна и флора Главного девонского поля. Палеонт. инст. АН СССР, 1941.
- Геккер Р. Ф., Обручев Д. В. и Филиппова М. Ф. Отложения Главного девонского поля (V—VII). Труды Ленингр. геол. треста, 1935, вып. 9.
- Геккер Р. Ф., Филиппова М. Ф. и Бархатова В. П. Отложения Главного девонского поля (I—IV). Труды Ленингр. геол. треста, 1932, вып. 2.
- Геологическое описание Донецкого бассейна. Геология СССР, т. 7, 1944.
- Геологическое описание Урала. Геология СССР, т. 12, ч. 1, 1944.
- Геология и нефтеносность Волго-Уральской области. Сб. статей, М.—Л., Гостоптехиздат, 1941.
- Гиммельштейн Е. П. Глубинная геология юго-восточной части Белоруссии и возможность выявления здесь нефти и новых месторождений каменной соли. Геология и полезные ископаемые БССР, Сб. 1. Госгеолыздат, 1946.
- Горелик З. А. Данные по тектонике Белоруссии и проблема выявления месторождений соли и нефти на ее территории. Минск, Госиздат БССР, 1945.
- Горелик З. А. Проблемы изучения тектоники БССР в связи с задачами выявления полезных ископаемых, приуроченных к глубоким недрам. Геология и полезные ископаемые БССР, 1946, сб. 1. Госгеолыздат, 1946.
- Городецкая Н. С. Строение угленосной толщи Кизеловского бассейна. Бюлл. Моск. общ. испыт. природы, отд. геол., 1948, вып. 3.
- Горский И. И. Геологический очерк Кизеловского района. Сб. Угленосные отложения западного склона Урала. Всесоюз. геол.-разв. объедин., 1933.
- Давыдова А. Н. и Москвитин А. И. Геология северо-западной части Калининской области. Труды Моск. геол. упр., 1939, вып. 3.
- Даньшин Б. М. (1). Геологическое строение Московской области. Труды Всес. инст. мин. сырья и Моск. геол. треста, 1936, вып. 105/18.
- Даньшин Б. М. (2). Общая геологическая карта Европейской части СССР, лист 45-й. Труды Моск. геол. треста, 1936, вып. 12.
- Доліцкий В. А. (1). Продуктивная толща девона месторождений Туймазы и Бавлы. Новости нефт. техн., 1947, вып. 1.
- Доліцкий В. А. (2). Особенности осадконакопления в девонское время на Самарской Луке. Новости нефт. техн., 1947, вып. 4.
- Доліцкий В. А., Ляпшинский Ю. И. и Мальцев М. В. Разрез девона Туймазинского нефтяного месторождения. Нефт. хоз., 1946, № 3—4.
- Домрачев С. М., Мелещенко В. С. и Чочиа Н. Г. Стратиграфия девонских отложений западного склона Урала в пределах Уфимского амфитеатра и Кара-тау (бассейн рр. Уфы, Ая, Юрезана и Сима). Изв. АН СССР, серия геол., 1948, № 1.
- Дубянский А. А. Гидрогеологические районы Воронежской области, вып. 1—3. Изд. Воронежск. с.-х. инст., 1935.
- Дубянский А. А. Геология и подземные воды северной части Воронежской области, вып. 1—3. Изд. Воронежск. с.-х. инст., 1939.
- Дубянский А. А. Новые данные по геологии Курской и Воронежской областей. Труды Воронежск. с.-х. инст., 1940.
- Жирмунский А. М. Подземные воды Западного края. Материалы по общ. и прикл. геол., 1927, вып. 63.
- Жирмунский А. М. Общая геологическая карта СССР, лист 44-й. с.-з. четверть листа. Труды Геол. ком., новая сер., 1928, вып. 166.
- Жирмунский А. М. Общая геологическая карта Европейской части СССР, лист 44-й, ю.-з. четверть. Труды Гл. геол.-разв. упр., 1931, вып. 45.
- Жирмунский А. М. Общая геологическая карта Европейской части СССР, лист 28-й, ю.-в. четверть. Труды Всес. геол.-разв. объедин., 1932, вып. 234.
- Жуков В. А. Тектоника и структура Московской палеозойской котловины. Бюлл. Моск. об-ва испыт. природы, отд. геол., 1945, 20.

