АКАДЕМИЯ НАУК
СССР

А. И. ЕЛИСЕЕВ

ФОРМАЦИИ ЗОН ОГРАНИЧЕНИЯ СЕВЕРО-ВОСТОКА ЕВРОПЕЙСКОЙ ПЛАТФОРМЫ

АКАДЕМИЯ НАУК СССР
КОМИ ФИЛИАЛ
ИНСТИТУТ ГЕОЛОГИИ

А. И. ЕЛИСЕЕВ

ФОРМАЦИИ ЗОН ОГРАНИЧЕНИЯ СЕВЕРО-ВОСТОКА ЕВРОПЕЙСКОЙ ПЛАТФОРМЫ

(поздний девон и карбон)

ЛЕНИНГРАД
«НАУКА»
ЛЕНИНГРАДСКОЕ
ОТДЕЛЕНИЕ
1978

УДК 551.263(234.851)

Формации зон ограничения северо-востока Европейской платформы (поздний девон и карбон). Е л и с е е в А.И. Л., „Наука", 1978. 192 с.

Работа является результатом двадцатилетних исследований автором верхне-девонско-каменноугольных отложений северо-восточного ограничения Европейской платформы (Елецкой и Лемвинской зон севера Урала и Приуралья). Впервые проведенный литолого-формационный анализ этих отложений позволил выяснить состав, строение, условия образования осадочных формаций и перспективы поисков полезных ископаемых. Выделены новые формации - калейдовая и толеровая, характерные для зоны сочленения платформы и геосинклинали. Это позволило более четко представить формационные ряды Елецкой и Лемвинской зон на доорогенном этапе. На основании сравнения рядов сделан вывод о границе платформы и геосинклинали. Проведен сравнительный формационный анализ зон ограничений древних платформ. Лит. - 162, ил. - 22, табл. - 9.

О т в е т с т в е н н ы й р е д а к т о р
В. А. ДЕДЕЕВ

Е $\frac{20801-661}{055(02)-78}$ 242-78

© Издательство „Наука', 1978 г.

В В Е Д Е Н И Е

Вопросы об ограничениях древних платформ, или, другими словами, сочленениях их с геосинклиналями, являются одними из наиболее трудных и еще недостаточно разработанных в геологической науке. До недавнего времени основные исследования были направлены на выяснение соотношений между этими крупнейшими структурами земной коры лишь на заключительной стадии развития геосинклиналей, соответствующей образованию краевых прогибов. Соотношения же платформ и геосинклиналей на доорогенном этапе изучены гораздо хуже. Однако только изучение полного цикла развития геосинклинали позволит выяснить истинный характер взаимоотношений между платформой и геосинклиналью. Вопрос этот, помимо теоретического, имеет большое и практическое значение, так как зоны сочленений платформ и геосинклиналей содержат месторождения нефти, газа и других полезных ископаемых.

Изучением этой проблемы заняты в основном тектонисты, которые наряду с другими методами широко применяют формационный анализ. К сожалению, литологи уделяют меньшее внимание этой проблеме, хотя необходимость литологических исследований при формационном анализе вряд ли нуждается в обосновании. Только с помощью литологов, по мнению автора, возможно провести надлежащий формационный анализ и тем самым содействовать успешному решению рассматриваемого вопроса.

Трудность изучения зон сочленения платформ и геосинклиналей связана прежде всего с тем, что эти зоны, как правило, перекрыты молассовыми образованиями краевого прогиба или более молодыми платформенными осадками. Одним из наиболее благоприятных в этом отношении районов является западный склон севера Урала и прилегающая часть Европейской платформы. Здесь палеозойские отложения прослеживаются по естественным выходам, а также вскрыты буровыми скважинами.

В этом районе палеозойские отложения относятся к двум различным структурно-формационным зонам - Елецкой и Лемвинской, что впервые было показано К.Г. Войновским-Кригером (1945). Если геосинклинальная природа Лемвинской зоны ни у кого пока

не вызывает сомнений, то природа Елецкой зоны, расположенной на границе типичной платформы и геосинклинали, является спорной. Одни исследователи относят ее к геосинклинали (Херасков, Перфильев, 1963, и др.), другие к платформе (Варсанофьева, 1963; Пучков, 1975, и др.). Установление природы этой зоны является основным вопросом при выяснении характера ограничения северо-востока Европейской платформы в палеозое.

На протяжении многих лет, начиная с 1954 г., автор занимается изучением литологии верхнедевонских и каменноугольных отложений указанных зон севера Урала. Вначале эти исследования были тесно связаны со стратиграфическими (Елисеев, 1963, 1973), затем получили литолого-формационную направленность. В результате впервые проведен детальный литолого-формационный анализ позднедевонско-каменноугольных отложений северо-восточного ограничения Европейской платформы. Заметим, что первая попытка выделения формаций в этом районе принадлежит В. И. Богацкому, В. Н. Пучкову и Н. И. Тимонину, которые использовали формационный анализ при тектонических реконструкциях. Однако, не занимаясь литологическим изучением, указанные авторы естественно не могли дать детальную характеристику состава и строения формаций, необходимую для объективного их выделения.

При литологических исследованиях основным методом автора, кроме полевых наблюдений, было изучение шлифов (в общей сложности их изучено около 8000). Широко применялись также химические, термические и некоторые другие виды анализов, выполненные в лабораториях Института геологии Коми филиала АН СССР. Химические анализы проводили Л.П. Павлов, Э.Г. Бабушкина, И.А. Репина, Н.А. Малькова, С.А. Ананьина, Г.Я. Тюрнина, Л.М. Бер. Термические анализы выполнены В.В. Беляевым, рентгеноструктурные — В.В. Хлыбовым. Шлифы изготовлены А.Н. Михайловым, А.И. Антуфьевым, З.И. Сухановой, Р.И. Титовой и Н.С. Поповой. В оформлении работы принимали участие Н.С. Сорвачев, Н.И. Попова, Н.В. Кошелева. Большую помощь автору оказал Г.Ф. Семенов во время нескольких полевых сезонов и камеральной обработки материала. Им, в частности, сделаны фотографии шлифов и пришлифовок, использованные в качестве иллюстрации к настоящей работе.

На протяжении многих лет автору неоднократно приходилось консультироваться у различных специалистов, среди которых следует назвать А.А. Чернова, В.А. Варсанофьеву, а также К.Г. Войновского-Кригера, В.С. Журавлева, Б.М. Келлера, О.А. Липину, В.П. Маслова, В.В. Меннера, В.Д. Наливкина, А.С. Перфильева, Д.М. Раузер-Черноусову, Е.А. Рейтлингер, Н.М. Страхова, М.Н. Соловьеву, С.В. Тихомирова, И.В. Хворову.

Весьма полезен был обмен мнениями по проводимым исследованиям с товарищами по работе — В.Н. Пучковым, Н.И. Тимониным, Я.Э. Юдовичем, В.И. Чалышевым, В.Г. Геценом, В.В. Юдиным, Э.С. Щербаковым. По вопросам стратиграфического расчленения отдельных конкретных разрезов автор обращался к А.И. Першиной,

Г.А. Чернову, З.П. Михайловой, Н.В. Калашникову, В.А. Чермных, В.С. Цыганко. Всем отмеченным лицам автор искренне признателен. Особую благодарность автор выражает В.А. Дедееву, взявшему на себя труд редактора и оказавшему большую помощь при подготовке работы к печати.

П А Р А Г Е Н Е З Ы П О Р О Д
О С Н О В А В Ы Д Е Л Е Н И Я Ф О Р М А Ц И Й

В настоящее время учение о геологических формациях привлекает все большее внимание исследователей. Развиваясь на стыке главных направлений геологии, оно становится важнейшей ее составной частью, хотя еще и не оформилось в самостоятельную науку. Роль формаций осознается не только геологами, но и философами. В этом отношении небезынтересно привести следующее высказывание Б.М. Кедрова (1963): "Взаимосвязь наук, отражающая взаимосвязь форм движения, распространяется и на основное содержание каждой науки и, прежде всего, на ее основное понятие. Для физики таким основным понятием служит понятие "форма энергии", для химии — понятие "химический элемент", для биологии — понятие "вид". В геологии, по-видимому, таким основным понятием является понятие "геологическая формация" (с. 150).

Формациям посвящена уже немалая литература, однако все же нужно заметить, что учение о них находится лишь на начальном этапе своего развития. Мало еще работ, посвященных детальному анализу формаций, недостаточно разработаны теоретические основы и методология учения о формациях. Причины этого положения анализировались многими исследователями. Пожалуй, наиболее всесторонне их рассмотрел И.В. Круть (1973).

Не останавливаясь на истории учения о формациях и различных существующих в нем направлениях, поскольку этот вопрос особенно детально освещен во многих работах Н.Б. Вассоевича (1966), рассмотрим только те представления, которых мы придерживаемся. Многолетнее изучение каменноугольных отложений севера Урала и Приуралья привело автора к выводу, что в учении о формациях наиболее плодотворным является парагенетическое направление, разработанное Н.С. Шатским и развиваемое его сторонниками. Общепризнанно, что в настоящее время это направление является лидирующим. Оно исходит из следующего определения формаций, данного Н.С. Шатским (1965б): "Осадочными формациями называются естественные комплексы сообществ или ассоциаций горных пород, составляющие члены которых, т.е. слои, пачки, породы, свиты, отложения парагене-

тически связаны друг с другом как в вертикальном, так и в латеральных направлениях" (с. 175). Это определение затем было развито Н.П. Херасковым (1967).

Парагенетический принцип выделения формаций является важным научным методом. Преимущество его перед генетическим методом выделения формаций в том, что за основу берутся наблюдаемые факты (его называют иногда эмпирическим). Ведь не секрет, что происхождение многих осадочных отложений остается спорным, поэтому по генетическому принципу трудно выделять и классифицировать формации. "Формации устанавливаются опытным путем, т.е. непосредственным наблюдением в поле, изучением разрезов, изучением свит, обычным геологическим методом. Установленные таким образом парагенезы формаций проверяются путем поисков аналогичных формаций в других местах земного шара, в других геологических разрезах, в других по возрасту отложениях... Повторяемость этих парагенезов в разных местах и в различные эпохи развития земной коры и является надежнейшим признаком правильности выделения данных естественных ассоциаций" (Шатский, 19656, с. 176).

Сказанное отнюдь не означает, что в поле сразу же выделяются формации. Для их выделения требуется обработка материала, сравнение материалов многих разрезов, подчас нескольких полевых сезонов. Заметим, что в геосинклинальных областях, где формации имеют вид "узких линз", они гораздо легче картируются, чем в платформенных областях. В последних формации занимают обширные территории и для их выделения требуется изучение гораздо большего количества разрезов.

Весьма сложной и еще недостаточно разработанной проблемой является вопрос о строении формаций, о ее составных частях, что значительно затрудняет выделение и изучение формаций. Видимо, нельзя согласиться с точкой зрения Г.Ф. Крашенинникова (1962) о генетических типах отложений как промежуточных таксономических единицах между породами и формациями, так как это противоречит исходному принципу выделения формаций. Более приемлемой является точка зрения И.В. Хворовой (1963), которая ввела представление об элементарных породных ассоциациях и градациях.

Эти представления являются весьма ценными и значительно способствуют изучению и выделению формаций. "Каждая элементарная породная ассоциация отличается от другой набором входящих в нее пород и особенностями их чередования или стратификации" (Хворова, 1963, с. 14). В особо сложных формациях породные ассоциации возможно группировать в литологические комплексы. На вопрос, для чего нужно выделение породных ассоциаций и что дает их изучение, И.В. Хворова дает такой ответ: "Тот, кто имеет дело с конкретной формацией, особенно сложной по своему строению, вынужден обращаться к породным сочетаниям даже просто для того, чтобы дать ее характеристику. Однако значение породных ассоциаций не ограничено только этим. Изучение их помогает установить механизм и условия осадконакопления. Здесь, по существу, мы начинаем раскрытие

парагенеза, выясняя почему "разное" возникает "рядом", порождено ли это сменой физико-географических и тектонических условий или определено особенностями самой седиментации в данной неизменной обстановке" (Хворова, 1963, с. 14).

Многие формации испытывают латеральные изменения, поэтому важно выяснить не только, какими породами и породными ассоциациями образована та или иная формация, но и проследить, как они меняются внутри формации. При изучении формации обычно выделяются типы разрезов, отличающиеся один от другого различными породными ассоциациями, а также мощностями отложений. Такие части формаций, характеризующиеся особым типом разрезов, вслед за И.В. Хворовой (1961, 1963) целесообразно называть градациями.

Рассматривая вопросы образования формаций, необходимо иметь в виду, что три главных фактора определяют образование любой формации: исходное вещество, физико-географические условия накопления осадков и тектоника (Хворова, 1963). Хотя все три рассмотренных фактора тесно взаимосвязаны и взаимодействуют, каждый из указанных факторов действует на образование формаций по-особому, в известной мере независимо, определяя те или иные конкретные их черты.

Намечается еще один фактор, влияющий на характер и строение формаций, — вторичные изменения осадков, особенно диагенетические процессы, которые приводят к образованию некоторых новых пород уже после осадконакопления. В отдельных градациях роль этого процесса весьма значительна, что наглядно видно на примере глинисто—кремнисто—известняковых градаций.

Выше изложены главные принципы, положенные в основу выделения формаций. Методически же выделение формаций связано с типизацией и литолого-стратиграфическим сравнением разрезов. Типизация разрезов особенно необходима при выяснении их строения, выделения их составных частей — градаций. При выделении же элементарных породных ассоциаций на первое место безусловно выступает литологическое изучение пород. Наконец, когда рассматривается происхождение формаций, их положение в палеоструктуре района, совершенно необходимо знание не только литологии, но и тектоники. Таким образом, в формационном анализе, как указывал еще Н.С. Шатский, тесно соединяются и литологический, и стратиграфический, и тектонический подход.

ТИПЫ РАЗРЕЗОВ

Основы стратиграфии палеозойских отложений рассматриваемого района заложены в 20-40-х годах трудами А.А. Чернова, В.А. Варсанофьевой, Т.А. Добролюбовой, Е.Д. Сошкиной, К.Г. Войновского-Кригера. В последующие 50-70-е годы разработана детальная стратиграфия этих отложений. Описанию девонских отложений посвящены работы А.И. Першиной (1960, 1962), А.И. Першиной и др. (1971), Г.А. Чернова (1962, 1972) и других исследователей. Детальная стратиграфия каменноугольных отложений дана в работах В.А. Варсанофьевой и Д.М. Раузер-Черноусовой (1960), В.А. Варсанофьевой и Е.А. Рейтлингер (1962), Л.Н. Белякова и Н.В. Енокян (1972), А.И. Елисеева (1963, 1973), Н.В. Калашникова (1964, 1970), З.П. Михайловой (1974), И.С. Муравьева (1968), В.А. Чермных (1976) и др.

В данной главе рассматриваются типы разрезов верхнедевонских и каменноугольных отложений, так как типизация разрезов является подготовительным этапом формационного анализа. Выделение типов разрезов проведено автором в основном по материалам личных литологических исследований. Заметим, что для части рассматриваемой территории типы разрезов карбона, правда, отличающиеся от предлагаемых нами, выделены ранее И.С. Муравьевым (1968).

Девонско-каменноугольные, как и все палеозойские отложения в Елецкой и Лемвинской зонах, резко отличны, поэтому целесообразно рассмотреть их отдельно. Отличие этих зон было впервые установлено К.Г. Войновским-Кригером (1945), который показал, что отложения Елецкой зоны сложены преимущественно известняками и доломитами, а Лемвинской — глинистыми и кремнистыми сланцевыми толщами. Существенно отличаются и тектонические структуры в обеих зонах. В Елецкой зоне характерны линейные складки, осложненные разрывными нарушениями. Для Лемвинской зоны характерны почти исключительно юго-восточное падение пород, изоклинальная складчатость и мелкие чешуи, широкое развитие надвигов различной амплитуды.

Елецкая зона протягивается непрерывной полосой по всему западному склону Северного, Приполярного и Полярного Урала (рис. 1,

Таблица 1

Типы разрезов Елецкой зоны

Ярус, подъярус, горизонт	Западные разрезы	Центральные разрезы	Восточные разрезы
Нижнеартинский	Известняковый (шарьюский), 20-30м	Кремнисто-известняковый (сынинский) 150 м / 70 м	Терригенный (шугорский), до 500 м
Сакмарский	Известняковый (саръюгинский), 50-120 м		Глинисто-известняковый (шеркыртинский) 35-38 м / 20-22 м; Известняковый биогермный (кожимский) 70 м / 300 м
Ассельский	30-100 м	30-100м	
Оренбургский	Известняковый (шарьюский) 10-50 м	Глинисто-кремнисто-известняковый (шугорский) 30-45 м	Известняковый биогермный (оселокский) 20 м
Гжельский	75-140м	35 м	Известняковый биогермный (косъюский) 23-100м / 50-100 м
Верхнемосковский	10-70 м	48 м	
Нижнемосковский	Доломитово-известняковый (нияшорский), 70м; 35-85 м	85 м	
Башкирский	100-150м		Известняково-брекчиевый (кожимский) 50 м / 100 м
Протвинский	100 м		50 м; Известняковый биогермный (унь-инский), 20-30м
Тарусско-стешевский	Известняково-доломитовый (шарьюский) 75-85 м	Кремнисто-глинисто-известняковый (изъяюский), 180 м	50-100 м

Веневский	Доломитово-известняковый (шаръюский), 50-80 м	Брекчиево-доломитово-известняковый (изъяюский), 50-93 м	Известняковый (уньинский) 30-100 м / 50-80 м
Михайловский Алексинский	Известняковый (подчеремский) 65-320 м	Кремнисто-известняковый 100 м (?)	Известняковый рифовый (надотский), 200 м
Тульский	50-70 м	(кушковатский) 100 м	?
Бобриковский	Глинисто-песчаниковый 70-100 м	Песчаниково-глинистый 20 м	Глинисто-известняковый (кожимский), 34-125 м
Нижневизейский	Угленосный (вуктыльский) 200-270 м	Сидеритоносный (сынинский) 30-200 м	Известняково-песчаниково-глинистый (вангырский), 50-100 м; Глинистый сидеритоносный (кожимский), 300 м
Верхнетурнейский	Известняковый (сынинский) 30-45 м	Глинисто-кремнисто-известняковый (вангырский) 150-400 м	Известняковый (патокский) 100-150 м
Нижнетурнейский	25-75 м	75-300 м	40-100 м
Фаменский	Доломитово-известняковый (сынинский), 200-250 м	100-300 м	Доломитово-известняковый (патокский) 250-300 м
Верхнефранский	Терригенно-известняковый (шаръюский) 150-180 м	Кремнисто-глинисто-известняковый (саръюгинский) 60 м	100 м
Среднефранский	300-360 м	20 м	170-250 м

см. вкл.). Лемвинская зона (в узком смысле) расположена восточнее Елецкой в пределах Полярного Урала. Южнее, после значительного перерыва, формации лемвинского типа наблюдаются в верховьях Печоры (Пучков, 1974). Формации этих районов настолько близки, что можно предполагать развитие в прошлом единой Лемвинской зоны. Заметим также, что отложения, близкие к Елецким и Лемвинским, развиты на Пай-Хое (Устрицкий, 1961).

ЕЛЕЦКАЯ СТРУКТУРНО-ФОРМАЦИОННАЯ ЗОНА

Верхний девон

В верхнем девоне выделяются франский и фаменский ярусы, представленные в основном карбонатными породами. Мощность отдела достигает 900 м (Першина и др., 1971).

Франский ярус. Франский ярус делится на три подъяруса. Нижнефранские отложения сложены терригенными и карбонатными, средне- и верхнефранские — карбонатными породами. Их общая мощность достигает 600 м. Нижнефранские отложения нами не рассматриваются, поэтому описание начнем с среднефранского подъяруса.

Среднефранский подъярус. Среди отложений с запада на восток выделяются три типа разрезов (табл. 1): терригенно-известняковый — шарьюский, кремнисто-глинисто-известняковый — саръюгинский и доломитово-известняковый — патокский.

Шарьюский тип охватьюает разрезы того же наименования, Выделенные А.И. Першиной (1962), а также часть разрезов, относимых указанным автором к елецкому типу, в частности разрез р. Б. Сыни. Характерным для всех этих разрезов (рр. Шарью, Б. Сыня, Вангыр, Б. Саръюга, Изрузьшор и др.) является присутствие среди тонкоплитчатых известняков частых прослоев мергелей, аргиллитов, реже алевролитов. Мощность отложений 300-360 м. В них выделяются саргаевский, доманиковый и мендымский горизонты, охарактеризованные фауной, в том числе гониатитами (Першина, 1962).

Саръюгинский тип отмечен пока только на р. Б. Саръюге, где описан А.И. Першиной (1962) под названием кысуньского. К среднефранскому подъярусу в этом разрезе относится толща мощностью около 20 м, представленная чередованием темно-серых известняков, слоистых мергелей, углистых аргиллитов и кремней. Наблюдаются прослои спикуловых известняков.

Патокский тип объединяет значительную часть разрезов среднефранского подъяруса (рр. Унья, М. Печора, Подчерем, Б. Паток, Б. Надота, Лек-Елец и др.). Отложения сложены преимущественно светло-серыми водорослевыми или водорослево-строматопоровыми известняками, часто с прослоями оолитовых и мелкообломочных известняков. Широко распространены также доломиты, образовавшиеся

в результате замещения известняков. Отложения эти сравнительно бедны фауной, подразделение их на горизонты проводится довольно условно. Общая мощность отложений 170-250 м (Першина, 1971).

Верхнефранский подъярус. Верхнефранские отложения также представлены разрезами трех типов: терригенно-карбонатным — шаръюским, кремнисто-глинисто-известняковым — саръюгинским и доломитово-известняковым — патокским.

Шаръюский тип включает те же разрезы, что были отмечены для одноименного типа среднефранских отложений. Верхнефранские отложения сложены тонкоплитчатыми известняками, часто глинистыми, с прослоями мергелей и аргиллитов, с богатым комплексом брахиопод. Выделяются аскынский и барминский горизонты общей мощностью 150-180 м (Першина, 1962).

Саръюгинский тип отмечен лишь в одном месте — на р. Б. Саръюге. А.И. Першина описывала его под названием кысуньского (Першина, 1962). По сравнению с среднефранскими отложениями здесь уменьшается роль углистых аргиллитов и мергелей, но увеличивается роль кремней. Отмечаются прослои спонголитов и спикуловых известняков. Видимая мощность около 60 м.

Патокский тип наиболее широко распространен (рр. Унья, М. Печора, Подчерем, Щугор, Б. Паток, Б. Надота, Лек-Елец и др.). Эти разрезы сложены преимущественно светло-серыми водорослево-строматопоровыми известняками с прослоями оолитовых и мелкообломочных. Здесь также характерны псевдообломочные доломито-известняковые породы. Практически провести более дробное расчленение удалось лишь в районах рр. Подчерема и Щугора, где выделяются аскынский и барминский горизонты (Першина и др., 1971). Мощность отложений не менее 100 м.