- Жуков В. А., Толстой М. П. и Троянский С. В. Артезианские воды каменноугольных отложений Подмосковной палеозойской котловины. Труды Всес. инст. мин. сырья, 1939, вып. 135.
- Замятин А. Н. Ухтинский нефтеносный район, Изв. геол. ком., 1911, 30.
- Иванов А. Н. Геологическая карта каменноугольных отложений западного склона Урала. Свердловск, 1940.
- Иванов А. П. и Иванова Е. А. Общая геологическая карта Европейской части СССР, лист 58-й, ю.-з. четверть. Труды Моск. геол. треста, 1935, вып. 9.
- Иванова Е. А. Материалы к геологии северо-западной четверти 59-го листа общей геологической карты СССР. Труды Моск. геол. треста, 1936, вып. 21.
- Казakov М. П. Геологическая карта СССР. М. 1 : 1 000 000, лист N-36 (Смоленск). 1940.
- Карпинский А. П. О результатах некоторых буровых работ в бассейне р. Припять. Изв. АН СССР, 1907.
- Карпинский А. П. (1). Общий характер колебаний земной коры в пределах Европейской России. Собр. соч., т. 2. Изд. АН СССР, 1939. (1-е изд. 1894 г.)
- Карпинский А. П. (2). Дополнительная эскизная тектоническая карта Европейской России и прилегающих частей России Азиатской. Собр. соч., т. 2. Изд. АН СССР, 1939.
- Карпинский Ю. П. Каменноугольные отложения южной половины Окско-Цнинского вала. Изв. Моск. геол. треста, 1937, 4.
- Козлова В. Н. Геологическое строение Восточной части Калининской области и западной части Ярославской области. Труды Моск. геол. упр., 1939, вып. 31.
- Крестовников В. Н. О девонских отложениях Воронежской и юго-восточной части Орловской губ. Бюлл. Моск. об-ва испыт. природы, отд. геол., 1925, 3.
- Крестовников В. Н. и Терентьева К. Ф. Материалы к изучению литологии девонских отложений Подмосковского бассейна. Бюлл. Моск. об-ва испыт. природы, отд. геол., 1933, 11.
- Кудрявцев Н. А. О тектонике и возможной нефтеносности северо-западной части Русской платформы (Прибалтийская впадина). Сб. Геология и нефтеносность Русской платформы и Эмбы. М.—Л., Гостоптехиздат, 1946.
- Куцыба А. М. Материалы по геологии Исачковского соляного купола. Труды нефтяной конференции 1938 г. (Киев). Изд. Акад. Наук УССР, 1939.
- Ларионова Е. Н. и Сафроничкий П. А. Геологический разрез палеозоя Полазненско-Краснокамской антиклинали и Вятского вала. Сов. геол., 1939, 9, № 3.
- Ласкарев В. Д. 17-й лист общей геологической карты Европейской части России. Труды геол. ком., 1914, вып. 77.
- Либрович Л. А. Гониматитовые фауны карбона СССР и их значение для стратиграфии этих отложений. Бюлл. Моск. об-ва испыт. природы, отд. геол., 1947, 22, вып. 5.
- Малахова Н. П. К стратиграфии девона центральной части Русской платформы. Сов. геол., 1941, № 3.
- Марковский Б. П. Стратиграфия бокситоносных толщ среднего и верхнего девона бассейна р. Чусовой. Материалы ВСЕГЕИ, общ. серия, 1946, сб. 7.
- Марковский Б. П. и Наливкин Д. В. Задонские и елецкие слои. Труды Гл. геол. упр., 1934, вып. 313.
- Матвеев А. К. Краткое геологическое описание Подсле и Волины. Сов. геол., 1940, № 4.
- Матвеев А. К. Статья в сб.: «Геология и полезные ископаемые западных областей УССР». Госгеолиздат, 1941.
- Москвич М. М. Условия залегания чернышинских известняков в южном крыле Подмосковского бассейна. Учен. зап. Моск. унив., 1947, 2, вып. 124.
- Назаренко Д. Находка морского верхнего девона в северо-западных окраинах Донбасса. Доклады Акад. Наук СССР, 1939, 23, № 4.
- Назарьян А. П. К стратиграфии и тектонике среднекаменноугольных отложений Ржевского и Старицкого Поволжья. Изв. Моск. геол. треста, 1937, 4.
- Наливкин Д. В. О возрасте девона Центральной России. Труды Петрогр. об-ва естествоисп., 1923, 53, вып. 1.
- Наливкин Д. В. Семилукские и воронежские слои. Изв. Гл. геол.-разв. упр., 1930, 14, вып. 1.
- Наливкин Д. В. Группа *Spirifer anossofi* Vern. и девон Европейской России. Зап. Мип. об-ва, серия 2, 1935, 54, вып. 2.
- Наливкин Д. В. Морской средний девон Русской платформы. Пробл. сов. геол., 1937, № 4.
- Наумова С. П. Генетическая классификация углей Подмосковского бассейна. Труды Всес. инст. мин. сырья, 1940, вып. 159.
- Наумова С. Н. Угли Второго Баку. Сов. геол., 1941, № 3.
- Новик Е. О. (1). Составление по флоре каменноугольных отложений Днепровско-Донецкой впадины. Изв. АН УССР, 1941, вып. 1.