Фаменский ярус. В фаменском ярусе выделяются нижне- и верхнефаменский подъярусы общей мощностью 100-300 м (Першина и др., 1971). Их отложения представлены разрезами трех типов: западным доломитово-известняковым — сынинским, глинисто-кремнисто-известняковым — вангырским и восточным доломитово-известняковым — патокским.

Сынинский тип характерен для гряды Чернышева (рр. Б. Сыня, Еджыдъю, Шаръю и др.) и представлен светло-серыми микрозернистыми, иногда тонкослоистыми известняками, в нижней части сильно доломитизированными. В разрезах Изрузьшора и Пымвашора встречены прослои оползневых брекчий (Першина, 1962). Мощность отложений 200-250 м.

Вангырский тип включает разрезы по рр. Вангыру, Гердкыртаелю, Косью, Кожиму, Б. Инте. Характерным для отмеченных разрезов является переслаивание обломочных известняков с микрокомковатыми аргиллитами и кремнями. Особенно интересен разрез по р. Вангыру (Елисеев, 1960а), где наблюдаются пачки грубообломочных известняков (известняковых брекчий), неоднократно появляющихся в разрезе. Отложения этого типа бедны фауной. Встречены лишь редкие

брахиоподы и фораминиферы. Мощность отложений 100-150 м, но в скважине Югыд-Вуктыл, по-видимому, достигает 300 м.

Патокский тип. Наиболее полно представлен разрезами на рр. Унье, М.Печоре, Подчереме, Б. Патоке, Лек-Ельце, где они сложены светло-серыми и серыми известняками, часто мелкообломочными и водорослевыми, местами оолитовыми и строматопоровыми. Характерными для многих разрезов (рр. Подчерем, Б. Паток, Шугор и др.) являются пятнистые ("псевдообломочные") известняково-доломитовые породы. Мощность отложений достигает 300 м.

Нижний карбон

В Елецкой структурно-формационной зоне основная часть разреза карбона представлена карбонатными породами. Отложения эти богаты различной фауной, прежде всего фораминифер и брахиопод, что позволяет расчленить их детально, вплоть до выделения горизонтов согласно унифицированной схеме карбона Русской платформы. Как и раньше (Елисеев, 1963), автор несколько отступает от унифицированной схемы: намюрский ярус не выделяется, граница между каменноугольной и пермской системами проводится по кровле ассельского яруса.

Средняя суммарная мощность каменноугольных отложений составляет 1800 м. Отложения нижнего карбона широко распространены и по сравнению с другими двумя отделами имеют наибольшую мощность, достигающую 1000-1600 м. Среди них выделяются турнейский и визейский ярусы.

Турнейский ярус. Отложения турнейского яруса развиты почти на всей рассматриваемой территории. Они отсутствуют лишь в центральной части гряды Чернышева, где в турнейское время был перерыв в осадконакоплении. Мощность отложений колеблется от 70 до 700 м.

Нижнетурнейский подъярус. Нижнетурнейские отложения представлены разрезами трех типов: известняковым западным — сынинским, глинисто-кремнисто-известняковым — вангырским и известняковым восточным — патокским.

Сынинский тип характерен для гряды Чернышёва (рр. Б. Сыня, Изрузьшор, Пышвашор). На Б. Сыне нижнетурнейские отложения представлены светло-серыми и желтовато-серыми мелкообломочными известняками (известняковыми песчаниками и гравелитами с размерами обломков до 1 см), а также микрокомковато-детритовыми известняками. Их общая мощность равна 25 м.

В северной части гряды Чернышева (руч. Изрузьшор) мощность отложений увеличивается до 75 м. Здесь основную роль в строении толщи играют микрокомковатые и мелкодетритовые известняки. В центральной части гряды эти отложения отсутствуют вследствие стратиграфического перерыва.

Вангырский тип разрезов объединяет рр. Вангыр, Изъяю и Б. Инту. Они вскрыты также скважинами на р. Югыд-Вуктыле. Во многих разрезах, где можно предполагать развитие этих отложений (рр. Кожим, Косью и др.), они не обнажены. На р. Вангыре выделяются те же горизонты, что и по р. Сыне (Елисеев, 1963). Однако характер пород здесь иной. В основании турнейского яруса здесь залегает толща частого переслаивания темно-серых известняков, аргиллитов и черных кремней. Малевско-упинские отложения на р. Вангыре представлены темно-серыми известняками с кальцитизированными остатками губок, с бисферами. Мощность нижнетурнейских отложений на р. Вангыре около 75 м.

Несколько севернее, на р. Изъяю, в нижнетурнейских отложениях наблюдается частое переслаивание мелкодетритовых темно-серых известняков с кремнистыми породами и листоватыми аргиллитами. Примерная мощность толщи около 100 м. Скважинами на р. Югыд-Вуктыле вскрыта более значительной мощности (до 300 м) толща нижнетурнейских отложений.

Патокский тип развит восточнее разрезов глинисто-кремнисто-известнякового типа. К этому типу относятся известняковые разрезы по рр. Унье, Б. Шежиму, Б. Патоку, Щугору, Подчерему.

Одним из наиболее полных является разрез в среднем течении р. Подчерема (руч. Кодзыдъель). Здесь рассматриваемые отложения сложены темно-серыми и серыми микрокомковатыми известняками мощностью около 100 м. На Б. Патоке нижнетурнейские отложения представлены комковато-детритовыми известняками, среди которых присутствуют значительные прослои мелкообломочных известняков. Мощность отложений здесь равна 50-60 м. По р. Щугору (в районе Овинды) эти отложения представлены темно-серыми микрокомковатыми и мелкодетритовыми известняками, сильно перекристаллизованными и местами рассланцованными, мощностью в несколько десятков метров. В устье Б. Шежима (приток М. Печоры) и на р. Унье к нижнетурнейским отложениям отнесены серые и светло-серые известняки, микрокомковатые и обломочно-водорослевые, мощностью 40-50 м.

Верхнетурнейский подъярус. Среди отложений верхнетурнейского подъяруса выделяются также три типа разрезов: известняковый западный — сынинский, глинисто-кремнисто-известняковый — вангырский и известняковый восточный — патокский.

Сынинский тип разрезов развит только на гряде Чернышева (рр. Б. Сыня, Неча и Шер-Нядейта). На р. Б. Сыне отложения этого типа представлены коричневато-серыми и серыми известняками, мелкодетритовыми, с желваками кремня. Верхнетурнейские отложения в этом разрезе, общей мощностью 45 м, делятся на два горизонта — черепетский и кизеловский (Елисеев, 1963). В верховьях р. Нечи встречен своеобразный разрез верхнетурнейских отложений, представленный переслаиванием известняков с известняковыми конгломератами и брекчиями. Общая наблюдаемая мощность толщи около 30 м.

Вангырский тип характерен частым переслаиванием темно-серых известняков, кремней и аргиллитов. К нему относятся разрезы по рр. Вангыру, Изъяю, Кымбажъю, Б. Саръюге, Кожиму, Югыд-Вуктылу, М. Печоре, Подчерему (нижнее течение). В большинстве их выделяются отложения черепетского и кизеловского горизонтов. На р. Вангыре они сложены темно-серыми мелкодетритовыми известняками с большим количеством пластов и желваков черного кремня. Ввиду плохой обнаженности трудно определить мощность отложений, она равна примерно 150 м.

В бассейне р. Югыд-Вуктыла (руч. Варканъель) разрез подобного типа наблюдается в небольших разрозненных выходах и буровых скважинах. Здесь отмечается частое переслаивание известняков, кремней, аргиллитов и смешанных кремнисто-глинистых пород, похожих внешне на алевролиты. Мощность отложений не менее 200 м.

В нижнем течении р. Подчерема (в районе урочища Кузьяма) верхнетурнейские отложения значительно отличаются от отложений предыдущих разрезов (Чермных, 1976). Нижняя часть их представлена толщей (30-50 м) черных, реже серых аргиллитов, желтеющих на выветрелой поверхности. Аргиллиты включают конкреции и небольшие прослои известняков. Выше залегают тонкослоистые известняково-доломитово-кремнистые породы (80 м), где слои различных пород, имеющие мощность от нескольких миллиметров до 10 см, образуют "слоеный пирог". Более высокие слои верхнетурнейского подъяруса представлены комковато-мелкодетритовыми известняками, в нижней части в значительной степени доломитовыми, с. большим количеством кремнистых образований в виде линз и прослоев (до 0.3-0.5 м). Мощность этих отложений оценивается большинством, предыдущих исследователей равной примерно 400 м.

Патокский тип развит к востоку от разрезов глинисто-кремнисто-карбонатного типа. Это разрезы по рр. Унье, Б. Шежиму, Подчерему (в среднем течении), Щугору, Б. Патоку. Верхнетурнейские отложения здесь сложены темно-серыми или серыми микрокомковато-детритовыми известняками с желваками и линзами кремня. Мощность отложений Здесь более значительная, чем в разрезах сынинского типа (до 150 м). Комплекс фауны фораминифер, брахиопод и кораллов имеет много общего с комплексами двух предыдущих типов разрезов, что позволяет и здесь выделять черепетский и кизеловский горизонты.

Необходимо отметить, что в некоторых разрезах, например по Б. Патоку, верхнетурнейские отложения содержат большое количество кремнистых образований, приближаясь тем самым к разрезам вангырского типа.

Визейский ярус. Отложения визейского яруса характеризуются наиболее широким распространением, их мощность достигает 900 м. Визейский ярус подразделяется на нижневизейский, средневизейский и верхневизейский подъярусы.

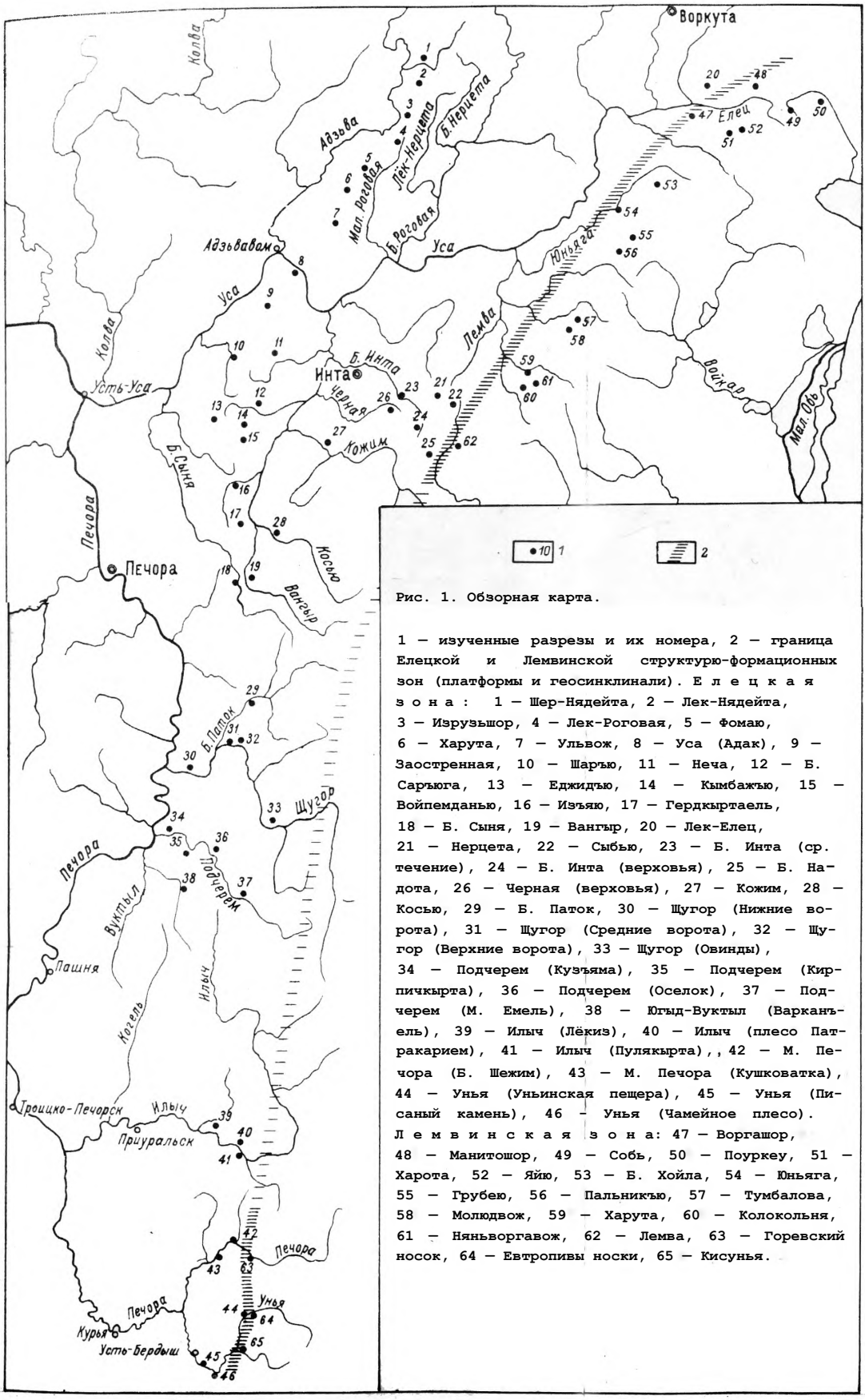


Рис. 1. Обзорная карта.

1 — изученные разрезы и их номера, 2 — граница Елецкой и Лемвинской структурю-формационных зон (платформы и геосинклинали). Е л е ц к а я з о н а : 1 — Шер-Нядейта, 2 — Лек-Нядейта, 3 — Изрузьшор, 4 — Лек-Роговая, 5 — Фомаю, 6 — Харута, 7 — Ульвож, 8 — Уса (Адак), 9 — Заостренная, 10 — Шарью, 11 — Неча, 12 — Б. Саръюга, 13 — Еджидью, 14 — Кымбажью, 15 — Войпемданью, 16 — Изъяю, 17 — Гердкыртаель, 18 — Б. Сыня, 19 — Вангыр, 20 — Лек-Елец, 21 — Нерцета, 22 — Сыбью, 23 — Б. Инта (ср. течение), 24 — Б. Инта (верховья), 25 — Б. Надота, 26 — Черная (верховья), 27 — Кожим, 28 — Косью, 29 — Б. Паток, 30 — Щугор (Нижние ворота), 31 — Щугор (Средние ворота), 32 — Щугор (Верхние ворота), 33 — Щугор (Овинды), 34 — Подчерем (Кузъяма), 35 — Подчерем (Кирпичкырта), 36 — Подчерем (Оселок), 37 — Подчерем (М. Емель), 38 — Югыд-Вуктыл (Варканъель), 39 — Илыч (Лёкиз), 40 — Илыч (плесо Патракарием), 41 — Илыч (Пулякырта),, 42 — М. Печора (Б. Шежим), 43 — М. Печора (Кушковатка), 44 — Унья (Уньинская пещера), 45 — Унья (Писаный камень), 46 — Унья (Чамейное плесо). Л е м в и н с к а я з о н а: 47 — Воргашор, 48 — Манитошор, 49 — Собь, 50 — Поуркеу, 51 — Харота, 52 — Яйю, 53 — Б. Хойла, 54 — Юньяга, 55 — Грубею, 56 — Пальникъю, 57 — Тумбалова, 58 — Молюдвож, 59 — Харута, 60 — Колокольня, 61 — Няньворгавож, 62 — Лемва, 63 — Горевский носок, 64 — Евтропивы носки, 65 — Кисунья.

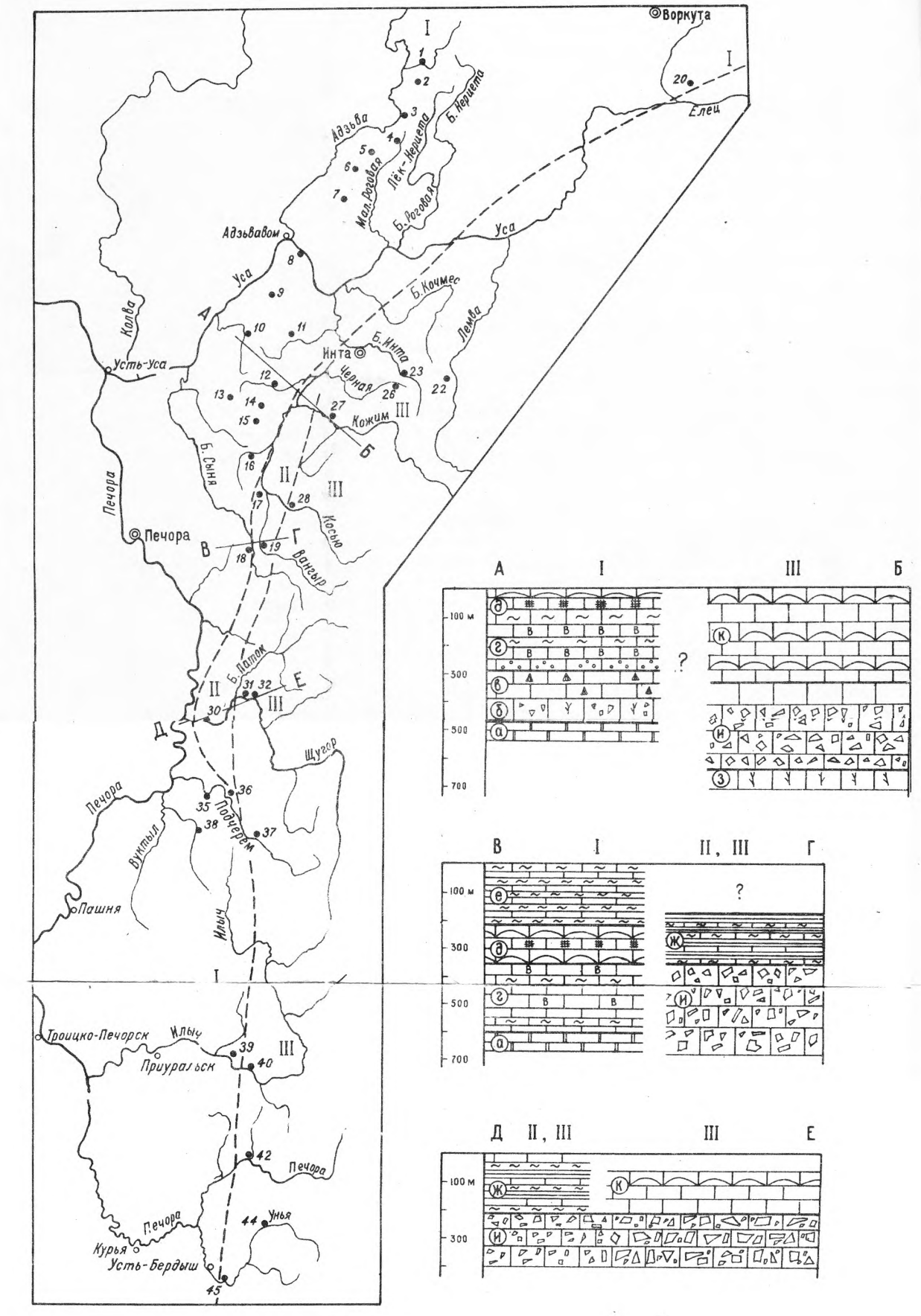


Рис. 3. Схема распространения и строения калейдовой среднефранско-турнейской формации.

Градации: I - доломито-известняковая (сынинская), II - глинисто-кремнисто-известняковая (вангырская), III - доломито-известняковая (патокская). Породные ассоциации: а - микрозернистых известняков и доломитов, б - мелкообломочных и комковато-детритовых известняков, в - микрокомковато-детритовых известняков с кремнями, г - микрокомковато-детритовых известняков, аргиллитов и кремней, д - обломочных известняковых пород, комковато-детритовых известняков, кремней и аргиллитов, е - биогермных, мелкообломочных и оолитовых известняков, ж - биогермных, мелкообломочных и оолитовых известняков с доломитами и известняково-доломитовыми породами. Скважины: 1 - Ярвож, 2 - Кочмес, 3 - Сыня, 4 - Воя, 5 - Еджыд-Кырта, 6 - Югыд-Вуктыл. Остальные условные обозначения см. на рис. 2.

Нижневизейский подъярус. Стратиграфия нижневизейских отложений, представленных терригенными породами, разработана лишь в последние годы В.А. Чермных (1967, 1976) и другими исследователями. Нами этот подъярус, согласно унифицированной схеме Русской платформы, принимается в объеме малиновского надгоризонта.

Среди отложений этого возраста можно выделить несколько типов разрезов: глинисто-песчаниковый угленосный — вуктыльский, песчаниково-глинистый сидеритоносный — сынинский, известняково-песчаниково-глинистый сидеритоносный — вангырский, глинистый сидеритоносный — кожимский и доломитово-известняковый — усинский.

Вуктыльский тип развит в бассейне рр. Югыд-Вуктыла и Подчерема, в нижних по течению выходах этой толщи по р. Илычу (Добролюбова, Сошкина, 1935; Варсанофьева, 1940). Для разрезов рассматриваемого типа характерна большая мощность отложений (200—270 м) и угленосность некоторой части разреза. Породы представлены мелкозернистыми кварцевыми песчаниками и аргиллитами. Детальный разрез угленосной толщи приведен в работе Т. А. Добролюбовой и В.П. Тебенькова (1930). В разрезах этого типа встречены растительные остатки.

Сынинский тип включает разрезы по рр. Б. Сыне и Б. Патоку. На р. Б. Сыне терригенная толща вскрыта канавами (Чернов, 1956). Она сложена неоднократно переслаивающимися темно-серыми аргиллитами, а также светло-серыми и розовато-серыми кварцевыми песчаниками, причем преобладают в разрезе аргиллиты, в которых содержатся многочисленные сидеритовые конкреции. Мощность всей терригенной толщи на Б. Сыне равна 50 м, а нижневизейской части, по-видимому, — около 30 м.

В большепатокском разрезе, плохо обнаженном, нижневизейская толща имеет мощность около 40 м. Здесь в аргиллитах найдена морская фауна, состоящая из гастропод, брахиопод и члеников криноидей (Добролюбова, Сошкина, 1935). Нужно заметить, что в этом разрезе в основании толщи развиты известняки косьвинского возраста (Чермных, Есева, Калашников, 1973). Тем самым этот разрез приближается по своему характеру к вангырскому.

К сынинскому типу, основываясь на данных Н.В. Калашникова (1970), отнесен также разрез Усть-Бердыш по р. Унье. Здесь толща сложена в основном аргиллитами черного цвета, рассланнованными на тонкие листочки. В аргиллитах встречаются простой кварцевых песчаников до 2 м. Мощность всей толщи около 200 м.

Вангырский тип характерен развитием не только терригенных пород, но и известняков. К нему относятся разрезы на рр. Вангыре, Гердкыртаеле, Кымбажъю, Шер-Нядейте, а также на р Илыче.(Пулякырта).

На р. Вангыре обнажается только нижняя часть визейского яруса. Ранее автор (Елисеев, 1963) относил ее к верхам турне. Эта толща (50 м) представлена переслаиванием известняков, песчаников, алевролитов и аргиллитов. В аргиллитах наблюдаются конкреции сидерита, в песчаниках — сильно обохренные конкреции.

На р. Кымбажью нижняя часть этих отложений сложена известняками с фораминиферами (мощность 50 м). Выше залегает толща переслаивания серых и темно-серых полосчатых песчаников и алевролитов с листоватыми аргиллитами. Аргиллиты содержат значительное количество сидеритовых конкреций линзовидной формы размером до 3-5, редко до 12 см. Мощность терригенной толщи 20 м. На р. Шер-Нядейте отложения также представлены в нижней части известняками, в верхней — терригенными породами.

Описание разреза Пулякырта на р. Илыче наиболее подробно дано В.А. Варсанофьевой с соавторами (Варсанофьева и др., 1973). Здесь наблюдаются кварцевые песчаники, аргиллиты с сидеритами и известняки, содержащие фораминиферы елховского возраста. Мощность отложений достигает 80-100 м, если отнести к ним и толщу песчаников, которая подстилает елховские отложения. Заметим, что авторы, отступая от унифицированной схемы, считают эти нижележащие отложения турнейскими.

Кожимский тип характерен для района рр. Кожима, Черной, Тырбылью. Наиболее полный разрез наблюдается по р. Кожиму, где мощность ее около 300 м. Впервые эта рудоносная глинистая толща описана А.А. Черновым и Г.А. Черновым (1940). Нижневизейский возраст ее был достоверно установлен А.П. Ротаем (1947), а детальная литологическая характеристика сидеритов и вмещающих пород дана А. А. Чумаковым (1948). В последние годы стратиграфия этих отложений привлекла большое внимание, так как данный разрез является наиболее богатым фауной из всех разрезов нижнего визе Печорского Урала (Чермных, 1967; Енокян и др., 1970; Чермных, 1976).

Рудоносная толща представлена почти исключительно темно-серым или черными листоватыми аргиллитами с редкими прослоями черных пластичных глин. Среди них встречаются маломощные прослои других пород: известковых аргиллитов, алевролитов, глинистых известяков и черных кремней. В аргиллитах заключены различной формы конкреции, линзы и пластообразные залежи сидерита мощностью до 15-20 см.

Усинский тип включает разрезы нижневизейских отложений в верховьях р. Усы, где они наиболее подробно изучены Н.В. Енокян и Л.Н. Белявковым (Енокян и др., 1970). Здесь в однородной толще темно-серых толстослоистых известняков наблюдается смена кизеловского комплекса фораминифер нижневизейским. Мощность этой пачки 30 м. Выше залегает 15-метровая пачка доломитов, светлых, крупнозернистых, связанных постепенными переходами с вышележащими серыми детритовыми известняками с фауной тульско-алексинского возраста. Поскольку никакие определимые палеонтологические остатки в доломитовой пачке не встречены, возраст ее остается неопределенным.

С р е д н е в и з е й с к и й п о д ъ я р у с . Средневизейский подъярус делится на два горизонта — бобриковский и тульский.

Среди отложений бобриковского горизонта выделяются три типа разрезов: глинисто-песчаниковый угленосный — вуктыльский, песчаниково-глинистый сидеритоносный — сынинский и глинисто-известняковый — кожимский.

Вуктыльский тип объединяет разрезы на рр. Югыд-Вуктыле и Подчереме. Здесь к бобриковскому горизонту отнесена верхняя часть (около 70-100 м) единой терригенной угленосной толщи, имеющей малиновско-бобриковский возраст.

Сынинский тип отмечен на рр. Б. Сыне и Б. Патоке. К бобриковскому горизонту в этих разрезах принадлежит верхняя часть (приблизительно 20 м мощностью) терригенной толщи с сидеритами. Заметим, однако, что на Б. Патоке в верхах бобриковского горизонта происходит смена терригенных пород известняками (Чермных и др., 1973).

Кожимский тип, отмеченный на рр. Кожиме и Илыче, представлен детритовыми глинистыми известняками и аргиллитами. В первом из названных разрезов отложения, соответствующие бобриковскому горизонту, выделяются В.А. Чермных (1976) под названием тупосинского горизонта. Заметим, что здесь мощность отложений довольно значительная (125 м), но существенно известняковой является лишь верхняя половина горизонта (нижняя обнажена слабо и сложена, по-видимому, в основном аргиллитами). На р. Илыче горизонт представлен глинистыми известняками, черными, рассланцованными, мощностью 34 м (Варсанофьева и др., 1973).

Среди отложений тульского горизонта выделяются два типа разрезов: известняковый (подчеремский) и глинисто-кремнисто-известняковый (кушковатский).

Подчеремский тип характерен для большей части территории и наблюдался во многих местах: рр. Б. Сыня, Вангыр, Кымбажъю, Б. Саръюга, Шаръю, Шер-Нядейта, Изрузьшор, Кожим, Б. Паток, Щугор, Подчерем, Илыч, М. Печора, Унья. Во всех отмеченных разрезах тульский горизонт представлен однотипными темно-серыми детритовыми известняками с довольно богатой фауной брахиопод и кораллов. Мощность горизонта колеблется от 15 до 70 м, причем малые мощности некоторых разрезов, возможно, объясняются тем, что в этих случаях развита лишь верхняя часть горизонта, тогда как нижняя входит в состав терригенной толщи. Для некоторых разрезов характерны песчанистость и глинистость известняков, особенно в нижней части. Например, на рр. Шаръю и Подчереме среди известняков наблюдается частые, но маломощные прослои (10-15 см) сильноглинистых известняков и листоватых аргиллитов.

Кушковатский тип встречен лишь на р. М. Печоре, сразу же ниже устья р. М. Шайтановки (около переката "Кушковатка"). Своеобразие этого разреза было еще ранее подчеркнуто В.А. Варсанофьевой(1962), выделившей здесь особую "кушковатскую фацию" тульских известняков. Это микродетритовые темно-серые известняки, обычно тонкослоистые, с многочисленными "поясками" черных кремней, местами глинистые. В них встречены фораминиферы тульского воз-

раста (Беляков, Чермных, 1970). Мощность известняков точно не установлена, по-видимому, она не более 100 м.

Верхневизейский подъярус. Верхневизейский подъярус выделяется в составе двух надгоризонтов: окского и серпуховского.

Окский надгоризонт делится на три горизонта: алексинский, михайловский и веневский. Основная часть окского надгоризонта (алексинский и михайловский горизонты) представлены на большей части территории полидетритовыми известняками с богатой фауной брахиопод, кораллов, фораминифер. Эта часть разреза имеет много общего с подстилающими тульскими отложениями. Начиная же с веневского горизонта характер отложений существенно меняется, поэтому целесообразно типы разрезов этих отложений рассматривать отдельно.

Среди отложений алексинского и михайловского горизонтов выделяются три типа разрезов: известняковый — подчеремский, кремнисто-известняковый — кушковатский и известняковый рифовый — надотский.

Подчеремский тип характерен для большей части Елецкой зоны. Наиболее полные разрезы этого типа: рр. Б. Сыня, Вангыр, Изъяю, Б. Саръюга, Шаръю, Изрузьшор, Кожим, Косью, Б. Паток, Щугор, Подчерем, Илыч, Унья. Все эти разрезы представлены детритовыми известняками с богатой фауной брахиопод, кораллов, фораминифер. Отметим лишь некоторые особенности алексинского и михайловского горизонтов.

Алексинский горизонт в большинстве разрезов представлен темно-серыми, мелко- и крупнодетритовыми известняками. В северной части гряды Чернышева породы имеют более светлую окраску и менее значительную мощность. Если в разрезах западного склона Урала мощность горизонта достигает 140 м, то здесь она равна 25-60 м. Во многих разрезах для алексинского горизонта характерны прослои аргиллитов (до 2 м) и глинистых известняков мощностью в несколько метров (рр. Вангыр, Косью, Б. Паток, Щугор, Подчерем)

Михайловский горизонт выделяется обилием гигантопродуктусов. Известняки здесь часто биоморфно-детритовые. Мощность отложений колеблется от 40 м в северной части гряды Чернышева до 140-180 м на западном склоне Приполярного Урала. Во многих разрезах горизонт представлен чистыми известняками, серыми или светло-серыми (в северной части гряды Чернышева) или темно-серыми, но также чистыми, без какой-либо значительной терригенной примеси. В таких разрезах детритовые известняки включают прослои мелкообломочных известняков. В некоторых разрезах наблюдаются прослои аргиллитов до 1-2 м, а также песчаников и алевролитов до 2-4 м (рр. Вангыр и Щугор). Отметим, кроме того, весьма примечательный разрез михайловского горизонта на р.Подчереме, где удается наблюдать трещины усыхания (Калашников, 1967). В отложениях михайловского горизонта рр. Вангыра и Подчерема наблюдаются прослои сильно ожелезненных известняков. В более

южных районах Северного Урала (в бассейне Верхней Печоры) детритовые известняки снова довольно чистые, среди них много известняковых песчаников и оолитовых известняков.

Кушковатский тип встречен в верховьях р. Б. Инты и в нижнем течении р. Лёк-Ельца. Характер переслаивания пород здесь напоминает разрезы тульского горизонта кушковатского типа. На р. Б. Инте в нескольких разрозненных выходах наблюдается тонкое переслаивание микродетритовых известняков и аргиллитов. Известняки в некоторой степени окремнены, содержат спикулы губок и фораминиферы окского возраста. Другой разрез этого типа можно наблюдать на р. Лек-Ельце, где имеется только один небольшой выход, представленный известняками с частыми прослоями кремней (Елисеев, 1973).

Надотский тип встречен только на р. Б. Надоте (западный склон Приполярного Урала). Как было показано автором (Елисеев, 1971, 1973), здесь окские отложения образуют рифовый массив. Слагающие его известняки имеют чаще всего светло-серую окраску и массивное строение. Весьма характерна для них текстурная и структурная неоднородность, вызванная тем, что в строении рифа принимают участие тесно связанные друг с другом биоморфные, органогенно-детритовые, обломочные и оолитовые известняки. Главными рифостроителями являлись водоросли, а также организмы неясного происхождения. Участками встречаются скопления раковин брахиопод, гастропод, гониатитов, члеников криноидей.

Мощность рифовых известняков на р. Б. Надоте не менее 200 м.

Веневские отложения представлены тремя типами разрезов: доломитово-известняковым — шарьюским, брекчиево-доломитово-известняковым — изъяюским и известняковым — уньинским.

Шарьюский тип является наиболее распространенным. К нему относится большинство разрезов на гряде Чернышева (рр. Шарью, Б. Сыня, Заостренная, Изрузьшор, Лек-Нядейта, Шер-Нядейта), а также разрезы в среднем течении рр. Подчерема, Илыча и Уньи. Спецификой этого разреза является появление среди детритовых известняков прослоев и толщ доломитов или сильно доломитизированных известняков. Так, на р. Шарью известняки в нижней части горизонта сильно доломитизированы, вплоть до превращения в чистые доломиты. Зона доломитизации имеет мощность 20 м. Линзы доломитовых пород мощностью в несколько метров встречены в вышеперечисленных разрезах гряды Чернышева. Хорошая обнаженность горизонта на р. Лек-Нядейте позволяет установить, что линзы доломитовых пород имеют здесь длину около 150 м при мощности 2-3 м (Елисеев, 1963). Некоторым своеобразием отличаются отложения веневского горизонта в среднем течении р. Подчерема. Здесь в районе устья р. М. Дроватницы доломиты неоднократно появляются в разрезе горизонта, имея небольшую мощность, чаще всего 1-2, не более 5 м. Заметим, что в этом разрезе наблюдаются также прослои красных глин, известняковых конгломератов и оолитовых известняков.

Фауна в доломитах практически не сохранилась, видны лишь реликты брахиопод, кораллов, фораминифер. Мощность горизонта равна 50-80 м.

Изъяюский тип развит на востоке гряды Чернышева (рр. Вангыр, Изъяю, Войпемданъю), а также на р. Подчереме (в районе устья р. М. Емеля).

Наиболее четкое представление о его строении дает разрез р. Изъяю (Елисеев, 1963, с. 51-52). В карьере бывшего известкового завода видно, что здесь наряду с известняками и доломитами значительную роль играют известняковые брекчии. Общая мощность отложений 93 м. В других разрезах горизонт обнажен слабо, приблизительная мощность его 50-70 м.

Уньинский тип, представленный одними известняками, характеризуется наименьшим распространением. К нему относятся разрезы в верхнем течении р. Уньи (район Уньинской пещеры) и на р.Кожиме. Оба разреза находятся на крайнем востоке рассматриваемой зоны. На р. Унье отложения представлены серыми и темно-серыми детритовыми известняками. По данным Н.В. Калашникова (1970), здесь встречены характерные веневские фораминиферы, брахиоподы, водоросли и кораллы. Мощность горизонта 50-80 м.

Серпуховский надгоризонт принимается в составе тарусского+ +стешевского и протвинского горизонтов.

Среди разрезов тарусско-стешевских отложений выделяются следующие типы: известняково-доломитовый — шаръюский, кремнисто-глинисто-известняковый — изъяюский, известняково-брекчиевый — кожимский и известняковый — уньинский.

Шаръюский тип объединяет разрезы, в которых основная часть отложений представлена доломитами (рр. Подчерем, Югыд-Вуктыл, среднее течение р. Уньи).

На р. Подчереме, в районе устья р. М. Емеля, доломиты тарусско-стешевского возраста имеют мощность около 80 м. Они представлены серыми и темно-серыми тонкозернистыми разностями. Среди этой однообразной толщи встречен лишь один прослой известняка (2.5 м) и прослой мелкообломочной доломитовой брекчии (1.5 м). В других разрезах на р. Подчереме доломиты имеют светло-серую окраску. Прослои известняков в них достигают мощности 15 м.

Имеются разрезы, представленные доломитами, доломитовыми известняками и известняковыми брекчиями. Они распространены на гряде Чернышева, в разрезах рр. Шаръю, Б. Сыни, Кымбажъю, Заостренной, Харуты и др., а также в верховьях р. Усы (Калашников, 1963). Разрезы эти характерны непостоянством своего состава: в одних случаях здесь преобладают известняковые брекчии, в других — доломиты. Мощность отложений в названных разрезах 75-85 м.

Кожимский тип охватывает разрезы, в которых тарусско-стешевские отложения составляют низы мощной толщи известняковых брекчий (рр. Вангыр, Кожим, Илыч). В цементе брекчий фауна не

найдена. Возраст их устанавливается в основном по стратиграфическому положению. На рр. Вангыре и Илыче брекчии залегают на известняках веневского горизонта, на р. Кожиме подстилающие известняки, по-видимому, являются тарусско-стешевскими. Предполагаемая мощность отложений 50-100 м.

Изъяюский тип представлен только разрезом на р. Изъяю, в районе карьера бывшего известкового завода. Это мергели, глинистые известняки, известняковые брекчии с прослоями аргиллитов и черных кремней (Елисеев, 1963). Разрез, к сожалению, обнажен слабо, и трудно судить о его строении. Общая мощность отложений около 180 м.

Известняковые разрезы уньинского типа тарусского+стешевского горизонтов встречены в верхнем течении р. Уньи, по рр. М. Печоре и Б. Шежиму и на р. Кожиме.

На р. Унье они выходят в районе Уньинской пещеры и представлены в основном темно-серыми микрозернистыми и микрослоистыми известняками, иногда детритовыми с фауной фораминифер и брахиопод (Калашников, 1970). Мощность отложений в этом разрезе около 100 м. Но р. М. Печоре и Б. Шежиму (Варсанофьева, 1965) значительную роль также играют микрозернистые известняки, но вместе с ними широко распространены детритовые известняки и известняковые песчаники.

На р. Кожиме к тарусско-стешевским отложениям по стратиграфическому положению относится 30-метровая толща светло-серых сильнопористых биогермных известняков. Она выступает по правому берегу реки, сразу же ниже устья руч. Нортничаёля, подстилая мощную толщу известняковых брекчий, имеющих в основании тарусско-стешевский возраст.

Среди отложений протвинского горизонта выделяются разрезы трех типов: известняковый — шаръюский, известняково-брекчиевый — кожимский, известняковый биогермный — уньинский.

Шаръюский тип характерен для значительной части Елецкой зоны. Действительно, в большинстве разрезов протвинский горизонт представлен характерными светлыми детритовыми известняками с большим количеством стриатифер. Однако если в одних разрезах стриатиферы образуют, большие скопления — банки, то в других они встречаются в виде отдельных раковин.

Известняки с банками стриатифер светло-серого цвета характерны для многих разрезов гряды Чернышева: рр. Шаръю, Заостренной, Харуты, Лек-Роговой и др. (Елисеев, 1963). Подобные известняки встречены также в бассейне верховий рр. Б. Инты, Черной, Нерцеты (Елисеев, 1973).

В других разрезах известняки также светло- или желтовато-серые, но более мелкодетритовые и стриатиферы в них встречаются гораздо реже, обычно лишь в виде отдельных раковин. К ним относятся некоторые разрезы на гряде Чернышева (рр. Сыня и Едждыдъю), а также по рр. Подчерему, Югыд-Вуктылу и Унье. Мощность отложений в разрезе этого типа достигает 100 м.

Кожимский тип характеризуется широким развитием известняковых брекчий. К нему относятся разрезы по рр. Кожиму, Вангыру, Гердкыртаёлю, Изъяю, Войпемданъю, Подчерему (в районе устьев рр. М. Емеля и Летника), Щугору (Нижние, Средние и Верхние ворота), Илычу, Б. Шайтановке. Во многих из этих разрезов протвинские отложения представлены почти нацело известняковыми брекчиями. Обломки в них сложены детритовыми и биогермными известняками. Размеры обломков достигают 40-50 см, а в отдельных разрезах — до 1-2 м. Мощность этих образований установить трудно, но в разрезах рр.Вангыра и Кожима она равна 50 м. В некоторых разрезах известняковые брекчии образуют лишь отдельные прослои среди известняков. Это, например, наблюдается в разрезе по правому берегу р. Подчерема, что сразу же ниже устья р. Летника, а также в Нижних воротах р. Щугора, в среднем течении р. Инты и некоторых других. Характерным для всех этих брекчий является небольшая мощность их пластов или линз, обычно не более 2-5, редко 10 м. Величина обломков здесь также значительно меньше — 1-5 см, но бывают отдельные прослои и с более крупными обломками (до 15-30 см). Мощность отложений в разрезах этого подтипа около 50 м. Фауна здесь гораздо беднее, чем в известняковом типе, но встречены те же характерные формы брахиопод, фораминифер и водорослей.

Уньинский тип, по данным Н.В. Калашникова (1970), включает строматолитовые и "неясно брекчиевидные" известняки, в которых расположена "Уньинская пещера" (верхнее течение р. Уньи). Литологическое их изучение показало, что вся толща (20-30 м) представляет собою водорослевый биогерм. Отсюда и неоднородная, пятнистая, "неясно брекчиевидная" текстура. Здесь можно отметить не только строматолиты, но целый ряд водорослей, систематическая принадлежность которых остается невыясненной, так как они пока никем не изучены. Характерная фауна в этих известняках не встречена, поэтому протвинский возраст их следует считать предположительным. К указанному типу относится только один, выше описанный разрез. Не исключено, однако, что подобные образования можно встретить и в других местах — в бассейне Верхней Печоры.

Средний карбон

Отложения среднего карбона в Елецкой зоне представлены башкирским и московским ярусами общей мощностью 175-300 м.

Башкирский ярус. Среди отложений башкирского яруса выделяются два типа разрезов: известняковый — шаръюский и известняково-брекчиевый — кожимский.

Шаръюский тип охватывает большинство разрезов на гряде Чернышева (Елисеев, 1963), а также разрезы по рр. Илычу (Варсанофьева, 1960), Унье и Б. Шежиму (Варсанофьева, 1962). Во всех перечисленных разрезах башкирские отложения представлены

преимущественно водорослево-детритовыми (унгдарелловыми, березелловыми и донецелловыми) известняками с большим количеством кремнистых образований в виде желваков и линз. Среди водорослево-детритовых известняков наблюдаются реже криноидно- и брахиоподово-детритовые разности. Отметим также весьма характерные для этого типа прослои мелкообломочных известняков (известняковых песчаников и гравелитов). Мощность башкирских отложений этого типа равна 100-150 м. По фауне, в основном по фораминиферам, башкирский ярус делится на два подъяруса. В свою очередь в нижнебашкирском подъярусе выделяются горизонты: краснополянский, северокельтменский и прикамский. Верхнебашкирский подъярус в большинстве разрезов представлен, по-видимому, неполностью. Лишь на р. Илыче (Варсанофьева, Раузер-Черноусова, 1960) выделяются обе зоны этого горизонта.

Кожимский тип представлен известняковыми брекчиями. На рр. Кожиме, Вангыре, восточных разрезах по рр. Щугору и Подчерему известняковые брекчии явно преобладают и слагают их основную часть (первый подтип). Здесь обломки (величиной до 0.5-1 м) представлены различными известняками и реже доломитами. Большая часть обломков не окатана, но нередко среди более мелких обломков встречаются и довольно окатанные. По фауне фораминифер выделяются как визейские, так, и башкирские известняки. Учитывая, что в составе брекчий имеются обломки башкирских известняков, а выше брекчий залегают нижнемосковские отложения, возраст брекчий является, по-видимому, верхнебашкирским. Меньшая часть разрезов относится к другому подтипу, где наблюдается переслаивание известняковых брекчий с известняками, причем последние чаще преобладают. Это разрез башкирского яруса Нижних ворот р. Щугора (Чермных и др., 1970), разрез в среднем течении р. Б. Инты (Елисеев, 1973) и разрез по р. Подчерему, что сразу же ниже устья р. Летника. Характерным здесь является более мелкий размер обломков (обычно не более 10-15 см), а также их одновозрастность с вмещающими породами. Ввиду плохой обнаженности трудно установить мощность башкирских отложений в разрезах этого типа, приблизительно она равна 100 м.

Московский ярус. Отложения московского яруса делятся на два подъяруса, общая мощность которых составляет 50-150 м.

Нижнемосковский подъярус. Среди отложений нижнемосковского подъяруса выделяются четыре типа разрезов: доломитово-известняковый — нияшорский, известняковый — шаръюский, глинисто-кремнисто-известняковый - нижнещугорский и известняково-брекчиевый - кожимский.

Нияшорский тип выделен по данным В.А. Чермных (1976). На руч. Нияшоре, левом притоке р. Подчерема, нижнемосковские отложения представлены в нижней части доломитами, а в верхней — известняками. Мощность доломитов около 50 м. Судя по стратиграфическому положению, они имеют верейский возраст. Вышележащие известняки имеют каширский возраст. Они наблюдаются на расстоя-

нии 20 м по мощности, далее выходов нет. Таким образом, неполная мощность нижнемосковских отложений равна 70 м.

Шаръюский тип наиболее распространен. К нему относятся разрезы на гряде Чернышева (рр. Шаръю, Б. Сыня, Заостренная, Б. Саръюга и др.), по рр. Б. Инте, Черной, Подчерему, Б. Шайтановке, Илычу, Унье.

В разрезах этого типа нижнемосковские отложения представлены серыми и темно-серыми детритовыми, чаше всего водорослево-детритовыми известняками с большим количеством кремнистых образований — желваков, линз и невыдержанных по мощности пластов. Мощность отложений равна 35-85 м. По фауне фораминифер они делятся на верейский и каширский горизонты (Варсанофьева, 1960; Елисеев, 1963; Чермных, 1962, и др.).