- Н о в и к Е. О. (2). К вопросу о стратиграфии и литологии каменноугольных отложений Роменского района. Материалы по нефтеносности Днепровско-Донецкой впадины. Изв. АН УССР, 1941, вып. 1.
- Об р у ч е в Д. В. Стратиграфия среднего девона Ленинградской области. Зап. Мин. об-ва, 1933, вып. 2.
- Об р у ч е в С. В. Геологический очерк б. Данковского, Раненбургского и Лебедянского уездов. Изв. Всес. геол.-разв. объедин., 1932, вып. 72.
- Объяснительная записка к геологической карте Урала масштаба 1 : 500 000. 1935.
- О п п о к о в Е. В. Некоторые сведения о более глубоких буровых колодцах Полесья. Изв. Геол. ком., 1906, 25.
- О п п о к о в Е. В. Украинская тектоническая мульда и Полесский девонский вал по современным сведениям. Бюлл. Моск. общ. испыт. природы, нов. сер. 1925, 23.
- П е т р е н к о А. А. и К и п а р и с о в а Л. Д. Очерки по стратиграфии нижнекамсиугольных отложений Южного Урала. Бюлл. Моск. общ. испыт. природы, нов. сер., 1937, 15 (6).
- П и с т р а к Р. М. Палеогеография девона Подмосковной котловины и смежных с ней областей. Бюлл. Моск. общ. испыт. природы, нов. сер., 1938, 16 (3).
- П и с т р а к Р. М. О возрасте нижней части осадочной серии Боевской скважины. Сов. геол., № 10, 1940.
- П и с т р а к Р. М., Я б л о к о в В. С. и Ш а х о в А. М. Строение угольного пласта Болоховско-Оболенского района Подмосковского бассейна. Труды Всес. инст. мин. сырья, 1938, вып. 119.
- П л а т о н о в Н. Х. Хоперское месторождение железных руд. Главнейшие железорудные месторождения СССР, т. 1, 1934.
- П л о т н и к о в Н. А. Северо-Украинская мульда. Труды Укр. геол. треста и Укр. НИГРИ, 1934.
- П о г у л я е в Д. И. Геология и полезные ископаемые Западной области. Смоленск, 1935.
- П о п о в В. И. и Л у ч и ц к и й И. В. К вопросу о генезисе угленосной толщи нижнего карбона южного крыла Подмосковного бассейна. Пробл. сов. геол., 1938, № 2.
- Р а у з е р - Ч е р н о у с о в а Д. М. О микрофауне и стратиграфическом расчленении разреза карбона Самарской Луки. Нефт. хоз. 1934. № 8.
- Р а у з е р - Ч е р н о у с о в а Д. М. К стратиграфии и палеогеографии визейского и намюрского ярусов Русской платформы и Приуралья. Изв. АН СССР, серия геол., 1943, № 21.
- Р о т а й А. П. Нижний карбон Донбасса и положение намюрского яруса в каменноугольной системе. Труды XVII Международн. геол. конгр., т. 1. М.—Л., ОНТИ, 1939.
- Р о т а й А. П. Итоги работ в пределах обнаженного Донбасса. Сб.: Большой Допбасс. Изд. Ком. по делам госл., 1941.
- Р у ж е н ц е в В. Е. К вопросу о стратиграфии верхнего палеозоя Актюбинской и Оренбургской областей. Пробл. сов. геол., 1936, № 6.
- Р я б и н и н В. Н. Общая геологическая карта Европейской части СССР, лист 55-й. Труды Ленингр. геол.-разв. треста, 1933, вып. 3.
- С е м и х а т о в а С. В. Материалы к стратиграфии нижнего и среднего карбона Европейской части СССР. Бюлл. Моск. общ. испыт. природы, отд. геол., 1938, 14, вып. 3.
- С е р г е е в А. Д. К вопросу о строении Днепровско-Донецкой впадины. Разв. недр, 1941, № 1.
- С е р г е е в А. Д. и Я м н и ч е н к о И. М. Геологическое строение Днепровско-Донецкой впадины по данным бурения и геофизических работ. Материалы по нефтеносности Днепровско-Донецкой впадины. Изв. АН УССР, 1941, вып. 1.
- С о б о л е в Д. Н. Средний девон Келецко-Сandomирского края. Материалы для геол. России, 1909, 24.
- С о б о л е в Д. Н. (1). О фаменском ярусе Келецко-Сandomирского края. Ежег. по геол. и мин. России, 1911, 13, вып. 1—2.
- С о б о л е в Д. Н. (2). О верхнем неодавоне окрестностей Келец. Изв. Варшав. политехн. инст., 1911, вып. 2.
- С о б о л е в Д. Н. О верхнем неодавоне Лагова. Изв. Варшав. политехн. инст., 1912, вып. 3.
- С о б о л е в Д. Н. Эскиз плана и архитектоника кристаллического фундамента Скандо-России. Бюлл. моск. общ. испыт. природы, серия геол., 1926, № 3—4.
- С о б о л е в Д. Н. О геологической структуре Западной Украины. Сов. геол., 1935, 9, № 12.
- С о к о л о в П. В. и К а л ь б е р г Э. А. Геологическая карта СССР. М. 1 : 1 000 000. Лист 0—37 (Архангельск), 1939.
- Т и м е р г а з и н. Геологическое строение и нефтеносность Туймазинского района. Вост. нефть, 1940, № 5—6.

- Тихий В. Н. К стратиграфии карбона Центрально-Черноземной области. Зап. Ленингр. ун-в., 1934, 8.
- Тихий В. Н. (1). Стратиграфия и фауны карбона северо-восточной окраины Днепровско-Донецкой впадины. Сб.: Большой Донбасс. Изд. Ком. по делам геол., 1941.
- Тихий В. Н. (2). Палеогеография воронежского карбона. Сов. геол., 1941, № 4.
- Тихомиров С. В. Девон среднего Тимана. Изв. АН СССР, серия геол., 1943, № 2.
- Голстихина М. М. Заметки о каменноугольных отложениях Архангельской и Вологодской губ. Вестн. Геол. ком., 1923, № 9—10.
- Голстихина М. М. Каменноугольные отложения Онего-Двинского между-речья. Зап. Мин. общ. 1934, 13, вып. 2.
- Тяжева А. П. К стратиграфии франских отложений района Ишелка — Сикияз и среднего течения р. Ай. Сов. геол., 1940, № 11.
- Ульмер А. Э. К вопросу о стратиграфии и генезисе осадков нижнего карбона Сталиногорско-Донского района. Пробл. сов. геол., 1938, № 2.
- Филипова М. Ф. К вопросу о генезисе красноцветной толщи среднего девона Ленинградской области. Труды Петр. в-ст. АН СССР, 1934, вып. 6.
- Хорова И. В. Среднекаменноугольные отложения западного склона Урала в пределах Южной Башкирии и Оренбургской области. Бюлл. Моск. общ. испыт. природы, отд. геол., 1937, 15 (6).
- Хорова И. В. Нижнекаменноугольные отложения западного склона Урала в пределах южной Башкирии, Чкаловской области и Северного Казахстана. Бюлл. Моск. общ. испыт. природы, отд. геол., 1939, 17 (2—3).
- Хименков В. Г. Общая геологическая карта Европейской части СССР, лист 43-й. Труды Моск. геол. треста, 1934, вып. 7.
- Чепиков К. Р., Крестовников В. Н. и Кузнецов А. Г. Новые данные по девонским отложениям юго-восточной части Русской платформы. Доклады Акад. Наук СССР, новая серия, 1947, 57, № 2.
- Чернышев Ф. Н. Историческая геология, М., 1925.
- Шатский Н. С. К вопросу о происхождении роменских гипсов и пород Исачковского холма на Украине. Бюлл. Моск. общ. испыт. природы, отд. геол., 1931, 9 (3—4).
- Шатский Н. С. (1). О тектонике Восточно-Европейской платформы. Бюлл. Моск. общ. испыт. природы, отд. геол., 1937, 15, вып. 1.
- Шатский Н. С. (2). Происхождение Донецкого бассейна. Бюлл. Моск. общ. испыт. природы, отд. геол., 1937, 15, вып. 4.
- Шатский Н. С. К вопросу о возрасте складчатого основания Русской платформы. Сов. геол., 1940, № 10.
- Шатский Н. С. О верхнепалеозойской структуре «Восточно-Русской впадины». Доклады Акад. Наук СССР, 1941, 31, № 5.
- Шатский Н. С. Андрей Дмитриевич Архангельский (1879—1940 г.). Бюллетень Моск. общ. испыт. природы, серия историч., 1944, № 24.
- Шатский Н. С. Очерки тектоники Волго-Уральской нефтеносной области и смежных частей западного склона Южного Урала. Материалы к познанию геологического строения СССР. Там же, нов. сер., 1945, вып. 2 (6).
- Шатский Н. С. (1). Основные черты строения и развития Восточно-Европейской платформы. Изв. АН СССР, серия геол., 1946, № 1.
- Шатский Н. С. (2). Большой Донбасс и система Вичита. Там же, 1946, № 6.
- Швецов М. С. К вопросу о стратиграфии нижнекаменноугольных отложений южного крыла Подмосковского бассейна. Вестн. Моск. горн. акад., 1922, 1, № 2.
- Швецов М. С. Общая геологическая карта Европейской части СССР. Лист 58-й, с.-з. четверть. Труды Всесоюз. геол.-разв. объедин., 1932, вып. 83.
- Швецов М. С. История Московского каменноугольного бассейна в диакантскую эпоху. Труды Моск. геол.-разв. инст., 1938, 12.
- Швецов М. С. Московский девон и карбон. Сов. геол., 1940, № 7.
- Шульга П. А. О возрасте пестроцвета роменских скважин. Материалы по нефтеносности Днепровско-Донецкой впадины. Изв. АН УССР, 1941, вып. 1.
- Яблоков В. С., Пистрак Р. М., Жемчужников Ю. А. и Вальц И. Э. Строение и условия залегания главного угольного пласта Щекинского района Подмосковского бассейна. Труды Моск. геол. треста, 1936, вып. 12.
- Янишевский М. Э. Геологический очерк западной части 41-го листа 10-верстной карты Европейской части СССР. Труды Гл. геол.-разв. упр., 1931, вып. 78.
- Viboff S. Neue Angaben über den Scytischen (Polessje) Wald. Geol. Rdsch., 1935, 26, H. 4.
- Bielenstein H. Stratigraphie des Devon in Nord-Ost Latgale. Arbeit des Naturforschervereins zu Riga, neue Folge, 1938, H. 22.
- Czapocki J. Przegląd stratygrafji famenu i karbinu dolnego (Kulmu) w zachodniej i środkowej części gór Świętokrzyskich. P. I. G., Pos. Nauk. 1928, № 21.