Щугорский тип представлен только одним разрезом — в Нижних воротах р. Щугора. Нижнемосковские отложения мощностью около 85 м (Чермных и др., 1970) здесь сложены известняками с прослоями аргиллитов и кремней. Среди известняков встречены детритовые, мелкообломочные и глинистые разности. Пласты их имеют мощность по несколько метров. Аргиллиты и кремни образуют прослои до 30-40 см.

Кожимский тип включает разрезы по рр. Вангыру, Кожиму, Косью и Щугору (Средние и Нижние ворота), где отложения представлены в основном известняковыми брекчиями. Брекчии имеют грубообломочный характер (размер обломков до 0.5-0.6 м) и значительную мощность — до 50 м. Среди обломков встречены известняки визейского, башкирского и московского возраста. Судя по тому что среди обломков встречаются нижнемоскоьские известняки, возраст брекчий не может быть моложе раннемосковского. На рр. Щугоре и Кожиме видно, что брекчии покрываются нижнемосковскими, по-видимому, каширскими известняками. Таким образом, формирование брекчий закончилось в этих районах в раннемосковское время.

Верхнемосковский подъярус. Верхнемосковские отложения распространены на большей части Елецкой зоны. Однако в некоторых разрезах на гряде Чернышева и в бассейне Средней Печоры они представлены неполностью или отсутствуют вследствие стратиграфического перерыва (Елисеев, 1963; Чермных и др., 1966).

Среди изученных отложений выделяются три типа разрезов: известняковый — шаръюский, глинисто-кремнисто-известняковый — щугорский и известняковый биогермный — косьюский.

Шаръюский тип включает основную массу наблюдаемых разрезов (рр. Шаръю, Б. Сыня, Подчерем, Илыч, Унья и др.). Отложения представлены мшанково-детритовыми или криноидно-детритовыми известняками. В некоторых разрезах (рр. Подчерем и Сыбью — приток р. Лемвы) в известняках содержится большое количество кремнистых образований. Мощность отложений равна 10-70 м.

В наиболее полных разрезах по фораминиферам выделяются подольский и мячковский горизонты.

Щугорский тип представлен одним разрезом — в Нижних воротах р. Щугора. Здесь к верхнемосковскому подъярусу относится толща, сложенная в основном ритмичным переслаиванием известняков, кремней и аргиллитов (Чермных и др., 1970) мощностью 48 м, с бедной фауной. Толща выделяется скорее по стратиграфическому положению: ее подстилают нижнемосковские отложения, а покрывают верхнекаменноугольные.

Косьюский тип характеризуется широким развитием гидрактиноидных биогермов и практически полным отсутствием кремнистых образований. Подобные разрезы встречены на рр. Косью, Войпемданъю и Б. Сарьюге (Елисеев, 1963, 1973). Мощность отложений 50-100 м. К этому же типу следует отнести и верхнемосковские отложения в Верхних воротах р. Щугора, представленные светло-серыми детритовыми и гидрактиноидными биогермными известняками с прослоями фузулинидовых известняков. Мощность отложений 85 м.

Верхний карбон

Верхнекаменноугольные отложения выделяются в составе трех ярусов: гжельского, оренбургского и ассельского. В отличие от унифицированной схемы ассельский ярус, как и в предыдущих работах (Елисеев, 1963 и др.), относится автором к каменноугольной системе. Общая мощность отложений верхнего карбона достигает 400 м.

Гжельский ярус. Среди отложений гжельского яруса выделяются три типа разрезов: известняковый — шарьюский, глинисто-кремнисто-известняковый — щугорский и известняковый биогермный — косьюский.

Шарьюский тип разрезов представлен преимущественно детритовыми известняками, чаще всего криноидно-мшанковыми, с отдельными пластами биогермных гидрактиноидных (палеоаплизиновых) известняков. Характерной особенностью этих разрезов является большое количество кремнистых образований, встречающихся в виде желваков, линз и пластов невыдержанной мощности. На гряде Чернышева (рр. Шарью и Заостренная) известняки светло-серые, желтовато- или коричневато-серые, мощность их 75-80 м. На западном склоне Северного и Приполярного Урала (рр. Подчерем, М. Печора, Б. Шайтановка, Унья) известняки имеют более темную окраску и более значительную мощность, достигающую 140 м. Наиболее подробно стратиграфия этих отложений дана З.П. Михайловой (1974) на основании изучения фузулинид.

Щугорский тип представлен одним разрезом — в Нижних воротах р. Щугора (Чермных и др., 1970). Здесь наблюдается специфический разрез гжельских отложений: переслаивание серых и темно-серых известняков с черными аргиллитами и кремнями. В нижней и верхней частях яруса наблюдается довольно частое переслаи-

вание указанных пород, где мощности каждого из прослоев составляют всего лишь несколько сантиметров. Однако явно преобладают известняки, на втором месте — аргиллиты. Кремни же образуют довольно редкие прослои и их количество по сравнению с верхнемосковскими отложениями значительно меньшее.

В средней части яруса нет такого частого переслаивания, здесь основную роль играют известняки. Характерно, что известняки в этом разрезе обычно мелкодетритовые или тонкозернистые, часто содержащие в большом количестве спикулы губок как кремнистые, так и кальцитизированные. Мощность отложений 35 м.

Косьюский тип разрезов характеризуется присутствием среди детритовых известняков биогермных палеоаплизиновых образований значительной мощности (до 20-25 м). Отличительной чертой его отложений является также отсутствие кремнистых образований. Отложения этого типа встречены в разрезах по рр. Косью, Ульвожу, Б. Сарьюге, Войпемданью, Кожиму, Нерцете, Черной, Б. Инте, Щугору (Верхние ворота). Мощность отложений не превосходит 100 м. Причина, очевидно, состоит в том, что ярус здесь представлен неполностью, значительная часть его отсутствует вследствие стратиграфических перерывов. Это четко видно, например, в разрезе р. Ульвожа, где гжельские отложения отделяются от нижележащих и вышележащих слоев стратиграфическими перерывами. Мощность отложений здесь всего 23 м.

Оренбургский ярус. Отложения оренбургского яруса представлены разрезами трех типов: известняковым — шарьюским, глинисто-кремнисто-известняковым — щугорским и известняковым биогермным — оселокским.

Шарьюский тип объединяет большинство разрезов оренбургского яруса (рр. Шарью, Заостренная, Ульвож, Гердью, М. Печора, Унья). Характер изученных разрезов, однако, несколько различен. Так, в разрезах на гряде Чернышева (рр. Шарью и Заостренная) отложения представлены желтовато-серыми криноидными известняками или землисто-серыми микрозернистыми известняками с мелкими желваками кремня. Мощность отложений в этих разрезах всего лишь 10-20 м.

На западном стоне Северного Урала известняки также в основном детритовые, с кремнистыми желваками, но с отдельными прослоями палеоаплизиновых известняков. Кроме того, мощность отложений здесь более значительная - 30-50 м.

Щугорский тип представлен частым переслаиванием известняков с кремнистыми образованиями или известняков с аргиллитами и редкими кремнями. Характерный разрез этого типа наблюдается в Нижних воротах р. Щугора (Чермньпс и др., 1970). Здесь серые и темно-серые детритовые известняки образуют прослои 40-60 см, а кремни — 20-30 см. Кремни составляют не менее одной третьей части всей массы толщи, мощность которой равна 40 м. Известняки обычно мелкодетритовые, со значительным количеством терригенной примеси (до 25-30%), характерная фауна в них не встречена.

К этому же типу разрезов можно отнести разрез Морчановкырта по р. Подчерему, где кремнистые пласты также образуют довольно частое переслаивание с известняками. Однако известняки здесь более крупнодетритовые и прослои их имеют мощность по нескольку метров. Общая мощность яруса 45 м.

На р. Кожиме к оренбургскому ярусу отнесена толща известняково-глинистых пород (Елисеев, 1973), которую предыдущие исследователи считали ассельской. Здесь на известняки с тритицитами гжельского яруса залегают листоватые, темно-серые, почти черные известковые аргиллиты. Они переслаиваются с несколько более массивными, слабоалевритистыми известково-глинистыми породами. Прослои тех и других имеют мощность от 10 до 30 см. Встречаются редкие прослои детритовых известняков (до 10-15 см), обычно сильно окремненных. Мощность пачки около 10 м. Выше идут серые микрозернистые и светло-серые детритовые известняки, слабообнаженные, имеющие наблюдаемую мощность около 20 м.

Сходные с вышеописанными окремненные известняки и известково-глинистые породы выходят на р. Вангыре (ниже скалы Подвалкырта). Возраст их не установлен, можно лишь предполагать, что часть их относится к оренбургскому ярусу (Елисеев и др., 1972).

Оселокский тип отмечен только в одном месте по р. Подчерему (в 1 км ниже устья р. Оселка). Здесь всего лишь в 2 км от разреза "Морчановкырта", отмеченного выше, наблюдается совершенно иной разрез оренбургского яруса. Отложения имеют мощность всего 20 м, причем 16 м из них представлены серыми гидрактиноидными известняками.

Ассельский ярус. Среди разрезов ассельского яруса выделяются следующие типы: известняковый — шаръюский, глинисто-известняковый — шеркыртинский и известняковый биогермный — кожимский.

Шаръюский тип характерен для западных районов (рр. Шаръю, Заостренная, Б. Саръюга, Ульвож, Подчерем, Гердъю, западные разрезы по рр. Илычу и Унье). Во всех названных разрезах ассельские отложения сложены биогермными гидрактиноидными известняками, перемежающимися с детритовыми известняками, в которых нередко содержатся многочисленные кремнистые образования. Мощность отложений на гряде Чернышева равна 30-60 м, на западном склоне Северного Урала достигает 100 и более метров. Детальное стратиграфическое расчленение ассельских отложений проведено З.П. Михайловой (1974).

Шеркыртинский тип, выделенный по материалам В.П. Горского (1964), Н.Н. Кузькоковой с соавторами (1976), развит в Средних воротах р. Щугора. К ассельскому ярусу здесь относятся черные, зеленовато-серые и коричневато-красные глинистые известняки и известковые глины мощностью 20-22 м. По мнению И.С. Муравьева (1972), к этому же типу следует относить толщу темно-серых алевролитов и кремнистых известняков (170 м) с глыбами органогенных известняков, что выходит на р. Б. Патоке (в 2.5 км выше устья р. Гердъю). Однако это мнение не является бесспорным.

Так, В.А. Чермных и др. (1965) считают указанную толщу артинской. К сожалению, надежных доказательств ее возраста пока не имеется.

Кожимский тип включает разрезы, сложенные преимущественно биогермными палеоаплизиновыми известняками, большой мощности (до 300 м). Это разрезы по рр. Кожиму, М. Печоре и Унье. Некоторыми исследователями (В.П. Горский, А.И. Равикович) они принимаются за рифовые. Однако изучение разрезов показывает, что здесь наблюдается постоянное чередование детритовых и биогермных известняков. Мощность прослоев тех и других равна нескольким метрам, реже — первым десяткам метров. Исходя из этого, подобные образования скорее можно считать серией биогермов. Характерно, что породы не содержат кремней. В разрезе по р. Кожиму в них встречается обильная фауна брахиопод и мшанок. На р. Унье, в разрезе "Писаный камень", выделяются все три зоны ассельского яруса, охарактеризованные швагеринами и псевдофузулинами (Калашников, Михайлова, 1971).

Нижняя пермь

Карбонатные породы в изученном районе слагают и низы пермской системы включая нижнеартинский подъярус. Начиная же с верхнеартинского времени карбонатное осадконакопление на всей территории сменяется образованием мощной толщи терригенных пород Предуральского краевого прогиба. В настоящем разделе рассматриваются только сакмарские и нижнеартинские отложения, общая мощность которых местами достигает 300-320 м.

Сакмарский ярус. Отложения сакмарского яруса представлены разрезами четырех типов: известняковым — саръюгинским, кремнисто-известняковым — сынинским, глинисто—известняковым — шеркыртинским и известняковым биогермным — кожимским.

Саръюгинский тип охватывает большинство изученных разрезов (рр. Б. Саръюга, Изъяю, Подчерем, Щугор и др.). На р. Саръюге отложения сложены светло-серыми мшанково-детритовыми известняками с желваками кремней. В бассейне Средней Печоры сакмарские отложения наиболее подробно изучены Н.Н. Кузькоковой, З.П. Михайловой и В.А. Чермных (1970) и подразделены на тастубский и стерлитамакский горизонты. Известняки здесь также мшанково-детритовые, но количество кремней в верхней части гораздо более значительное. Мощность отложений 50-120 м. Заметим, что на р. Шаръю сакмарские отложения выпадают вследствие стратиграфического перерыва .

Сынинский тип характерен для бассейна р. Б.Сыни. Стратиграфия этих отложений впервые была дана А.В. Ермиловым (1962). Здесь в строении разреза значительную роль играют спонголиты, достигающие мощности многих метров. Они переслаиваются с глинис-

тыми мшанково-детритовыми известняками. Мощность сакмарских отложений около 70 м.

Шеркыртинский тип выделен только в Средних воротах р. Щугора (Кузькокова и др., 1976). Сакмарские отложения здесь литологически сходны с подстилающими ассельскими и представлены глинистыми известняками и мергелями общей мощностью 35-38 м.

Кожимский тип представлен мощной толщей биогермных гидрактиноидных известняков. До последнего времени они относились к ассельскому ярусу (Елисеев, 1973). Однако, по данным М.В. Коноваловой (устное сообщение), верхняя часть биогермной толщи, судя по фауне фузулинид, имеет сакмарский возраст. Мощность сакмарской части разреза около 70 м.

Артинский ярус. Нижнеартинский подъярус. Нижнеартинские карбонатные отложения представлены разрезами двух типов: известняковым — шаръюским и кремнисто-известняковым — сынинским. Восточнее их наблюдаются терригенные разрезы — щугорский тип, которые нами не рассматриваются.

К шаръюскому типу относится разрез "Коровий остров" на р. Усе (около дер. Адак). Здесь артинские отложения представлены чистыми детритовыми известняками, светло-серыми, с фауной брахиопод и мшанок (20-30 м). К этому же типу, видимо, следует отнести и артинские отложения по рр. Шаръю и Заостренной, где они также представлены известняками, но иногда сильнопесчанистыми. Наблюдаемая мощность известняков всего 5-6 м.

Сынинский тип наиболее полно представлен на р. Б. Сыне, где к артинскому ярусу относится значительная толща пород (150 м), сложенная темно-серыми, сильнокремнистыми, иногда глинистыми известняками, а также спикуловыми известняками и спонголитами. Близкие к указанному типу разрезы встречаются на Средней Печоре (Кузькокова, 1976). Однако кремнисто-карбонатными здесь являются лишь низы артинского яруса. Более полный разрез этой толщи можно наблюдать в бассейне р. Югыд-Вуктыла (по руч. Варканъелю).

ЛЕМВИНСКАЯ СТРУКТУРНО-ФОРМАЦИОННАЯ ЗОНА

Верхнедевонско-каменноугольные отложения Лемвинской структурно-формационной зоны представлены кремнистыми и глинистыми сланцами, песчаниками и алевролитами и в меньшей степени известняками. Они чрезвычайно бедны фауной, находятся в сложной тектонической обстановке, характеризуются резкой фациальной изменчивостью, плохо обнажены. Все это затрудняет выяснение их стратиграфии. Впервые стратиграфическая схема этих отложений разработана К.Г. Войновским-Кригером (1962, 1963). Среди девонских отложений им выделены лек-елецкая, пагинская и надотомылькская свиты. В карбоне также выделяемся несколько фациальных свит:

воргашорская на западе, няньворгинская, яйюская и райизская на востоке. В результате работ автора (Елисеев, 1973) и В.Н. Пучкова (1973) уточнены возрастные объемы свит и сделана попытка перехода от местных свит к ярусам единой стратиграфической шкалы.

Верхний девон

Развитие верхнедевонских отложений предполагалось ранее среди пагинской и надотомылькской свит (Войновский-Кригер, 1962). Находки конодонтов в кремнистых сланцах воргашорской свиты позволили установить, что нижний горизонт воргашорской свиты имеет в основном верхнедевонский, а не турнейский возраст (Елисеев и др., 1962). Конодонты позволяют выделять среди верхнедевонских отложений франский и фаменский ярусы. Поскольку, однако, такое разделение проведено пока в единичных разрезах (рр. Харута, Унья), описание верхнедевонских отложений, мощность которых равна 100-250 м, дается без выделения ярусов, тем более что литологически последние не отличаются. В верхнедевонских отложениях намечается два типа разрезов (табл. 2): известняково-кремнисто-глинистый — верхнелемвинский и глинисто-кремнистый — харутский.

Верхнелемвинский тип разрезов, по данным К.Г. Войновского-Кригера (1962), в верхнем течении р. Лемвы (на р. М. Хайме) представлен довольно мощной толщей (предполагаемая мощность около 250 м) глинистых сланцев с линзами известняков. В верхней части ее появляются прослои кремнистых сланцев. Фауна, найденная в известняках, свидетельствует скорее всего о позднедевонском возрасте этой толщи. По-видимому, к этому же типу относится сланцевая толща на р. Лемве (ниже устья р. Парноки). Фауна в ней не встречена, но залегание непосредственно под нижнетурнейскими слоями позволяет предполагать ее позднедевонский возраст (Елисеев, 1.973).

Харутский тип разрезов наблюдался по рр. Харуте, Колокольне, Б. Хойле, Ельцу (в районе устья руч. Манитошора). Верхнедевонская толща везде представлена фтанитами, кремнистыми и глинистыми сланцами, часто в значительной степени углистыми. Для большинства пород характерны черная или темно-серая окраска, тонкая слоистость. Встречаются породы и другого цвета: серые, голубовато-, зеленовато- и коричневато-серые. Различные по составу и цвету породы обычно наблюдаются в виде тонких прослоев. Однако прослои черных глинистых и кремнистых сланцев достигают местами нескольких метров. Известняки для данного типа разрезов не характерны. Однако в некоторых разрезах в верхней части толщи встречены небольшие прослои микрозернистых темно-серых известняков мощностью 5-15 см. Вся глинисто-кремнистая толща имеет мощность не менее 100 м. По конодонтам в ней выделяется франский и фаменский ярусы (Елисеев и др., 1972). К этому же типу, видимо, следует отнести глинисто-кремнистую толщу, выходящую

Таблица 2

Типы разрезов Лемвинской зоны

Отдел, ярус	Западный	Центральный		Восточный	
C_3+P_1	Флишевый терригенный (кечьпельский), первые тысячи метров				
C_2	Известняково-алевролитово-кремнисто-глинистый (воргашорский), 100-150 м	Кремнисто-глинистый (харутский), 20-30м	Карбонатно-кремнисто-глинистый (харотский), 400-500м	Карбонатно-терригенный (яйюский), 300-500 м	Терригенный (райизский), сотни метров
C_1^2	Кремнисто-глинисто-карбонатный (воргашорский), 300-500 м	Кремнисто-карбонатно-глинистый (харутский), 60-70 м	То же, 400-500 м	То же, 1000 м	
C_1^1	Глинисто-кремнисто-известняковый (верхнелемвинский), 100 м	Глинисто-кремнистый (харутский), 20-40 м			
D_3	Известняково-кремнисто-глинистый (верхнелемвинский), 250 м	То же, 100-110 м			

на рр. Пальникъю, Паге, Молюдвоже и составляющую верхнюю часть пагинской свиты (Войновский-Кригер, 1962). Верхнедевонские отложения фаунистически здесь не доказаны, выделение их проводится условно.

Нижний карбон

Изучение каменноугольных отложений Лемвинской зоны позволило выделить в ней три подзоны: западную, центральную и восточную (Елисеев, 1968, 1973). Западная подзона характеризуется значительным развитием известняков, центральная - кремнистых и кремнисто-глинистых сланцев, восточная - терригенных пород. Мощность отложений в западной подзоне приблизительно равна 700 м, в типично центральной — 150 м, в восточной — 1500 м. Необходимо, однако, заметить, что эти цифры характеризуют только нижний и средний карбон. Дело в том, что палеонтологически доказанные отложения верхнего карбона нигде не встречены. По всей вероятности, они тесно связаны с нижнепермскими осадками, слагая единую кечьпельскую свиту.

Нижнекаменноугольные отложения в Лемвинской зоне распространены широко. Их мощность в западной подзоне достигает 600 м, в типично центральной - не более 100 м, в восточной превосходит 1000 м. В отложениях нижнего карбона выделены турнейский и визейский ярусы.

Турнейский ярус. Среди турнейских отложений с запада на восток выделяются разрезы двух типов: глинисто-кремнисто-известняковый - верхнелемвинский и глинисто-кремнистый - харутский. Мощность отложений не более 100 м.

Верхнелемвинский тип представлен разрезом на р. Лемве (в 0.7 км ниже устья р. Парноки) и характеризуется преобладанием известняков. Известняки темно-серые или серые, детритовые, реже . мелкообломочные. Второе место по распространению занимают кремнистые породы, которые встречаются не только в виде желваков и линз, но образуют и самостоятельные пласты (до 3 м). Аргиллиты развиты лишь в виде тонких прослоев. Мощность отложений около 100 м.

Харутский тип представлен разрезами по рр. Харуте, Колокольной, Б. Хойле, Манитошору; турнейские отложения здесь выделяются условно. В непрерывных разрезах от верхнего девона до визе, охарактеризованных фауной, к ним относится интервал мощностью 20-40 м (фтаниты и глинисто-кремнистые сланцы), в котором фауна не найдена.

Отметим еще один разрез, близкий к указанному типу, - на р. Пальникъю (Елисеев, 1973), где к турнейским отложениям отнесена верхняя часть пагинской свиты - фтаниты и полосчатые глинисто-кремнистые сланцы (10-20 м). В некоторых кремнистых породах обнаружены редкие и плохой сохранности фораминиферы, типичные представители которых встречаются в турнейских отложениях.

Визейский ярус. Отложения визейского яруса являются наиболее распространенными из всех осадков карбона Лемвинской зоны. Причем среди них развиты в основном отложения верхневизейского подъяруса. Нижне- и средневизейские отложения или не обнажены,

или не охарактеризованы фаунистически. Лишь условно они выделяются в некоторых разрезах (Елисеев, 1973).

Среди визейских отложений Лемвинской зоны с запада на восток выделяются разрезы следующих типов: кремнисто-глинисто-карбонатный — воргашорский, кремнисто-карбонатно-глинистый — харутский, карбонатно-кремнисто-глинистый — харотский и карбонатна-терригенный — яйюский. Мощность отложений в разрезах первого типа равна 400-500 м, второго — 50-70 м, третьего — сотни метров (?), четвертого — около 1000 м.

Воргашорский тип объединяет разрезы по руч. Воргашору и в верхнем течении р. Лемвы, что ниже устья р. Парноки (Елисеев, 1973), т.е. разрезы западной подзоны. В разрезах этого типа визейские отложения сложены в значительной части карбонатными породами, среди которых наиболее широко развиты известняки, в меньшей степени — доломиты. Наиболее распространенными являются детритовые известняки, темно-серые, похожие на турнейские отложения в разрезах вангырского типа Елецкой зоны. Известняки чаще тонконапластованные, обычно переслаиваются с кремнистыми и глинистыми породами. Прослои кремней и аргиллитов в таких толщах переслаивания имеют обычно мощность 10-15 см, тогда как известняков - 30-40 см и более.