- Czarnock J. Stratygrafia warstw granicznych miedzy devonem i karbonem w okol. Kowali. P. I. G., Pos. Nauk., 1933, № 35.
- Czarnocki J. Przegląd stratygrafji i paleogeografji dewonu dolnego gór Świętokrzyskich. Sprawozdania P. I. G., 8, 1937, № 4.
- Dalinkевич J. A. The stratigraphy of the devonian deposits and lower carboniferous transgression in Liethnania. Mém. de la faculté d. Sci. de l'Univ. Vytautas le Grand, 1939, 13, № 4.
- Delle N. Devonablagerungen der Niederung von Zemgale, des Gebietes der Augszeme (Ober — Kurland) und Litauens. Latvijas universitates raksti, 1937, 2, № 5.
- Gros W. Zur Gliederung des Baltischen Old Reds. Zs. d. Deutsch. Geol. Ges., 1934, 81, H. 7.
- Halicki Br. et Rydzewski B. Sur. les resultats généraux du sondage profond à Druskeniki. P. I. G., Pos. Nauk., 1934, № 39.
- Kelus A. Devonische Brachiopoden und Korallen der Umgegend von Pelosa in Wolhynien. P. I. G., 1939, biul. № 8.
- Kraus E. Studien zur Ostbaltischen Geologie, Bd. 9. Die Geschichte des Devonians in Lettland. Veröffentlichungen aus dem Geol. Paläontolog. Inst. der Univ. Riga, 1930, № 20.
- Kraus E. Studien sur Ostbaltischen Geologie, Bd. 13. Fazienstudien im Alt- und Neurortsandstein. Veröffentlichungen aus dem Geol.— Paläontolog. Inst. der Univ. Riga, 1913, № 12.
- Kraus E. (1). Studien zur Ostbaltischen Geologie, Bd. 1. Marine Transgression—Stössè im Baltischen Devon. Veröffentlichungen aus dem Geol.—Paläontolog. Inst. der Univ. Riga 1937, № 9.
- Kraus E. (2). Studien sur Ostbaltischen Geologie, Bd. 19. Der Bau des Devons in Lettland. N. Jb. f. Min., Geol. u. Paläont., 1937, 77, H. 3.
- Orviku K. Die untersten Schichten des Mitteldevons in Eesti. Acta et comment. Univ. Tartuensis, 1930, 16, H. 5.
- Orviku K. Tartu linne Hidrogeologia. Учен. зап. Тартуского унив., геол. и гидрореол., 1946, № 1.
- Samsónowicz J. O dewonie i cenomanie w okolicach Pelczy. P. I. G., Pos. Nauk., 1926, № 15.
- Samsónowicz J. Nowe dane o dewonie, kredzie i trzeciorzędzie okolic Pelczy na Wolyniu. P. I. G., Pos. Nauk., 1927, № 18.
- Samsónowicz J. Sprostozczenia nad dolomitami dewonskimi Zawadówki i Korzawy nad Zlotą Lipą na Podolu. P. I. G., Pos. Nauk., 1929, № 24.
- Samsónowicz J. Turon, cenoman i dewon z otworu świdrowego w Nieświeczu na Wolyniu. P. I. G., Pos. Nauk., 1930, № 26.
- Samsónowicz J. Kilka uwag o budowie i faunie dewonu Pelczy oraz o zagadnieniach tyjących się składu i rozmieszczenia paleozoikum na Wolyniu, między walem Scytyjskim i rowen Luimbels. P. I. G., Pos. Nauk., 1931, № 30.
- Samsónowicz J. Kilka uwag o dewonie i trzeciorzędziu w pow. Luckim. Wyniki głębokiego wiercenia w Zdobunowie. P. I. G., Pos. Nauk., 1933, № 35.
- Samsónowicz J. Badania geologiczno-wiertnicze, wykonane w roku 1937—1938 na Wolyniu. Biul. P. I. G., 1939, № 9.
- Sujkowski Zb. O znalezieniu granitów na Polesiu na północ od Prypeci. P. I. G., Pos. Nauk., 1927, № 18.
- Sujkowski Zb. Sprawozdanie z badań, dokonanych w 1930 r. na Wolyniu. P. I. G., Pos. Nauk., 1931.
- Sujkowski Zb. (1). Le silurien de Volhynie d'après la sondage de Bocianowka. Bull. P. I. G., 1939, № 12.
- Sujkowski Zb. (2). Osady ladowe, prawdopodobnie dolnokarbońskiego wieku na wschodniem Polesie. P. I. G., 1939, bull. № 13.
- Sujkowski Zb. The geological structure of East Poland and West Russia. A summary of recent discoveries. Quart. Journ. Geol. Soc. London, 1946.
- Zuch W. Old-red Podolski. Prace P. I. G., 1927, № 11.
- Zuch W. Sprawozdanie z badań nad Old-redem Podola, wykonanych w 1927 r. P. I. G., Pos. Nauk., 1928, № 21.