Доломиты образуют пласты по нескольку метров мощностью, особенно они характерны для разреза р. Лемвы. Это серые или светло-серые породы, образовавшиеся в результате замещения известняков. Нередко встречаются обломочные разности карбонатных пород, в том числе доломитовые и известняковые брекчии. Последние особенно характерны для визейских отложений р. Лемвы.

Известняки в западных разрезах содержат небогатую, но различную фауну (фораминифер, кораллов, брахиопод, мшанок). Правда, макрофауна всегда представлена лишь мелкими обломками скелетных остатков.

Харутский тип разрезов характерен для отложений типично центральной подзоны — по рр. Харуте, Колокольне, Кок-Пеле, Юньяге, Б. Хойле, в устье руч. Манитошора (приток р. Ельца). Они делятся на две толщи: нижнюю — карбонатную и верхнюю — аргиллитово-алевролитовую. Для нижней характерны темно-серые тонкослоистые известняки и доломиты, часто с "поясками" кремня. Здесь также развиты доломитовые брекчии, редкие маломощные прослои аргиллитов и кремней. Верхняя толща довольно пестрая. Весьма характерными для нее являются известковые алевролиты и листоватые аргиллиты с фосфатно-известково-кремнистыми конкрециями шаровидной или эллипсоидальной формы. Мощность известняковой толщи равна 30-40 м, аргиллито-алевролитовой — 20-30 м. На р. Харуте в известняках найдены гониатиты (Елисеев, 1960) и конодонты (Елисеев, 1973), в верхней толще — фораминиферы (Елисеев, 1973).

Харотский тип объединяет восточные разрезы центральной подзоны, развитые в нижнем течении рр. Хароты и Яйю. Здесь среди

мощной (сотни метров) толщи глинистых и глинисто-кремнистых сланцев и фтанитов встречаются прослои известняков и доломитов. В редких пластах известняков удается найти фораминиферы. Ввиду бедности фауной трудно установить истинную мощность отложений, как и составить их нормальный разрез. К этому же типу разрезов следует, по-видимому, отнести часть верхнесобского комплекса, выделенного А.С. Перфильевым (1968) в верхнем течении р. Соби. Здесь также среди глинистых сланцев встречаются фтаниты и карбонатные породы. В отдельных пластах известняка найдены визейские фораминиферы. Мощность отложений составляет сотни метров.

Яйюский тип включает разрезы восточной части Лемвинской зоны и характеризуется значительной пестротой отложений. Даже близлежащие разрезы трудно сравнивать в деталях по их литологическому составу. Однако в общих чертах характер отложений выдержан на значительном расстоянии. Здесь преимущественно развиты полимиктовые терригенные породы: песчаники, алевролиты и аргиллиты, часто в значительной степени известковые. Много песчанистых и глинистых известняков. В некоторых разрезах значительную роль играют чистые известняки и доломиты. Кремнистые породы встречаются редко. Характерной особенностью этих отложений является их значительная мощность. В наиболее полных разрезах она, по-видимому, достигает 1000 м.

Верхневизейские отложения подобного типа наблюдаются во многих разрезах (рр. Пальникъю, Грубею, верховья рр. Колокольни и Няньворгавожа, рр. Молюдвож, Молюд-Мусюр, Тумбалова, верховья рр. Хароты, Яйю, Ельца, Соби). Во многих разрезах этого типа верхневизейский возраст доказывается фауной фораминифер. Из макрофауны здесь можно отметить лишь немногочисленные остатки брахиопод плохой сохранности.

Средний карбон

Среднекаменноугольные отложения в Лемвинской зоне достоверно установлены в центральных и восточных разрезах. В западных разрезах отложения с фауной среднего карбона не встречены и развитие их можно только предполагать. Мощность среднекаменноугольных отложений может быть оценена сугубо приблизительно: в западных разрезах около 100 м, в типичных центральных — 30 м, в восточных — 300-400 м.

По литологическому составу с запада на восток выделяются разрезы следующих типов: известняково-алевролитово-кремнисто-глинистый — воргашорский, кремнисто-глинистый — харутский, карбонатно-кремнисто-глинистый — харотский, карбонатно-терригенный — яйюский, терригенный — райизский. Заметим, что последний к среднему карбону отнесен условно.

Воргашорский тип представлен толщей пестрого состава, залегающей выше визейских отложений. Она наблюдается в нескольких

выходах по руч. Воргашору. Главную роль в ее строении играют кремнистые, кремнисто-глинистые и глинистые сланцы (аргиллиты). Известняки встречены в одном обнажении в виде небольших прослоев среди известковых алевролитов. Алевролиты же играют значительную роль, но только в верхней части толщи, на границе с кечьпельской свитой. Мощность толши около 100 м.

Харутский тип — толща характерных сланцев, залегающих между фаунистически охарактеризованными известковыми алевролитами верхнего визе и кечьпельской свитой. Эти сланцы мощностью 20-30 м наблюдались на рр. Харуте, Колокольне, Б. Хойле (центральная подзона). Они интересны своей толстой плитчатостью (плиты толщиной 2-5 см имеют большие размеры, часто по нескольку квадратных метров). Это породы темно-серого, чаще зеленовато- или голубовато-серого цвета. Под микроскопом они имеют пелитовую или алевропелитовую структуру, иногда содержат остатки радиолярий, реже мелкие спикулы губок. По составу сланцы чаще всего смешанные: глинисто-кремнистые или кремнисто-глинистые.

Поиски фауны в этой толще для установления ее возраста оказались безуспешными. Удалось обнаружить лишь единичные остатки конодонтов плохой сохранности.

Харотский тип включает восточные разрезы центральной подзоны — в нижнем течении рр. Хароты и Яйю. Развитая здесь мощная толща черных глинистых и кремнистых сланцев содержит прослои известняков и доломитов мощностью до 10-15 м. В криноидно-детритовых известняках найдены фораминиферы московского возраста (Елисеев, 1973). Мощность толщи — первые сотни метров. К этому типу предположительно относится и верхняя часть верхнесобского комплекса, выделенного А.С. Перфильевым (1968) в верховьях р. Соби. Здесь среди мощной толщи сланцев встречаются известняки с фузулинидами среднего карбона.

Яйюский тип развит в восточной части Лемвинской зоны и в верховьях рр. Соби, Ельца, Хароты, Яйю, Няньворгавожа, Воравожа. Основная масса отложений в этих разрезах представлена полимиктовыми песчаниками, рассланцованными алевролитами и глинистыми сланцами. В некоторых разрезах, особенно в верховьях р. Соби, присутствуют детритовые известняки. Мощность прослоев этих известняков достигает десяти и более метров. Судя по имеющимся данным, здесь развиты в основном башкирские отложения. Плохая обнаженность, однако, не позволяет выяснить их действительное развитие и расчленить эти отложения. Мощность среднекаменноугольных отложений в разрезах этого типа равна 300-400 м.

Райизский тип разрезов установлен в районе массива Райиз, где наблюдается толща сланцев и грубозернистых песчаников, выделенная К.Г. Войновским-Кригером (1963) под названием райизской свиты. Возможно, что это фациальный аналог среднекаменноугольных отложений — их самая восточная фация. К сожалению, возраст этой довольно мощной толщи (сотни метров) установить не удалось.

Верхний карбон (?) + нижняя пермь

Охарактеризованные фауной верхнекаменноугольные отложения в Лемвинской зоне не встречены. Непосредственно выше среднекаменноугольных отложений на всей территории Лемвинской зоны залегает кечьпельская свита, представленная флишевой толщей. Изучение разрезов позволяет согласиться с мнением К.Г. Войновского-Кригера (1963), что переход между отложениями карбона и кечьпельской свитой постепенный, следовательно, последняя включает в себя и верхнекаменноугольные отложения, не охарактеризованные фауной.

Наиболее детально кечьпельская свита изучена К.Г. Войновсим-Кригером (1947). Свита состоит из ритмично переслаивающихся серых полимиктовых песчаников, алевролитов и аргиллитов, практически не содержащих известкового материала. Характерно также обилие растительного детрита; сколько-нибудь крупные же остатки встречаются исключительно редко. Состав отложений кечьпельской свиты довольно выдержан по площади. Мощность ее значительная и составляет, по-видимому, первые тысячи метров.

ФОРМАЦИИ ЕЛЕЦКОЙ ЗОНЫ

Выделение формаций в палеозойских отложениях Елецкой структурно-формационной зоны впервые проведено В.И. Богацким (1975), В.Н. Пучковым и Н.И. Тимониным (Атлас..., 1972; Пучков, 1975; Тимонин, 1975).

Рассматривая формации Верхнепечорской впадины и смежных территорий, В.И. Богацкий в верхнедевонских и каменноугольных отложениях выделяет терригенно-карбонатную надформацию саргаевско-турнейского возраста и карбонатную формацию, охватывающую визейско-нижнепермские отложения. При этом терригенно-карбонатная надформация подразделяется им на субформании: 1) известняков доманикового типа, 2) кремнистых образований, 3) рифовых известняков и 4) глинисто-карбонатную. В карбонатной формации выделены: 1) угленосная субформация, 2) субформация рифогенных известняков и 3) субформация относительно депрессионных осадков и брекчиевидных известняков.

В.Н. Пучковым и Н.И. Тимониным для того же отрезка времени выделены следующие формации: 1) доломитово-известняковая верхнедевонская, 2) доманиковая верхнедевонскай, 3) слоистых известняков (турнейская), 4) терригенная нижне-средневизейская, 5) слоистых известняков (визейская), 6) доломитовых известняков (визейская), 7) сульфатно-доломитовая (визейская), 8) слоистых известняков (средне-верхнекаменноугольная). Указанные авторы занимались тектоническими исследованиями и не ставили своей целью детальное изучение пород и их парагенезов. Поэтому, хотя формации были выделены, характеристика их дана лишь в общих чертах. Заметим, что и приведенные классификации формаций не отличаются четкостью, вследствие чего наблюдаются такие расхождения в их количестве.

Изучение парагенезисов пород, проведенное нами, позволяет более объективно подойти к выделению формаций и их классификации. Такой принцип позволяет сразу выделять терригенную толщу нижнего-среднего визе в самостоятельную формацию, которую вслед за Б.М. Келлером (1973) и В.Н. Пучковым (1976) мы называем фалаховой формацией. На всей территории зоны да и в более южных

районах западного склона Урала четко выделяется известняковая органогенная формация средне-верхневизейского возраста. Что же касается среднефранско-турнейских и верхневизейско-нижнеартинских отложений, то они представлены разнообразными, хотя в основном и карбонатными, породами. Однако изучение парагенезов этих пород показывает, что оба названных разновозрастных комплекса имеют много общего. Как тот, так и другой в западной и восточной частях сложены в основном известняками и доломитами. При этом известняки чаще всего имеют светлую окраску, отличаясь разнообразием своих типов. Среди них выделяются детритовые, биогермные, хемогенные и грубообломочные разности. Характерными являются доломиты, появляющиеся в отдельных частях разреза. Отметим также обилие кремней в некоторых известняках и доломитах. В центральной же части этих комплексов разрез совершенно иной: здесь наблюдается частое чередование глинистых, кремнистых и известняковых пород, обычно темно-серых, почти черных. В отличие от первых эти разрезы бедны фауной. Забегая вперед, можно заметить, что образование такого комплекса отложений обусловлено чередованием локальных поднятий и впадин в едином бассейне. При этом поднятия обусловили доломитово-известняковый или известняковый тип разреза, а впадины — глинисто-кремнисто-известняковый тип. Весь комплекс пород образует единую формацию, в которой соответственно типам разрезов намечаются различные градации. Формации подобного строения и состава мы предлагаем называть калейдовыми[1].

Кроме среднефранско-турнейской и верхневизейско-нижнеартинской калейдовых формаций, описание которых дано в настоящей работе, аналогичную формацию, по данным А.И. Першиной и др. (1970) , можно выделить в силурийско-нижнедевонских отложениях Елецкой зоны. Намечается подобная формация и в более южных районах западного стона Урала. В частности, к ней можно, по-видимому, отнести восточную часть верхнедевонско-турнейских отложений, описанных О.А. Щербаковым и др. (1966). Основываясь на литературных данных, развитие калейдовых формаций можно предполагать к в других регионах. В частности, к калейдовой формации, видимо, относятся силурийские отложения центральной Невады (Кей, 1963). Судя по наличию рифовых образований и грубообломочных известняковых брекчий, можно предполагать развитие калейдовой формации в верхнем девоне и нижнем карбоне Арденн (Руттен, 1972 и др.).

Таким образом, в среднефранско-нижнеартинских отложениях Елецкой зоны нами выделяются четыре формации: 1) калейдовая формация (среднефранско-турнейская), 2) фалаховая формация (нижне-средневизейская), 3) известняковая органогенная формация (средне-верхневизейская) и 4) калейдовая формация (верхневизейско-нижнеартинская).

---

1 [1] От греческих kalos — красивый, eidos - вид. Породы этой формации наблюдаются часто в виде живописных скал.

КАЛЕЙДОВАЯ ФОРМАЦИЯ
(среднефранско-турнейская)

Среднефранско-турнейская калейдовая формация развита на западном склоне Северного, Приполярного и Полярного Урала и гряде Чернышева, т.е. на всем протяжении Елецкой структурно-формационной зоны, на расстоянии более 800 км. Ширина полосы этой формации в настоящее время достигает 100-120 км. Нижняя граница формации проводится по появлению ассоциаций доломитовых пород, биогермных и мелкообломочных известняков. На востоке она связана с основанием среднефранского подъяруса, на западе — с основанием фаменского яруса. Верхняя граница формации на большей части территории четко проводится по смене карбонатных отложений турнейского яруса терригенными отложениями нижнего визе, которые относятся к вышележащей фалаховой формации. В тех районах, где фалаховая формация не развита, граница проводится по появлению характерных визейских известняков с богатой фауной брахиопод и кораллов, которые относятся к известняковой органогенной формации. Заметим, что в этом случае нередко наблюдается стратиграфический перерыв, поэтому проведение границы не составляет труда.

В соответствии с тремя типами разрезов верхнего девона и турнейского яруса формация делится на три градации: западную сынинскую, центральную — вангырскую и восточную — патокскую. Мощность формации различна: в сынинской градации она не более 350-370 м, в вангырской достигает 1000 м, в патокской — около 900 м.

Типы пород

Главную роль в строении формации играют карбонатные породы — известняки и доломиты, особенно в сынинской и патокской градациях. В вангырской же градации наблюдается частое переслаивание известняков с кремнистыми и глинистыми породами. Классификация пород дана по И.В. Хворовой (1953). Описание их начнем с наиболее распространенных, т.е. известняковых пород.

Обломочные известняки. Данная группа представлена различными породами, среди которых выделяются следующие: известняковые брекчии, конгломераты, гравелиты, песчаники и микрокомковатые известняки.

Известняковые брекчии. Наиболее типичные брекчии встречены в фаменском ярусе р.Вангыра, где они появляются в разрезе неоднократно. Поскольку они подробно описаны в одной из работ автора (Елисеев, 1960а), остановимся на них очень кратко. Брекчии залегают в толще переслаивания известняков, аргиллитов и кремней, имея мощность пластов от 0.5 до 15 м. Размеры обломков в брекчиях колеблются в широких пределах — от самых малых до глыб 1.5-2 м, причем ввиду отсутствия сортировки материала

рядом с крупными встречаются и мелкие обломки. Однако в верхней части пласта брекчий намечается тенденция к уменьшению обломков, вплоть до перехода в гравелиты. Форма крупных обломков чаще всего плитчатая. Характерно, что они совсем не окатаны. Мелкие же обломки имеют различную форму и несут следы окатанности, часто значительной. По составу среди обломков явно преобладают микрокомковато-детритовые известняки. Цементом служат сильноглинистые, микрокомковато-детритовые известняки. В нижней части слоя брекчий количество его совершенно незначительное, выше постепенно нарастает, достигая в кровле 20-30%.

Граница брекчий с подстилающими породами во всех случаях резкая и проходит обычно по пластовой отдельности. Верхняя же граница всегда постепенная: брекчии переходят в гравелиты, а затем в известняковые песчаники.

Судя по составу обломков, источником обломочного материала служили практически только местные и одновозрастные с вмещающими породы. Отсюда напрашивается вывод об островном характере поднимавшихся среди моря участков, которые при разрушении давали обломочный материал. Эти поднятия и размывы были кратковременными, ибо обломки имеют геологически тот же возраст, что и цемент, и вмещающие породы. Во время поднятий неизбежно происходило разрушение берегов морской абразией. Встречающиеся нагромождения крупных остроугольных обломков и даже глыб вместе с мелкими округлыми обломками и отсутствие их сортировки указывает на то, что данные брекчии возникли благодаря осыпи или обвалу берегов. Обвалы происходили в воду, так как наблюдаются заметная тенденция к ориентировке плитчатых обломков, хорошая окатанность их мелких разностей и присутствий среди брекчий участков конгломератов. Такие обвалы вполне возможны на крутых берегах, особенно во время землетрясений. Очевидно, эпизодическими проявлениями сейсмической деятельности, а не трансгрессиями и регрессиями моря, как считал автор ранее (Елисеев, 1960а), следует объяснять существующую ритмичность этой толщи пород.

Таким образом, данные брекчии, по классификации В.П. Маслова (1938) и Д.В. Наливкина (1956), относятся к брекчиям осыпей и обвалов.

Известняковые брекчии небольшой мощности встречены также в нижнефаменских отложениях по руч. Изрузьшору и в турнейских отложениях р. Нечи. Образование их связано с небольшими поднятиями среди открытого мелководного моря (Першина, 1962; Елисеев, 1963).

Известняковые конгломераты. Типичные конгломераты встречены в виде небольшого прослоя (0.3 м) в основании верхнетурнейских отложений на р. Нече (Елисеев, 1963). Они залегают на светло-серых микрокристаллических известняках, имеющих нижнетурнейский возраст. Обломки в конгломератах представлены в основном такими же известняками, заключающими микрофауну нижнетурнейского возраста. Величина обломков незначи-

тельная, обычно гальки имеют размеры 3-5, реже до 5-7 см. Цемент же в конгломератах отличается от обломков детритовой структурой известкового материала и содержанием в нем фораминифер верхнетурнейского возраста. Образование конгломератов связано с поднятием некоторого участка на территории центральной части гряды Чернышева.

Слой известнякового конгломерата (4.3 м) наблюдался в основании фаменского яруса на р. Вангыре (Елисеев, 1960а). Обломки и цемент в нем представлены темно-серыми известняками. В нижней части слоя они имеют размеры от самых малых до 5-7 см, в верхней части едва достигают 1 см. Крупные обломки имеют форму хорошо окатанных плиток, мелкие — округлую и эллипсоидальную. Это внутриформационные образования, сформировались они исключительно за счет местного материала. Отличие же конгломератов от брекчий состоит в лучшей окатанности обломков. Очевидно, образование этих конгломератов связано с поднятием некоторого участка среди открытого моря, с зоной прибоя.

Известняковые конгломераты встречены в турнейских отложениях р. Подчерема (урочище Кузьяма). Они образуют здесь маломощные пласты (0.5-0.6 м), появляющиеся неоднократно в разрезе. Обломки в конгломератах представлены желтовато-серыми микрозернистыми известняками, почти пелитоморфными. Они имеют размеры не более 5 см и округлую или неправильную форму, но хорошую окатанность. Цементом в конгломератах является коричневато-серый микрокомковатый известняк, в котором встречены редкие фораминиферы. Содержание цемента довольно значительное.

В этом же районе наблюдаются интересные тонкоплитчатые светло-серые известняки с "бугорчатой" поверхностью. Изучение их показывает, что это конгломераты, у которых обломочный материал близок по составу к цементу. Бугорчатая же поверхность, по-видимому, объясняется тем, что цемент на выветрелой поверхности разрушается, а обломки остаются, создавая видимость бугорков. Таким образом, рассмотренные конгломераты содержат обломки, которые по возрасту и составу соответствуют вмещающим толщам. Их также следует считать внутриформационными образованиями, не связанными с каким-то продолжительным и региональным размывом.

Известняковые гравелиты. Породы, состоящие из округлых обломков известняка размером от 1 до 10 мм. Однако типичные гравелиты наблюдаются редко, обычно они содержат значительную примесь обломков более мелких и переходят в гравелито-песчаники. Наиболее характерные известняковые гравелиты встречены в турнейских отложениях рр. Б. Сыни и Б. Патока, т. е. в западной и восточной градациях. Здесь мощность гравелитовых прослоев достигает 5-10 м, в то время как обычно она не более 1-2 м. В нижнетурнейских отложениях р. Б. Сыни гравелиты имеют светло-серый или желтовато-серый цвет, в других разрезах — серый или темно-серый. Под микроскопом видно, что обломки в гравелитах в большинстве своем состоят из однородных пели-

томорфных (микрозернистых) известняков. Форма обломков изометрическая, округлая или овальная, обусловленная хорошей окатанностью. Хотя у некоторых обломков края неровные, но это можно объяснить разъеданием обломков при цементации. Цементом в породах является кристаллический кальцит. Данный цемент можно назвать базальным с участками разъедания и обрастания. Количество цементирующего вещества обычно значительное, не менее 20-30%. Необходимо заметить, что часто среди обломков встречается и детритовый материал: остатки фораминифер, брахиопод и иглокожих.

Известняковые гравелиты в восточной градации тесно связаны с оолитовыми и водорослевыми известняками. В разрезах вангырского типа (фаменский ярус р. Вангыра и нижнетурнейскйй подъярус р. Подчерема в его нижнем течении) гравелиты обычно сменяют по разрезу известняковые брекчии и конгломераты. Тесная связь этих пород указывает на то, что и гравелиты являются мелководными образованиями. Очевидно, образование их шло на морских отмелях или в приостровных областях.

Известняковые песчаники. К данному типу относятся породы, сложенные обломками известняков песчаной структуры и известковым цементом. В своем развитии эти породы тесно связаны с известняковыми гравелитами, микрокомковатыми и водорослевыми известняками.

Типичные известняковые песчаники характерны для фаменских и нижнетурнейских отложений рр. Б. Патока, М. Печоры и Уньи (восточная градация), где они образуют прослои по нескольку метров мощностью. В других разрезах эти породы встречаются редко, обычно в виде прослоев (1-2 м) среди известняковых гравелитов или микрокомковатых известняков. По своему строению они отличаются от гравелитов только меньшим размером зерен (табл. 1,1), Обломочное строение известняковых песчаников, как и гравелитов, выявляется обычно даже в поле, так как обломки и цемент в какой-то степени отличаются по цвету. Под микроскопом устанавливается и различная структура тех и других. Форма песчинок различная: они могут быть окатанными, слабоокатанными или почти не окатанными. Влияет на форму обломков и перекристаллизация цемента, а также его доломитизация. Количество обломочного материала разное, однако почти всегда превышающее 50%. Лишь иногда наблюдаются такие известняки, где обломки являются очень редкими. Цемент обычно базальный, с участками обрастания и разъедания. Чаще всего он представлен кристаллическим кальцитом, но иногда и глинистым известняком (в разрезах вангырского типа).