О Г Л А В Л Е Н И Е

Введение	1
Г л а в а I. Вводная	2
1. Об основных сводных работах по палеогеографии и тектонике Русской платформы	2
2. Методика и содержание работы	7
Г л а в а II. Девонские отложения и их фации	13
1. Древний палеозой, нижний девон и первая половина среднего девона (эйфель)	13
2. Вторая половина среднего девона (живетский ярус)	18
3. Верхний девон	27
Г л а в а III. Каменноугольные отложения и их фации	44
1. Нижний карбон	45
2. Средний карбон	70
3. Верхний карбон	79
Г л а в а IV История развития структур в свете фациального анализа (общие закономерности)	80
Г л а в а V. Развитие тектоники Русской платформы в девонское и каменноугольное время	83
Общие выводы	92
Литература	96

*Печатается по постановлению
Редакционно-издательского совета
Академии Наук СССР*

*

Редактор издательства *В. Я. Марков*
Технический редактор *Н. А. Невраева*
Корректор *В. Е. Посельский*

*

РИСО АН СССР № 4059. Т-08012. Издат. № 2665.
Тип. заказ № 427. Подп. к печ. 7/Х 1950 г.
Формат бум. 70×108^{1/8}. Печ. л. 8,90.
Бум. л. 3,25. Уч.-издат. 5 л. Тираж 1000.
2-я тип. Издательства Академии Наук СССР
Москва, Шубинский пер., д. 10