На р. Щугоре (выше острова Овинды) встречены тонкоплитчатые, даже рассланцованные известняки, в которых под микроскопом устанавливается обломочная структура (табл. I, 2). В такого рода известняках обломки развальцованы и имеют очень вытянутую и уплощенно-линзовидную форму (длина их достигает 0.5 мм, а толщина 0.05-0.1 мм).

Таблица 3

Состав пород средиефранско-турнейской формации

Породы	Количество анализов	$CaMg(CO_3)_2$	$CaCO_3$	Нерастворимый остаток
Известняковые песчаники	10	3.19 / 0.18-10.02	94.69 / 83.96-98.99	0.44 / 0.18-1.06
Микрокомковатые известняки	16	5.97 / 0.59-22.55	92.15 / 22.63-99.69	0.83 / 0.12-4.14
Микрозернистые известняки	13	8.04 / 1.14-24.96	90.55 / 70.49-97.9	1 / 0.26-1.88
Мелкозернистые доломиты	10	94.55 / 88.0-99.24	3.75 / 0.05-9.73	0.87 / 0.36-1.82
Среднезернистые доломиты	19	95.93 / 87.81-100	2.32 / 0-16.51	0.52 / 0.16-1.8
Доломитовые участки в псевдообломочных породах	16	60.45 / 15.22-79.39	34.58 / 13.03-81.22	1.3 / 0.52-3.74
Известняковые участки в псевдообломочных породах	4	5.2 / 2.14-7.55	90.14 / 87.34-93.17	1.25 / 1.0-1.58
Полосчатые известково-доломитовые породы	26	42.56 / 7.59-85.98	53.44 / 10.32-90.71	1.79 / 0.2-8.98
Кремнисто-карбонатные породы	16	17.02 / 0-61.74	27.4 / 0-73.63	53.28 / 21.5-97.90
Известковые аргиллиты	7	3.21 / 0-7.45	14.27 / 0-24.5	74.64 / 60.76-93.74

Примечание. Над чертой - среднее содержание, под чертой - пределы.

Тесная связь известняковых песчаников с водорослевыми и оолитовыми известняками и известняковыми гравелитами указывает на то, что они образовались в зоне мелководья. Это было мелководье открытого моря, удаленное от континента, куда не заносился терригенный материал: среди известняковых песчаников терригенный материал практически отсутствует (табл. 3). В этом отношении можно найти сходство описанных песчаников с известняковыми песчаниками первой разновидности, описанными И.В. Хворовой (1953).

Микрокомковатые известняки. Особо следует остановиться на обломочных известняках с размером обломков, отвечающим мелкозернистым песчаникам и алевролитам (менее 0.25 мм). Макроскопически обломочная структура таких известняков не обнаруживается, они выглядят, как тонкозернистые. Только под микроскопом видно, что порода сложена в значительной части обломками известняков размером менее 0.25 мм. Эти обломки имеют скорее форму комочков, в той или иной степени окатанных. По-видимому, их удобнее называть микрокомковатыми известняками. Неправильная форма комков обусловлена часто значительной перекристаллизацией цемента, захватывающей иногда и обломки. Обломки представлены обычно микрозернистыми известняками. Количество их в породе различное, но распределены они среди цемента неравномерно, сортировка материала отсутствует. Цементом является кристаллический кальцит, занимающий значительное место, часто почти 50%, т.е. имеющий базальный характер. Вместе с обломками микрозернистых известняков всегда в том или ином количестве присутствует детритовый материал. Когда детритового материала много, порода переходит в комковато-детритовый известняк.

Микрокомковатые известняки широко распространены в западной доломитово-известняковой градации, особенно в фаменских и нижнетурнейских отложениях, где они образуют пласты мощностью до 10 м. Залегают эти породы среди микродетритовых известняков, известняковых песчаников и гравелитов, обычно преобладая в разрезе. К такого типа разрезам относятся в первую очередь разрезы фаменского и турнейского ярусов по рр. Б. Патоку (между руч. Пычаелем и Дедаелем), Щугору (выше Овинды), Подчерему (руч. Кодзыдъель).

Тесная связь микрокомковатых известняков с типичными обломочными известняками указывает на то, что и они являются обломочными мелководными образованиями. Однако происхождение их связано с фазой некоторого углубления бассейна, так как волнение в зоне образования этих пород, судя по их характеру, не было сильным. О более глубоководном характере этих осадков говорит и тот факт, что они нередко переслаиваются с микрозернистыми известняками.

Органогенные известняки. Среди органогенных известняков выделяются микрокомковато-детритовые и биоморфные известняки.

Микрокомковато-детритовые известняки. Эти известняки содержат значительную примесь

микрокомковатого материала. Они особенно характерны для верхнетурнейских отложений, где образуют пласты по нескольку метров и даже первых десятков метров. Известняковые микрозернистые комочки имеют размеры от 0.01 до 0.2 мм, округлую или реже неправильную форму (табл. I, 3). Все характерные черты комочков указывают на их обломочное происхождение. Количество таких обломков-комочков в породе значительное: обычно не менее 20-30%. Следует заметить, что неправильная форма комочков вызвана перекристаллизацией цементирующего кальцита. Детритовый материал представлен мелкими скелетными остатками различных организмов: брахиопод, иглокожих, пелеципод. В разрезах вангырского типа часто встречаются известняки со значительным содержанием кальцитизированных спикул губок. Такие известняки играют большую роль в разрезе скважины Югыд-Вуктыл (фаменские и турнейские отложения). Нередко образуются прослои, обогащенные раковинами примитивных фораминифер. Такое чередование прослойков с различным содержанием этих остатков вызывает слоистость породы, которая наблюдается и макроскопически.

Касаясь происхождения микрокомковато-детритовых известняков, необходимо заметить, что большая часть их образовалась, хотя и в зоне шельфа, но на глубинах, где ни течения, ни волны не оказывали сильного воздействия на осадок. Об этом, в частности, говорит прекрасно выраженная микрослоистость, возможная в условиях спокойного гидродинамического режима.

Микродетритовые известняки. Данные породы широко распространены только в турнейских отложениях, вскрытых скв. 640 Югыд-Вуктыл. Эго темно-серые, почти черные породы, пелитоморфного строения. Они залегают пластами по нескольку метров, иногда десятков метров среди комковато-детритовых известняков и аргиллитов. Под микроскопом видно, что они сложены чрезвычайно мелким, неопределимым детритом. Удается только определить спикулы губок, большей частью кальцитизированные. Обычно порода обладает тонкой слоистостью, которая выявляется даже в шлифе (табл. I, 4). Эти известняки являются относительно глубоководными, о чем свидетельствуют их тонкая слоистость, отсутствие фауны, переслаивание с известковыми аргиллитами и известковыми спонголитами.

Биоморфные известняки. К данной группе относятся известняки, которые в основной своей массе сложены целыми скелетными остатками организмов, захороненными на месте обитания последних. Среди них выделяются водорослевые и амфипоровые известняки.

Водорослевые известняки. Они широко распространены в верхнедевонских отложениях. Ввиду того что определение водорослей не проводилось, все сложенные ими породы рассматриваются как один тип — водорослевые известняки. В бассейне рр. Б. Патока, Щугора, М. Печоры их пласты достигают мощности нескольких метров, а в отдельных случаях и первых десятков метров (р. Б. Паток). Это светло-серые или темно-серые

породы, в которых макроскопически видны многочисленные образования концентрического строения округлой формы, размером до 1-1.5 см (табл. I, 5). Часто они составляют основную массу породы. Для франских и фаменских отложений р. Щугора характерны также строматолитовые образования размером около 10 см. Отдельные пласты (до 1-5 м) в значительной степени сложены этими образованиями (табл. I, 6).

Водорослевые известняки всегда ассоциируют с обломочными породами. Этот их признак, а также и экологические особенности организмов указывают, что водорослевые известняки являются мелководными образованиями. Учитывая, что они имеют всегда очень чистый химический состав, можно предполагать их образование в условиях мелководья открытого моря.

Амфипоровые известняки широко распространены в верхнедевонских, особенно франских отложениях, где они, часто переслаиваясь с микрокомковатыми и водорослевыми известняками, образуют пласты по нескольку метров мощностью. Наиболее характерные амфипоровые известняки встречены в разрезах рр. Б. Патока и Б. Надоты. Породы в значительной степени сложены остатками амфипор, промежутки между которыми выполнены различными известковыми осадками, чаще всего микрокомковатыми известняками (табл. II, 1). По цвету среди них преобладают серые и светло-серые разности, хотя иногда встречаются и темно-серые. По составу это очень чистые породы, где содержание нерастворимого остатка не превышает десятых долей процента. Связь амфипоровых известняков с водорослевыми и обломочными известняками показывает, что они также являются мелководными образованиями.

Хемогенные известняки. К хемогенным относятся микрозернистые и оолитовые известняки.

Микрозернистые известняки. Это породы светло-серого или желтовато-серого цвета, имеющие массивную отдельность и раковистый излом, наиболее характерны для фаменского яруса сынинского типа. Наблюдаются отдельные пласты, где выражена тонкая горизонтальная слоистость. Под микроскопом видно, что она обусловлена чередованием тончайших прослойков микрозернистого и тонкозернистого материала. Реже такая слоистость вызвана появлением в отдельных прослойках раковинок примитивных фораминифер. Вообще же эти известняки фауной чрезвычайно бедны. Характерна для них чистота химического состава. Это почти чистый карбонат кальция (табл. 3). Однако иногда они содержат ромбики доломита. Касаясь образования этих пород, необходимо прежде всего учитывать, что они нередко связаны с доломитами. По-видимому, накопление подобных тонких известковых илов имело место на относительно небольших глубинах, на хорошо прогреваемых участках морского дна, но защищенных от волн открытого моря. Такой защитой могли служить отмели и острова.

Оолитовые известняки. Это светло-серые известняки, где оолитовая структура видна и невооруженным глазом.

Встречены они в фаменских отложениях рр. М. Печоры, Подчерема, Б. Надоты. Размер оолитов колеблется ОТ 0.2 до 4 мм. Форма оолитов, разнообразная даже в пределах одного шлифа, в основном обусловлена формой их ядер. В качестве ядер в фаменских известняках служат комочки известняка различной формы. Чаще всего оолиты имеют сферическую или близкую к ней форму, особенно это касается мелких оолитов. Обычно никакой сортировки материала не наблюдается, поэтому крупные оолиты встречаются вместе с мелкими. Изучение оолитовых известняков позволяет согласиться с мнением В.Г. Махлаева (1964): "Однородность оолитов по размерам, когда она имеет место, создается в основном не в процессе их роста, а в результате однородности по механическому составу исходного обломочного ядерного материала" (с. 104).

В фаменскйх отложениях р. Подчерема встречены оолитовые известняки, в которых наблюдаются мелкие обломки известняков оолитовой структуры (табл. II, 2). Очевидно, в этом случае более ранние осадки с оолитами были размыты, а обломки этих затвердевших осадков затем уже осели среди нового оолитового известнякового осадка. Часто видно переслаивание оолитовых известняков с обломочными того же размера.

Все приведенные данные говорят о том, что отложение оолитовых известняковых осадков происходило на мелководье. Более подробно вопрос о генезисе оолитовых известняков рассмотрен при описании этих пород в верхневизейско-нижнеартинской калейдовой формации, поскольку они однотипны.

Известняковые конкреции. Известняковые конкреции встречены в фаменских отложениях рр. Вангыра, Гердкыртаеля, Б. Инты, Изъяю, турнейских отложениях р. Кожима. Они представляют собой лепешковидные и караваеобразные тела, сложенные темно-серыми микрозернистыми известняками. Размеры конкреций по длинной оси достигают 20-30 см. О времени их образования можно судить по отношению слоистости в аргиллитах и глинистых известняках к конкрециям, а также по отношению последних к кремням (Елисеев, 1960а). По-видимому, они являются раннедиагенетическими. По крайней мере образование их происходило раньше, чем образование кремней. Отметим, что известняковые конкреции имеют много общего с теми, что описаны Н.М. Страховым (1939).

Доломиты и известково-доломитовые породы. Доломитовые породы широко развиты в сынинской и патокской градациях, составляя около половины разреза верхнедевонских отложений (до 300 м). По составу среди них выделяются доломиты и смешанные известково-доломитовые породы (Елисеев, Семенов, 1975).

Доломиты. К этой группе относятся собственно доломиты и доломиты в слабой степени известковые. При разделении их за основу взята классификация Г.И. Теодоровича (1950). По величине зерен выделяется несколько типов: мелкозернистые (0.25-0.1 мм), среднезернистые (0.25-0.5 мм) и крупнозернистые (0.5-1 мм).

Мелкозернистые доломиты характерны для фаменских отложений западной градации, но образуют значительные толщи и в восточной градации. Это желтовато-серые или серые породы, реже темно-серые с песчаниковидным изломом. Такие доломиты пористые, непрочные и легко разрушаются при ударе молотком. Форма зерен неправильно многоугольная, округло многоугольная или близкая к ромбической (табл. II, 3). По химическому составу доломиты этого типа довольно чистые, содержание кальшта в них менее 10%, а нерастворимого остатка не более 1-2% (табл. 3). В отдельных прослоях видна реликтовая структура известняка.

Среднезернистые доломиты отличаются от предыдущих только более крупным размером зерен. Наиболее мощные пачки этих пород встречены в фаменских отложениях р. Подчерема (руч. Кодзыдъель), где их мощность равна 50-90 м. Цвет доломитов меняется от светло- до темно-серого. Основная часть зерен имеет размеры 0.25-0.5 мм, но встречаются более крупные и более мелкие зерна. Преобладающей формой зерен является близкая к ромбоэдрической или многоугольная, характерна микротрещиноватая микроструктура (табл. II, 4). Состав этих доломитов близок к мелкозернистым (табл. 3). В среднезернистых доломитах открытая пористость достигает 10%. Поры большей частью округлые, образовавшиеся вследствие выщелачивания. Размер их колеблется от 0.01 до 0.30 мм.

Крупнозернистые доломиты встречаются сравнительно редко в виде линз длиной несколько метров и мощностью до 0.4 м (верхний девон р. Подчерема). По внешнему виду это светло-серые, серые или желтовато-серые породы с песчаниковидным мерцающим изломом. Преобладающая часть доломитовых зерен имеет размеры 0.5-1 мм. Однако в некотором количестве присутствуют зерна и другого размера, как более крупные (до 2 мм), так и более мелкие менее 0.5 мм. Зерна неправильно многоугольные, четкие ромбоэдры встречаются редко. Иногда образуются агрегаты зерен (мозаичные зерна). Химические анализы показывают, что содержание кальцита в этих доломитах достигает 3.6%. Основная масса кальцита находится в виде межзерновых выделений размером до 1 мм.

Смешанные известково-доломитовые породы. В этой группе выделяются два типа: псевдообломочные и полосчатые. Псевдообломочные известково-доломитовые породы широко распространены в франском и фаменском ярусах рр. Подчерема, Щугора, Б. Патока. Эти породы, имеющие пятнистый характер на поверхности (табл. III, 1), под названием "псевдобрекчиевых" описаны А.И. Першиной (1960). Поскольку они напоминают не только брекчии, а часто и обломочные породы с окатанными обломками, мы их называем псевдообломочными (табл. III, 2). Псевдообломочные известково-доломитовые породы легко узнаются по характеру пятнисто-узорчатой поверхности выветривания. Темно-серые участки сложены, как правило, сгустково-комковатыми или микрозернистыми известняками, часто слабо-

доломитовыми, а светлые участки — доломитами, иногда в той или иной степени известковыми (табл. 3).

На р. Подчереме псевдообломочные породы встречены в виде двух выдержанных по составу и внешнему облику толщ. Первая толща (средняя часть нижнефаменского подъяруса видимой мощностью около 20 м) обнажена на руч. Кодзыдъеле в виде отдельных выходов и развалок, вторая обнажена напротив устья р. Тименки, где ее мощность равна 50 м. На рр. Шугоре и Б. Патоке эти породы встречены как в виде мощных толщ (десятки метров), так и отдельных прослоев (несколько метров) в верхнефранском, нижне- и верхнефаменском подъярусах. Наиболее часто с псевдооблом очными породами ассоциируют полосчатые известково-доломитовые породы, наблюдается неоднократное их переслаивание.

Полосчатые известково-доломитовые породы встречаются в виде небольших пластов, обычно 0.5-2.0 м, лишь отдельные из них достигают 10 м. Эти породы, как уже указывалось, находятся в ассоциации с псевдообломочными известково-доломитовыми породами. В полосчатых породах видны тонкие (от долей до нескольких миллиметров) горизонтальные доломитовые слойки, иногда прерывистые и слабоволнисты, отличающиеся от известковой массы более светлой окраской. В этом случае они напоминают псевдообломочные породы. Чаще наблюдается тонкая слоистость (табл. III, 3). В зависимости от концентрации слойков состав породы колеблется от известняка слабодоломитового (количество доломита не более 20%), до доломита слабоизвесткового, где содержание доломита превышает 80% (табл. 2).

Доломитовый материал, слагающий слойки, представлен зернами ромбоэдрической или многоугольной формы (табл. III, 4). В большинстве своём зерна имеют размеры 0.1-0.25 мм, в редких случаях доломиты обладают тонкозернистой структурой. Известковый материал представлен микрозернистым или комковато-сгустковым известняком. Органические остатки здесь исключительно редки. Можно лишь отметить проблематичные образования — "сферы". Контакты доломитовых и известняковых прослойков различные, но большей частью постепенные.

Заканчивая описание доломитовых пород, кратко остановимся на их генезисе. Более подробно вопросы их происхождения будут рассмотрены ниже, при описании доломитов верхневизейско-нижнеаргинской калейдовой формации. В подавляющей массе рассмотренные доломиты являются седиментационно-диагенетическими. Об этом говорят их приуроченность к определенным стратиграфическим горизонтам и явные следы метасоматоза доломита по кальциту. Интересно заметить, что псевдообломочные известково-доломитовые породы образовались, очевидно, в результате замещения водорослевых известняков. Об этом говорит тот факт, что наблюдаются постепенные переходы между водорослевыми и псевдообломочными породами. Кроме того, нередко в последних видны реликты водорослевых известняков. Слоистые известково-доломитовые породы по своему

характеру приближаются к седиментационным, так как процессы перераспределения доломитового материала играли здесь меньшую роль. Поскольку образование седиментационно-диагенетических доломитов обусловлено условиями осадконакопления, то можно предполагать, что рассмотренные породы образовались в сухом жарком климате. Ассоциация доломитов с водорослевыми известняками указывает на их мелководный характер. Крупнокристаллические же доломиты, распространенные весьма ограниченно, следует скорее всего отнести к эпигенетическим образованиям. Об этом свидетельствует их залегание в виде небольших линз и неправильных участков.

Кремнисто-карбонатные породы: Среди данных пород выделяются два типа: 1) слоистые кремнисто-доломитовые породы и 2) спикуловые известняки, переходящие в известковые спонголиты.

Слоистые кремнисто-доломитовые породы встречены только в верхнетурнейских отложениях в нижнем течении р. Подчерема (ниже урочища Кузьяма, по правому берегу реки). Здесь кремнистые, карбонатные и кремнисто-карбонатные породы образуют тонкое переслаивание. Смешанными среди них являются кремнисто-доломитовые породы, где содержание доломита и кремнезема примерно одинаковое - 45-48% (табл. 2). Текстура этих пород тонкослоистая, они дают тонкоплитчатую отдельность. Породы желтовато- или коричневато-серого цвета. По внешнему виду они явно напоминают доломиты, имея неровный излом и мерцающий блеск. Под микроскопом же видно, что кристаллы доломита почти равномерно рассеяны среди тонкозернистого халцедона (табл. III, 5). Зерна доломита имеют правильную ромбическую форму и размеры 0.05-0.25 мм.

Спикуловые известняки и известковые спонголиты встречены во многих разрезах, но особенно они характерны для фаменских и турнейских отложений р. Югыд-Вуктыла (судя по керну скважин), турнейских отложений руч. Варканъеля и нижнего течения р. Подчерема (ниже Кузьямы).

Спикуловые известняки обычно темно-серые, тонкоплитчатые. Под микроскопом видно, что среди детритового материала содержится значительное количество спикул губок как кальцитизированных, так и кремнистых (табл. III, 6). Характерной особенностью этих пород является значительное содержание пирита.

Интересные спикуловые известняки и известковые спонголиты встречены в скважине Югыд-Вуктыл и по руч. Варканъёлю. На вид эти породы больше похожи на алевролиты. Однако под микроскопом устанавливается, что они сложены кальцитизированными или кремнистыми спикулами губок. В этом разрезе удается наблюдать все переходы от спикуловых известняков до кремнистых пород — спонголитов. Вместе с тем четко устанавливается, что спикуловые известняки образовались за счет кальцитизации спонголитов. Мощность спикуловых известняков и спонголитов здесь значительная: наблюдаются пласты по 5-10 м, неоднократно повторяющиеся в разрезе.

Тонкая слоистость, микрозернистый характер пород, переслаивание их с известковыми аргиллитами, своеобразный биоценоз — все это указывает на относительно глубоководное происхождение осадков, из которых образовались спикуловые известняки и спонголиты. В формировании же пород сыграли большую роль процессы диагенеза, в ходе которого шло перераспределение известкового и кремнистого материала. По этой причине такие породы следует считать седиментационно-диагенетическими.

Кремнистые образования. Среди кремнистых образований в рассматриваемой формации выделяются два типа, описанные ранее автором (Елисеев, 1959, 1960а).

Первый тип — преимущественно черные тонкоплитчатые кремни, играющие большую роль в строении фаменских и турнейских отложений разрезов вангырского типа (рр. Вангыр, Кожим, Инта, нижнее течение Подчерема, Югыд-Вуктыл).

Кремнистые образования первого типа не характерны для чистых известняков. Как правило, они приурочены к тонкому переслаиванию известняков с известковыми аргиллитами и в преобладающем большинстве находятся именно между аргиллитовыми прослоями, нередко составляя 20-30% разреза этих толщ. Вполне вероятно, что кремнистые прослои на самом деле являются многометровыми линзами, лишь частично обнаженными в естественных выходах. Мощность прослоев чаще всего несколько сантиметров, иногда достигает 15-25 см.

Рассматривая вопрос о происхождении кремней первого типа, можно с достаточной уверенностью сделать вывод, что источником кремнезема в этом случае являются скелетные остатки губок и радиолярий. Эти остатки в некотором количестве находятся в кремнях в первичном залегании. Однако основная масса биогенного кремнезема в переработанном виде была привнесена из вмещающих пород, чаще всего известковых аргиллитов, где кальцитизированные спикулы губок и остатки радиолярий составляют существенную часть породы. Формирование кремней этого типа происходило в диагенезе. Об этом говорят такие факты: явные признаки миграции кремнезема, реликтовая структура кремней, характер их залегания, взаимоотношения со слоистостью вмещающих лород и т. д. Так как кремнезем в виде скелетных остатков губок и радиолярий выпадал во время осадконакопления, а перераспределение кремнезема и формирование кремнистых тел имели место в диагенезе, кремнистые образования первого типа следует считать седиментадионно-диагенегическими.

Второй тип объединяет кремнистые образования в виде желваков и линз. Этот тип кремней в рассматриваемой формации распространен меньше. Кремни эти также темно-серые, почти черные. Размеры желваков различны, однако чаще всего не более 20-30 см. Такова же примерно и мощность линз. Реликтовая структура кремней здесь еще более заметна, чем в кремнях первого типа. Формирование этих кремней также, по-видимому, связано с диагенезом.

Более подробно условия образования кремней этого типа будут рассмотрены при описании подобных же кремнистых образований в верхневизейско-нижнеартинской карбонатной формации.

Известковые аргиллиты. Известковые аргиллиты весьма характерны для центральной градации. Они встречены практически во всех разрезах, но обычно в виде небольших прослоев, чаще всего мощностью в несколько или десятков сантиметров. Лишь в разрезах нижнего течения р. Подчерема (урочище Кузьяма), а также по р. Югыд-Вуктылу (скв. 640) встречены более мощные прослои этих пород — до нескольких метров.

Это темно-серые сланцеватые породы, в обнажении рассыпающиеся на тонкие и листоватые пластинки. Состав их резко неоднороден: содержание нерастворимого остатка колеблется от 60 до 90%, $CaCO_3$ — от 35 до 10% (табл. 3).

Микроскопическое изучение показывает, что породы представляют смесь глинистых частиц с пелитоморфным карбонатом кальция. Под микроскопом порода весьма неоднородная: более светлая при увеличений содержания известкового материала и более окрашенная при высоком содержании глинистых частиц. В окраске пород большую роль играет органическое вещество, а также сернистое железо. Среди основной массы присутствует то или иное количество мелкого неопределимого детрита. Весьма характерным для многих известковых аргиллитов является содержание в большом количестве кальцитизированных спикул губок (Елисеев, 1960а, с. 139). Нередко они составляют 20-30% всей массы породы. Обычными также во многих аргиллитах являются остатки радиолярий. Иногда сохраняется кремнистый состав как спикул губок, так и остатков радиолярий. Отметим, что аргиллиты содержат много кристаллов пирита, иногда крупных размеров. Так, в турнейских отложениях р.Кожима встречены конкреции пирита шарообразной формы диаметром до 2 см. Аргиллиты включают иногда известковые конкреции и кремнистые образования, описание которых дано выше.

По своему происхождению сильноизвестковые губковые аргиллиты, как и известковые спонголиты, являются наиболее глубоководными осадками в рассматриваемой формации. Хотя абсолютную глубину их отложения установить трудно, можно предполагать, что она более 150 м. Об этом говорят многие данные. Так, микрослоистость пород и отсутствие каких-либо крупных обломочных частиц указывают на отложение этих осадков ниже зоны взмучивания. Большую роль в строении пород играют планктонные организмы (радиолярии), что также весьма характерно для относительно глубоководных отложений.

Строение формации

В калейдовой среднефранско-турнейской формации выделяются три градации: западная доломитово-известняковая — сынинская, центральная глинисто-кремнисто-известняковая — вангырская и восточная доломитово-известняковая — патокская.

Сынинская градация. Западная доломитово-известняковая (сынинская) градация развита на гряде Чернышева. Она объединяет отложения фаменского и турнейского ярусов в разрезах сынинского типа. Общая мощность градации достигает 350 м. Отложения этой градации наблюдались в разрезах рр. Б. Сыни, Еджыдъю, Шарью, Заостренной, Нече, Изрузьшоре, Шер-Нядейте и др. В немногих из них, лишь на самом севере и юге гряды (рр. Б. Сыня и Шер-Нядейта), отложения турнейского яруса развиты в полном объеме. В большинстве разрезов они сокращены, а в центральной части гряды отсутствуют вследствие стратиграфического перерыва (Елисеев, 1963).

Рассматриваемая градация сложена известняками и доломитами. Главную роль среди фаменских и турнейских отложений играют светло-серые микрозернистые известняки, а также мелкообломочные известняковые породы — известняковые гравелиты и песчаники. Меньше распространены детритовые известняки с желваками кремня, характерные в основном для верхнетурнейских отложений. В фаменских отложениях руч. Изрузьшора неблюдаются известняковые брекчии. Известняковые брекчии и конгломераты турнейского возраста развиты на р. Нече. Лишь в одном разрезе наблюдались биогермные водорослевые образования (нижнетурнейские отложения руч. Изрузьшора). В фаменском ярусе широко развиты доломитовые породы.

Породные ассоциации. Рассмотренные породы образуют несколько элементарных породных ассоциаций: микрозернистых известняков и доломитов, мелкообломочных и комковато-детритовых известняков; известняковых брекчий, конгломератов и детритовых известняков; комковато-детритовых известняков с кремнями.

Ассоциация микрозернистых известняков и доломитов образует фаменские отложения в разрезах рр. Б. Сыни, Еджыдъю и Шарью. Общая мощность рассматриваемых пород достигает 250 м. В строении ассоциации участвуют в основном два типа пород: микрозернистые светло-серые и желтовато-серые известняки и мелкозернистые доломиты. В разрезе р. Шарью отмечены также редкие прослои известняковых гравелитов и песчаников мощностью до 1 м.

О строении ассоциации можно судить по разрезу Верхних ворот р. Б. Сыни. Здесь можно наблюдать такое чередование пород:

1. Доломиты мелкозернистые, желтовато-серые ..... 70 м
2. Известняки микрозернистые, светло-серые 14
3. Доломиты мелкозернистые, светло-серые 20
4. Известняки мелкозернистые, светло-серые с выделениями вторичного кальцита, придающими породе "узорчатый" вид 19

5. Доломиты мелкозернистые, светло-серые 20
6. Известняки микрозернистые "узорчатые" 18
7. Доломитовые известняки, светло-серые, комковато-детритовые 4
8. Известняки микрозернистые, желтовато-серые .. 50

Как видно из описания разреза, доломиты здесь играют примерно одинаковую роль с известняками.

Ассоциация мелкообломочных и комковато-детритовых известняков характерна для нижнетурнейских отложений и наблюдалась в разрезах р. Б. Сыни и руч. Изрузьшора. В разрезе р. Б. Сыни основную роль в ее строении играют известняковые гравелиты и песчаники, меньшее значение имеют комковато-детритовые известняки. Общая мощность отложений здесь 24 м (Елисеев, 1963). На руч. Изрузьшоре, где общая мощность отложений равна 35 м, основную роль играют комковато-детритовые известняки. Гравелиты и песчаники образуют в этой толще семь прослоев мощностью от 0,5 до 1 м. Заметим, что если на Б. Сыне эта ассоциация отвечает всему нижнетурнейскому подъярусу, то на Изрузьшоре это только нижняя часть подъяруса.

Представление о строении этой ассоциации можно получить при изучении нижнетурнейских отложений в Верхних ворогах р. Б. Сыни. Здесь видно, что в строении ассоциации намечаются два ритма, каждый из них начинается более грубообломочными породами — известняковыми гравелитами, а заканчивается комковато-детритовыми известняками или известняковыми песчаниками. Причем все породы этой ассоциации тесно связаны: в обломочных известняках всегда в том или ином количестве встречаются детритовые остатки, в детритовых известняках присутствует мелкообломочный материал.

Ассоциация известняковых брекчий, конгломератов и детритовых известняков наблюдалась в верховьях р. Нечи. Поскольку отложения представлены здесь лишь несколькими разрозненными выходами, общая мощность которых около 30 м, трудно получить представление об истинном строении данной ассоциации. Известняки желтовато- или коричневато-серые, детритовые. Мощность прослоев конгломератов и брекчий колеблется от 30 см до нескольких метров. Обломки в них имеют размеры обычно 3-5 см, но нередко достигают и 15-20 см. В основании толщи на светло-серых микрозернистых исвестняках залегают известняковые конгломераты (0.3 м), где обломки сложены светло-серыми микрозернистыми известняками, аналогичными подстилающим породам. Как те, так и другие имеют раннетурнейский возраст (Елисеев, 1963). Цемент же в конгломератах отличается от обломков детритовой структурой и содержанием фораминифер позднетурнейского возраста. В вышележащих пластах брекчий, где обломочный материал в значительной степени окатан, обломки и цемент имеют одинаковый, позднетурней-

ский, возраст (Елисеев, 1963). Верхнетурнейский комплекс фораминифер встречен и во вмещающих известняках. Таким образом, вся толща пород, образующих рассматриваемую ассоциацию, имеет позднетурнейский возраст.

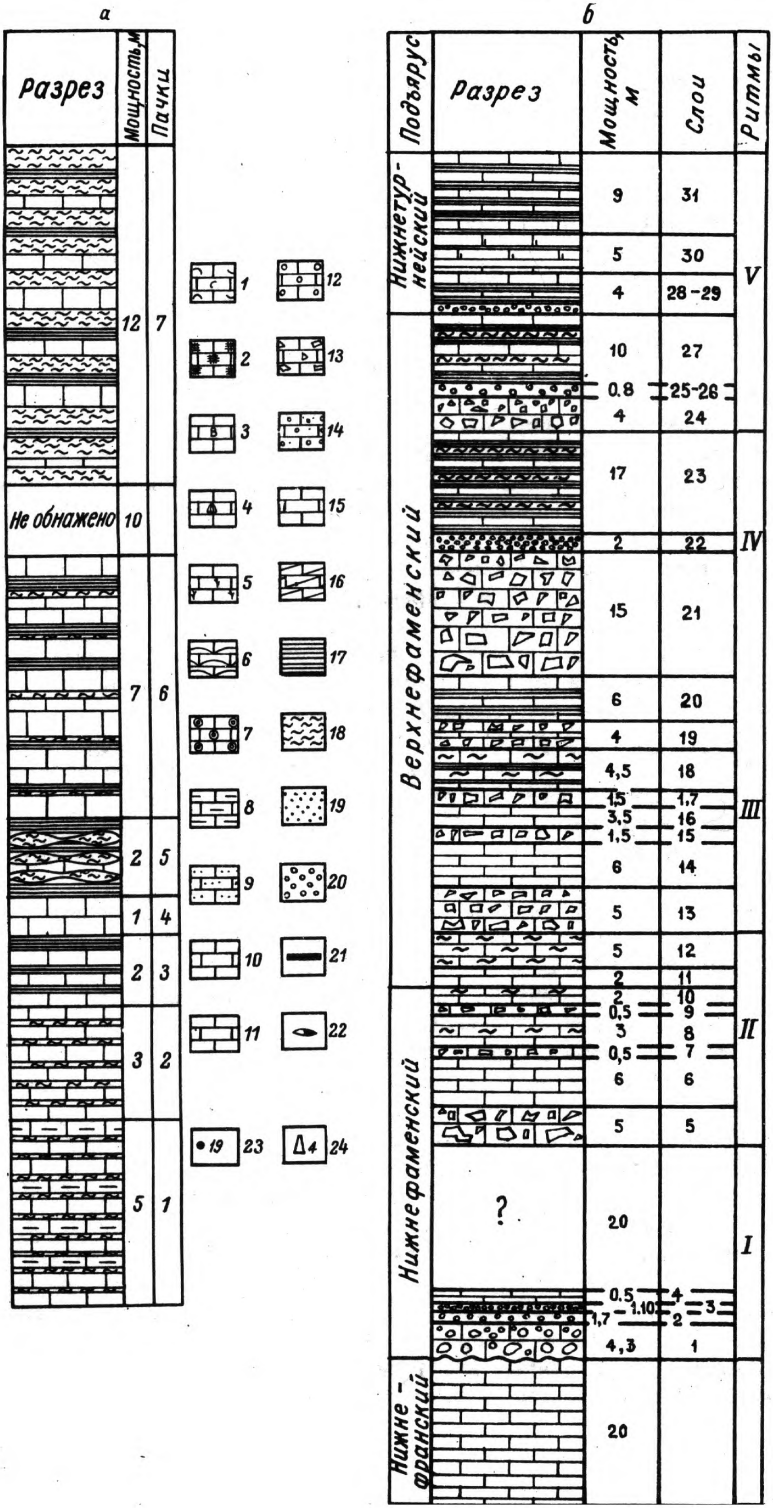
Ассоциация комковато-детритовых известняков с кремнями характерна для верхнетурнейских отложений и лучше всего представлена в разрезе Верхних ворот р. Б. Сыни. Сходная ассоциация наблюдается в нижнетурнейских отложениях руч. Изрузьшора.

На Б. Сыне верхнетурнейские отложения сложены в основном детритовыми известняками суммарной мощностью 45 м (Елисеев, 1963). Известняки в нижней части мелкодетритовые и содержат значительное количество кремнистых образований. В верхней же части (кизеловском горизонте) структура известняков становится более крупнодетритовой и количество кремней заметно снижается. Весьма характерным для детритовых известняков является значительное содержание мелких комочков пелитоморфных известняков, поэтому они в большинстве случаев являются комковато-детритовыми. Кремнистые образования представлены прослоями, но чаще линзами и желваками серого кремня. Прослои достигают мощности 10 мм, линзы имеют длину до 2 м, а желваки — 15-20 см.

Примером аналогичной ассоциации являются также комковато-детритовые известняки с кремнями, встреченные в нижнетурнейских отложениях по руч. Изрузьиору (Елисеев, 1963).

Вангырская градация. Эта градация занимает центральное положение в карбонатной формации: с запада и востока ее обрамляют доломитово-известняковые градации. Она охватывает отложения почти всего франского, фаменского и турнейского ярусов в разрезах вангырского типа, суммарная мощность которых достигает, а местами и превышает 1000 м. Как уже указывалось, основные разрезы этого типа находятся на западном склоне Приполярного Урала (рр. Кожим, Косью, Черная, Инта) и восточном склоне гряды Чернышева (рр. Вангыр, Гердкыртаель, Изъяю, Б. Саръюга). В более южных районах на поверхности удается наблюдать в основном лишь турнейские отложения (рр. Подчерем, Югыд-Вуктыл, Когель и М. Печора). Однако в скважинах, пробуренных на р. Югыд-Вуктыле, наблюдаются и девонские отложения значительной мощности (несколько сот метров).

Градация представлена характерным комплексом переслаивающихся пород: глинистых, кремнистых и карбонатных. Главную роль среди них играют темно-серые тонкоплитчатые известняки, чаще всего комковато-детритовые. В отдельных местах развиты обломочные известняковые породы: брекчии, конгломераты, гравелиты и песчаники. Уступая известнякам, на втором месте стоят кремнистые образования в виде пластов, линз и желваков. Весьма характерны, хотя занимают и гораздо меньшее место по объему, глинистые породы — листоватые или тонкоплитчатые аргиллиты, почти всегда сильноизвестковые. Наконец, следует отметить известково-


а
б
Разрез
Мощность, м
Пачки
12
7
Не обнажено
10
7
6
2
5
1
4
2
3
3
2
5
1
1
2
3
4
5
6
7
8
9
10
11
12
13
14
15
16
17
18
19
20
21
22
23
24
Подъярус
Разрез
Мощность м
Слои
Ритмы
Нижнетурнейский
Верхнефаменский
Нижнефаменский
Нижне-франский
9
31
5
30
4
28-29
V
10
27
0.8
25-26
4
24
17
23
2
22
IV
15
21
6
20
4
19
4,5
18
1,5
1,7
3,5
16
1,5
15
III
6
14
5
13
5
12
2
11
2
10
0,5
9
3
8
0,5
7
II
6
6
5
5
?
20
I
0.5
4
1.10
3
1,7
2
4,3
1
20

кремнистые и доломитово-кремнистые породы смешанного состава.

Породные ассоциации. Описанные породы образуют следующие элементарные породные ассоциации: микрокомковато-детритовых известняков, аргиллитов и кремней; обломочных известняковых пород, микрокомковато-детритовых известняков, аргиллитов и кремней; микрокомковато-детритовых известняков с кремнями; смешанных известково-доломитово-кремнистых пород.

Ассоциация микрокомковато-детритовых известняков, аргиллитов и кремней наиболее характерна для рассматриваемой градации. К ней относятся турнейские отложения рр. Вангыра (нижнее турне), Кожима, В. Инты, руч. Варканъеля, рр. Когеля и М.Печоры.

Главной особенностью строения данной ассоциации является частое переслаивание названных пород. Наблюдаются случаи, когда мощность прослоев составляет всего лишь несколько сантиметров, вследствие чего образуется довольно равномерное тонкое переслаивание. Примером частого переслаивания пород является разрез основания турнейского яруса на р. Вангыре (Елисеев, 1963), в котором в интервале всего лишь 1.2 м по мощности содержится 26 прослоев известняков, кремней и аргиллитов. Известняки имеют мощность до 10-15 см, кремни — 1-7, аргиллиты — 1-2 см. Подобное переслаивание отмечено практически во всех указанных разрезах. Однако если рассматривать всю ассоциацию в целом, то тонкое переслаивание составляет незначительную часть разреза. Более же обычным является такое переслаивание, когда на определенном отрезке разреза доминирует та или иная порода, прослои которой достигают нескольких десятков сантиметров, а то и более метра. Наблюдаются разрезы (по руч. Варканъелю, в скважине Югыд-Вуктыл), где мощность переслаивающихся пород достигает 2-3 м, причём далеко не всегда в переслаивании постоянно участвуют все три типа пород. На значительных интервалах разреза наблюдается

Рис. 2. Разрез верхнетурнейских отложений на р. Кожиме (а) и фаменско-нижнетурнейских отложений на р. Вангыре (б).

Известняки: 1 — детритовые, 2 — мшанково-детритовые, 3 — водорослево-детритовые, 4 — брахиоподовые биоморфные, 5 — водорослевые биоморфные, 6 — гидрактиноидные биоморфные, 7 — оолитовые, 8 — глинистые, 9 — песчанистые и алевритистые, 10 — доломитовые, 11 - известняки; 12 — известняковые конгломераты; 13 — известняковые брекчии; 16 — известняковые гравелиты и песчаники; 15 — доломиты; 16 — мергели; 17 — аргиллиты; 18 — кремнистые породы; 19 — песчаники и алевролиты; 20 — конгломераты; 21 — пласты угля; 22 — сидеритовые конкреции; 23 — изученные разрезы и их номера (естественные выходы); 24 — скважины.

переслаивание только известняков и кремней или известняков и аргиллитов.

Наглядное представление о строении этой ассоциации можно получить по разрезу турнейских отложений р. Кожима (Елисеев, 1973). На рис. 2, а приведена часть этого разреза, из которого виден неравномерный характер переслаивания пород. Так, в пачке 6 явно преобладают известняки, мощность прослоев которых достигает 50-60 см. Прослои аргиллитов здесь не более 20-30 см, а кремней — не более 10 см. В вышележащей пачке 7 явно преобладают кремнистые образования, пласты и линзы которых имеют мощность до 4 0 см. Известняки же здесь имеют мощность до 30 см, но встречаются гораздо чаще кремней. Аргиллиты встречаются редко, имея мощность не более 3 см. Преобладают кремни и в пачке 5. Тонкое же переслаивание известняков и аргиллитов отмечена в пачке 3.

На руч. Варканъёле (притоке Югыд-Вуктыла) ассоциация пород имеет несколько иной характер. Здесь прослои всех пород — известняков, кремней и аргиллитов — более значительные и достигают 2-3 м, причем широко распространены кремнистые породы — спонголиты, а роль известняков заметно снижается. Судя по скважинам, пробуренным на Югыд-Вуктыле, здесь заметно повышается и общая мощность толщи этих пород (несколько сот метров).

На р. М. Печоре (в 13 км ниже устья р. Шежима), насколько удается наблюдать в разрозненных выходах, преобладают черные кремнистые плитняки. Известняки встречаются гораздо реже, хотя прослои их достигают местами 0.5-0.7 м. Листоватые черные аргиллиты встречены и здесь, но имеют совершенно незначительную мощность — не более 1-2 см.

Важная особенность данной ассоциации состоит в ярком проявлении процессов диагенеза. Некоторые из пород, а именно кремнистые образования и известняковые конкреции, своим происхождением во многом обязаны диагенезу (Елисеев, 1960б). Существенные изменения во время диагенеза претерпели известковые аргиллиты, представлявшие первоначально губковые известково-глинистые илы, из которых кремнистый материал был вынесен и замещен известковым. Таким образом, процессы диагенеза существенно изменили характер осадка. Наиболее ярко они проявились в богатых органическим веществом тонкозернистых разностях пород. Характерно, что кремни, известняковые конкреции и пиритовые включения встречаются вместе. По-видимому, связь эта не является случайной — процессы образования их тесно связаны. Это доказывается тем, что аналогичные образования наблюдались совместно в различных районах и различных по возрасту породах (Страхов, Осипов, 1935; Страхов, 1939; Осипова, 1950, и др.). Рассматриваемые породы первоначально представляли собой переслаивание известковых и известково-глинистых илов со значительным количеством остатков кремневых организмов — губок и радиолярий. По своему происхождению эти известково-глинистые осадки являются наиболее глубоко-

водными из всех осадков, отмеченных в глинисто-кремнисто-карбонатной градации, да и всей верхнедевонско-турнейской карбонатной формации. Можно предполагать, что глубина их отложений превышала 150 м.

Ассоциация обломочных известняковых пород, комковато-детритовых известняков, кремней и аргиллитов в типичном выражении представлена в разрезе фаменского яруса р. Вангыра (около перехода на р. Б. Сыню), где толща фаменских отложений имеет мощность 130 м (Елисеев, 19606). Весь разрез можно разбить на несколько ритмов, каждый из которых начинается грубообломочными известняковыми породами, а заканчивается переслаиванием известняков, аргиллитов и кремней (рис. 2, б).

Отложения описанной ассоциации наблюдаются также в разрезах рр. Гердкыртаёля, Изъяю и Косью, причем по мере удаления от р. Вангыра уменьшаются мощность грубообломочных слоев и размер обломков в известняковых брекчиях. Так, в разрезе р. Изъяю (в 50 км к северу от р. Вангыра) ритмы имеют мощность порядка нескольких метров, а брекчий — 0.4-0.5 м, лишь в одном случае — 1.5 м. Обломки в брекчиях достигают размера 15 см, но чаще всего — 5-10 см. Они в значительной степени окатаны так, что породу скорее следует называть конгломерато-брекчией. Как и на р. Вангыре, брекчии сменяются гравелитами, а те — комковато-детритовыми известняками. Среди известняков встречаются небольшие прослои (3-5 см) известковых аргиллитов. Здесь встречаются и известняковые конкреции, но размером всего лишь 10-15 см. Кремнистые образования представлены длинными, тонкими линзами. Встречаются они гораздо реже, чем в разрезе р. Вангыра.

Рассмотрев строение данной ассоциации, можно заключить, что она является как бы осложненной предыдущей ассоциацией: в ней к известнякам, кремнистым образованиям и аргиллитам добавляются грубообломочные известняковые породы. Как было уже показано при описании известняковых брекчий, последние имеют обвальное происхождение. Таким образом, рассмотренная ассоциация является образованием краевой части относительно глубоководной впадины, которая находилась на границе с приподнятым участком, сложенным карбонатными породами. Приподнятый участок давал обломочный материал, который обваливался в зоне прибоя в воду и устремлялся во впадину, где накапливались известково-глинистые илы. По-видимому, берега были довольно крутые, а причиной обвалов являлись землетрясения. Поднятие это находилось к западу от современного бассейна р. Вангыра: здесь наблюдаются самые крупные обломки и самые мощные пласты брекчий. К северу и востоку (рр. Изъяю и Косью) идет уменьшение величины обломков и мощности брекчий.

Близкая к этому типу ассоциация пород отмечена в нижнетурнейских отложениях р. Подчерема (урочище Кузьяма). Здесь также отмечены обломочные известняковые породы, известняки, аргил-

литы и кремни, однако характер их несколько иной. Прежде всего обломочные породы представлены здесь мелкообломочными конгломератами и гравелитами, реже — мелкообломочными брекчиями. Размеры обломков достигают всего лишь нескольких сантиметров. Мощность обломочных пород — не более 0.5-0.6 м. Известняки представлены пелитоморфными или микрозернистыми разностями, реже микрокомковатыми с примитивными фораминиферами. В тех и других встречаются спикулы губок. Характерно, что известняки тонкоплитчатые, часто с гонкой горизонтальной слоистостью. Аргиллиты в разрезе Кузьямы распространены неравномерно: то в виде редких тонких прослоев в несколько сантиметров, го в виде целой толщи мощностью около 20 м. Кремнистые образования встречаются в виде неправильной формы желваков, которые местами сливаются в неправильные линзы. Осадки этой ассоциации отлагались в краевой части впадины, куда приносился мелкий и часто хорошо окатанный материал.

Ассоциация микрокомковато-детритовых известняков и кремней широко распространена в рассматриваемой градации (рр. Вангыр, Изъяю, Кымбажъю, Б. Саръюга, нижнее течение р. Подчерема).

Характерным для известняков являются их темно-серая или коричневато-серая окраска, комковато-детритовая структура и наличие остатков брахиопод и кораллов. Кремнистые образования встречаются в виде желваков, линз и пластов. Кремни, как правило, черного цвета. Мощность пластов и линз достигает 0.5 м. Распространены они крайне неравномерно. В одних случаях они встречаются редко, в других же занимают значительную часть разреза (30%). Общая мощность толщи с кремнями достигает 200 м. По своему характеру эта ассоциация напоминает подобную же ассоциацию пород из западной доломитово-известняковой градации. По-видимому, в позднетурнейское время происходило выравнивание условий, не было резкого контраста между условиями осадконакопления в краевых поднятиях и бывшей относительно глубокой Вангырско-Кожимской впадине. Более глубокой была, однако, кожимская часть впадины, поэтому здесь и в позднетурнейское время шло накопление осадков первой ассоциации (известняков, аргиллитов и кремней). Вряд ли можно согласиться с мнением И.С. Муравьева (1968), что верхнетурнейские известняки р. Подчерема являются рифовыми.

Ассоциация смешанных известково-доломитово-кремнистых пород встречена только в одном месте — в верхнетурнейских отложениях р. Подчерема (ниже урочища Кузьяма). Основную роль в этой ассоциации играют смешанные известково-доломитово-кремнисгые породы. При этом содержание в них того или иного материала резко неоднородно: в одних случаях преобладает известковый, в других — кремнистый или доломитовый материал (табл. 2). В поле часто не удается правильно определить породу, требуется не только шлиф, но и химический анализ. В шлифе видно, что доломитовые и кремнистые прослои образуют тонкое переслаивание. В виде небольших

прослоев (3-5 см) среди них встречаются коричневато-серые или желтовато-серые известняки, тонкозернистые или микрокомковатые, причем они сравнительно чистые (содержание доломита и нерастворимого остатка составляет в сумме всего лишь 3-4%).

Поскольку данная ассоциация распространена лишь в одном месте, трудно судить о ее происхождении. По своему положению в разрезе она сменяет толщу известняков с кремнями и аргиллитами, которая, как указывалось выше, считается относительно глубоководной. По-видимому, близка к этой толще и ассоциация смешанных известково-доломитово-кремнистых пород. Отличием ее от предыдущей является лишь присутствие доломитового материала. Однако вопрос о происхождении этого материала остается открытым, поэтому неясно и происхождение всей ассоциации смешанных известково-доломитово-кремнистых пород.

Патокская градация. Как уже указывалось, рассмотренная глинисто-кремнисто-карбонатная (вангырская) градация занимает центральное положение. Восточнее она сменяется доломитово-известняковой (патокской) градацией. Последняя имеет много общего с западной доломитово-известняковой (сынинской) градацией, так как их слагают в общих чертах сходные известняки и доломиты. Но между сынинской и патокской градациями есть и разница, которая состоит как в характере ассоциаций пород, так и в отличие некоторых типов пород. Так, в восточной градации гораздо более значительную роль играют водорослевые биогермные известняки, появляются амфипоровые и строматопоровые известняки, оолитовые известняки, смешанные псевдообломочные известково-доломитовые породы.

Доломитово-известняковая восточная градация, соответствующая значительной части франского яруса, фаменскому и турнейскому ярусам в разрезах патокского типа, широко развита на западном склоне Северного, Приполярного и Полярного Урала — рр. Унья, М. Печора, Подчерем (среднее течение), Щугор, Б. Паток, Нерцета, Б. Надота, Лек-Елец. Мощность восточной градации несколько большая, чем западной, она достигает 900 м.

Породные ассоциации. В патокской градации выделены следующие породные ассоциации: биогермных, мелкообломочных и оолитовых известняков, доломитов и известково-доломитовых пород; биогермных, мелкообломочных и оолитовых известняков; мелкообломочных и микрокомковато-детритовых известняков; комковато-детритовых известняков с кремнями.

Ассоциация биогермных, мелкообломочных и оолитовых известняков, доломитов и известково-доломитовых пород широко развита на территории Печорского Урала. Ею представлены верхнефранские и фаменские отложения в разрезах рр. Уньи (Чамейное плесо), Подчерема, Щугора, Б. Патока, Нерцеты. Мощность ассоциации этих пород достигает 500-600 м. Характерной особенностью ее является широкое развитие доломитовых и известково-доломитовых пород, выраженное в различных разрезах

по-разному. В одних разрезах (р. Подчерем) развиты доломиты и смешанные псевдообломочные и полосчатые породы, в других (р, Щугор) — только пятнистые и псевдообломочные известково-доломитовые, в третьих (Б. Паток) — в основном псевдообломочные известково-доломитовые породы. Правда, такая разница, возможно, в какой-то степени обусловлена и недостаточной обнаженностью, вследствие чего чистые доломиты, характерные для Подчерема, на Щугоре и Б. Патоке не встречены.

Наглядное представление о строении этой ассоциации на р. Б. Патоке дает разрез верхнефранских и фаменских отложений, что сразу же ниже устья руч. Дедаёля. Здесь значительную роль в строении ассоциации играют псевдообломочные известково-доломитовые породы, образующие непрерывную толщу мощностью около 90 м. Характерно, что в них местами сохранились участки обломочных и водорослевых известняков. Широко развиты в этом разрезе также амфипоровые известняки. Они характерны для верхнефранских отложений, где составляют, тесно перемежаясь с мелкообломочными и водорослевыми известняками, толщу мощностью около 100 м. Водорослевые и мелкообломочные известняки играют в этом разрезе значительно меньшую роль, пласты их имеют мощность не более 20-25 м. Еще реже встречаются микрокомковатые известняки, пласты которых не толще 10 м.

В разрезах по р. Щугору (в 3 км выше о-ва Овинды) строение ассоциации остается принципиально таким же. Основное отличие состоит в том, что водорослевые известняки здесь играют меньшую роль, характерно появление довольно частых прослоев полосчатых известково-доломитовых пород. Эти прослои имеют мощность несколько метров, переслаиваясь с псевдообломочными известково-доломитовыми породами.

В бассейне р. Подчерема снижается роль амфипоровых известняков, еще более редкими становятся водорослевые известняки. Среди обломочных известняков здесь преобладают мелкообломочные разности — известняковые песчаники и микрокомковатые известняки. Псевдообломочные и полосчатые известково-доломитовые породы остаются по-прежнему характерными и широко распространенными. Но к ним добавляются чисто доломитовые породы (мелко- и среднезернистые доломиты), слагающие пачки до 80 м мощностью.

Ассоциация биогермных, мелкообломочных и оолитовых известняков типично представлена на р. Унье (сразу же ниже Уньинской пещеры) и на р. М. Печоре (устье Б. Шежима).. Возраст ее фаменский, мощность около 200 м. В строении ассоциации принимают участие биогермные (водорослевые и строматопоровые известняки), мелкообломочные известняки (гравелиты и песчаники) и оолитовые известняки. Сходная ассоциация отмечена также в верхнедевонских отложениях р. Б. Надоты, где сочетаются в разрезе амфипоровые, мелкообломочные и оолитовые известняки, причем последние распространены широко.

В этой ассоциации все породы тесно связаны между собой. Они практически не образуют отдельных, самостоятельных прослоев. Всегда в пачке биогермных известняков в виде гнезд встречаются мелкообломочные и оолитовые известняки. В других случаях, наоборот, среди пластов мелкообломочных известняков наблюдаются небольшие участки водорослевых, строматопоровых или амфипоровых Известняков. Данная ассоциация, имея тот же возраст, что и предыдущая, является, таким образом, ее фациальным аналогом, а отличается 'от нее отсутствием доломитов и известково-доломитовых пород.

Ассоциация мелкообломочных и микрокомковато-детритовых известняков развита в нижнетурнейских отложениях (рр. Б. Паток, Щугор, Подчерем, Унья и др.). Стратиграфически она находится Выше, чем две только что описанные ассоциации, сменяя их по разрезу. Представлена известняковыми гравелитами и песчаниками, микрокомковато-детритовыми известняками, переслаивающимися между собой. Характер переслаивания остается примерно один и тот же: в разрезе чередуются пласты мощностью в несколько метров. Однако если в одних разрезах, как например на Б. Патоке или Унье, известняковые гравелиты играют существенную роль, то в других они встречаются редко, и разрез почти нацело сложен известняковыми песчаниками и комковато-детритовыми известняками. Остановимся подробнее на строении ассоциации этих пород, начав описание с севера.

На Б. Патоке с данной ассоциацией можно ознакомиться в разрезе, что ниже устья руч. Шпанаёля, а также в другом разрезе — сразу же выше устья руч. Дедаёля. В первом, из них в основном здесь развиты комковато-детритовые известняки (60 м), в которых встречены три прослоя известняковых гравелитов мощностью 2, 5, 7 м. Заметим, что по характеру переслаивания эта ассоциация напоминает аналогичную из западной доломитово-известняковой градации в разрезе Б. Сыни. Отличием является лишь более темный цвет пород. В другом упомянутом разрезе по Б. Патоку мощность отложений равна 80 м. Этот разрез находится на расстоянии нескольких километров от предыдущего, но значительно отличается от первого. Прежде всего, следует отметить, что нижнетурнейские отложения здесь с размывом залегают на фаменских. Размыв этот удается наблюдать непосредственно в обнажении: на светло-серых пелитоморфных известняках фаменского яруса залегают микрокомковатые темно-серые известняки нижнего турне. Поверхность контакта слегка неровная, волнистая, отмечена появлением прослоя зеленовато-серой глины мощностью 0.5 см. В этом разрезе также неоднократно встречаются известняковые гравелиты и песчаники, имея мощность прослоев до 8 м. Отличием же от предыдущего является появление небольших прослоев (7-10 см) слабоглинистых и доломитовых известняков.

Своеобразие разреза на р. Подчереме (руч. Кодзыдъель) состоит в его значительной мощности (150 м), причем, часть разреза, видимо, относится к верхнетурнейскому подъярусу. Отличаются несколько и сами известняки: толща сложена преимущественно микрокомковатыми известняками, серыми и темно-серыми, в нижней части слабодоломитовыми (3-15 %).

Ассоциация комковаго-детритовых известняков с кремнями, как и в предыдущих градациях, завершает разрез восточной доломитово-известняковой градации (верхнетурнейский подъярус). Отложения эти развиты широко и наблюдаются во многих разрезах (рр. Б. Паток, Щугор, Подчерем, Унья), мощность их достигает 130-140 м.

В строении ассоциации принимают участие преимущественно темно-серые комковато-детритовые известняки с большим количеством кремнистых образований и фауны (брахиоподы и кораллы). Поскольку верхнетурнейские отложения во всех разрезах имеют много общего, остановимся лишь на описании разреза р. Б. Патока. Здесь эти отложения наиболее полно обнажены и наблюдаются в нескольких обнажениях в районе между устьями ручьев Дедаеля и Шпанаеля.

Мощность отложений составляет около 140 м. В нижней части они представлены темно-серыми мелкодетритовыми известняками с желваками и линзами черного кремня. Встречаются редкие и тонкие прослои глинистых известняков. Средняя часть сложена мелкодетритовыми известняками с большим количеством кремней. Последние залегают в основном в виде пластов постоянной мощности, равной в среднем 10-12 см; в раздувах она увеличивается до 20 см, а в пережимах сокращается до 3-5 см. Такие пласты встречаются в среднем через 0.3-0.5 м, т.е. кремни составляют примерно 20-30% всей массы пород. Кремни в основном черного цвета, со стеклянным блеском, сильно разбиты жилками кальцита. В верхней части толщи количество кремней убывает, встречаются лишь редкие желваки. Отметим, что здесь наиболее богата фауна брахиопод и кораллов. В других разрезах, особенно на рр. Шежиме и Унье, эти известняки содержат меньшее количество кремней. Хотя гам отмечаются и линзы, и прослои, но они имеют значительно меньшую мощность и встречаются сравнительно редко.

Особенности строения и условия образования

В составе формации выделяются три градации, приблизительные границы распространения которых показаны на рис. 3. Провести их более точно не представляется возможным ввиду слабой обнаженности и сложной тектоники района (рис. 3 см. вкл.).

Сынинская доломитово-известняковая градация распространена на гряде Чернышева, за исключением ее юго-восточной части

(разрезов вангырского типа). Наиболее распространенной ассоциацией в этой градации является ассоциация микрозернистых известняков и доломитов. Характерна также ассоциация мелкообломочных и микрокомковато-детритовых известняков. Заканчивается разрез ассоциацией микрокомковато-детритовых известняков с кремнями. Общая мощность градации составляет 250-370 м. В некоторых разрезах (центральная часть гряды Чернышёва) она несколько меньше, так как турнейские отложения здесь отсутствуют вследствие стратиграфического перерыва. В более южных районах эта градация не наблюдается. По-видимому, она замещается другой градацией — терригенно-карбонатной, о чем можно судить по разрезам скважин Сыня-2, Воя-1 и др. Здесь турнейские отложения содержат прослои глин, иногда алевролитов.

Патокская доломитово-известняковая градация наблюдается в крайних восточных выходах верхнего девона и турнейского яруса на всем протяжении западного склона Северного, Приполярного и Полярного Урала (в пределах Елецкой структурно-формационной зоны). Здесь наиболее характерными являются ассоциации биогермных, мелкообломочных и оолитовых известняков и ассоциация биогермных, мелкообломочных и оолитовых известняков с доломитами и известково-доломитовыми породами. Нередко здесь встречаются отложения ассоциации мелкообломочных известняков. Общая мощность градации достигает 900 м.

При сравнении этих двух градаций видно, что восточная сложена в значительной степени биогермными породами (водорослевыми и амфипоровыми). Этим, вероятно, объясняется ее большая мощность. Характерным для обеих градаций является широкое развитие доломитов и мелкообломочных пород. По-видимому, формирование этих градаций связано с блоками, которые были в значительной степени приподняты, причем наибольшей подвижностью обладал восточный блок.

Центральная глинисто-кремнисто-карбонатная (вангырская) градация сложена резко отличными ассоциациями. Здесь наиболее распространенной является ассоциация микрокомковато-детритовых известняков, аргиллитов и кремней. Кроме того, можно отметить близкую к ней ассоциацию, в которой к предыдущим породам добавляются обломочные известняковые породы. Эта ассоциация распространена в крайней западной части градации. Образование ее, как было показано при описании, связано с толчками моретрясений, размывом и обрушением пород западного приподнятого блока. Характер пород этой градации показывает, что все они являются относительно глубоководными образованиями. Таким образом, глинисго-кремнисто-карбонатная градация является образованием депрессионной зоны, которая возникла между двумя приподнятыми блоками.

На рис. 3 показано, что в междуречье Б. Сыни и Б. Патока данная градация, по-видимому, прерывается. Участок не обнажен, поэтому нет возможности утверждать это достоверно. Однако конфигурация области распространения градации указывает, что здесь

возможно замыкание ее северного участка. Другими словами, можно предполагать, что депрессионная зона не была единой. Она делится Сынинско-Патокской перемычкой на две части: Вангырско-Кожимский и Вукгыльско-Когельский прогибы. Характер пород и мощностей позволяет допускать такое предположение. В Вуктыльско-Когельском прогибе мощность отложений достигает 1000 м, в них большую роль играют спонголиты. В Вангырско-Кожимском прогибе мощность отложений значительно меньше (на р. Вангыре 350 м), спонголиты здесь встречаются редко. Заметим, что Вангырско-Кожимский прогиб соответствует одноименному прогибу, выделенному ранее И.С. Муравьёвым (1968), а Вуктыльско-Когельский прогиб является частью Вуктыло-Джебольского прогиба.

Касаясь климатических условий образования данной формации, можно считать, что климат в эго время был аридным или близким к аридному. Об этом говорит обилие доломитов, а также наличие прослоев ангидритов, встреченных в соседнем районе(скв. Воя-1) в верхнефаменских отложениях. В позднетурнейское время разница в условиях образования формации на отдельных ее участках сглаживается: почти везде наблюдаются известняки с кремнями. Кроме того, климат, по-видимому, также стал меняться в сторону гумидности. Так, в верхнетурнейских отложениях р. Вангыра встречаются сильноуглистые аргиллиты. Заметим, что образование вышележащей фалаховой формации происходило уже в условиях гумидного климата.

ФАЛАХОВАЯ ФОРМАЦИЯ

В пределах Елецкой структурно-фациальной зоны широко развита терригенная формация нижнего карбона, так называемая угленосная толща. Отложения этой формации — на западе угленосные, а на востоке — сидеритоносные, чрезвычайно изменчивы как в горизонтальном, гак и вертикальном направлении. Но набор пород довольно однообразен: кварцевые песчаники, алевролиты, аргиллиты и глины, прослои угля, сидеритовые образования в виде прослоев или чаще конкреций. Состав и строение формации позволяют относить ее, вслед за В.Н. Пучковым (1976), к разряду фалаховых, выделенных Б.М. Келлером (1973). По сравнению с другими формациями карбона она является наиболее изученной, так как с ней связаны месторождения угля, нефти и сидеритов. Литологическому изучению посвящены работы многих исследователей (К.Г. Войновского-Кригера, Л. А. Добротворской, М.В. Касьянова, А. А. Чумакова, В.И. Еременко и др.). Формация четко выделяется среди карбонатных, которые подстилают и покрывают — ее. Хотя стратиграфический диапазон ее еще не везде достаточно надежно определен, можно считать, что на западе она охватывает нижне- и средневизейский подъярусы (последний полностью или частично), на востоке — нижневизейский подъярус. Мощность формации достигает 370 м, причем

максимальная она в бассейне Средней Печоры. Отсюда к северу и югу наблюдается уменьшение мощностей. В наиболее крайних северном и южном пунктах формация замещается карбонатными отложениями. Так, в бассейне Усы терригенные отложения не наблюдаются. Не удалось наблюдать их и в среднем течении р. Уньи.

В фалаховой формации с запада на восток выделяются четыре градации: вуктыльская, сынинская, вангырская и кожимская.

Типы пород

Главную роль в строении фалаховой формации играют кварцевые песчаники, алевролиты и аргиллиты. В некоторых разрезах (вангырский тип) встречены прослои детритовых известняков. Для западных разрезов характерны прослои угля, для центральных и восточных — сидеритовые конкреции.

Песчаники почти нацело состоят из кварца, хорошо отсортированы, тонко- и мелкозернистые (табл. V, 1), реже разнозернистые. Цемент песчаников глинистый, слюдисто-глинистый, реже кальцитовый, сидеритовый, железистый, изредка пиритовый или битуминозный. В большей части рассматриваемых нами разрезов песчаники имеют регенерационный цемент, очень плотные, крепкие, почти сливные. Они обычно белые, серые, оранжево-желтые или розовато-серые, иногда красные от примеси гидроокислов железа. В случае содержания большого количества углистого материала становятся темно-серыми, почти черными. Песчаники с углистой примесью нередко имеют тонкослоистую текстуру.

Алевролиты обычно темно-серого цвета, но также кварцевого состава. Часто они пятнистые или полосчатые от. неравномерного распределения углистого вещества. Изредка образуют сколько-нибудь мощные прослои (до 2.5 м), обычно же имеют тонкое (3-15 см) переслаивание с аргиллитами. В случае кремнистого цемента породы становятся очень плотными, кварцитовидными. В известковых разностях алевролитов найдены остатки брахиопод из группы строфоменид.

Аргиллиты — темно-серые и черные листоватые породы, в западных разрезах нередко пестроцветные. По М.В. Багдасаровой (1966), аргиллиты состоят из трех минералов: гидрослюды, каолинита и смешанно-слойных минералов типа гидрослюда-монтмориллонит. Микроструктура пород пелитоморфная, микрослоистая. Аргиллиты характеризуются наличием сидерита и пирита, а также постоянного и значительного количества органического вещества. Пластичные глины встречаются сравнительно редко.

Известняки темно-серые, мелкодетритовые, со значительным количеством фораминифер. Они развиты в разрезах вангырского типа в виде значительных пластов (до нескольких метров) среди терригенных пород. На границе с последними известняки сильнопесчанистые.

Уголь встречается в виде пропластков и пластов, максимальная мощность которых достигает 3.5 м. Угли плотные, вязкие, черные, преимущественно полублестящие, переходные от бурых к каменным. Угленосность характерна для разрезов югыд-вуктыльского типа.

Сидериты являются неотъемлемой составной частью этой формации. Среди них выделяются разные по морфологии образования: конкреции, линзы, пласты. Степень насыщенности толщ сидеритами в разных разрезах неодинаковая, особенно много их в разрезах кожимского типа. Все сидериты обладают темно-серым, зеленовато-серым и черным цветом, сходным с цветом вмещающих их аргиллитов. Размеры сидеритовых образований различные: от самых малых до линз 1.5 м в поперечнике и пластов 20-30 см мощности. Наиболее распространенными являются концентрически скорлуповатые конкреции и септарии. Интересны многочисленные конкреции сидерита с ядрами и отпечатками фауны, особенно гониатитов, а также псевдоморфозы сидерита по бурым водорослям.

Строение формации

На основе выделенных разрезов в фалаховой формации с запада на восток выделяются следующие градации: глинисто-песчаниковая угленосная - вуктыльская; песчаниково-глинистая сидеритоносная - сынинская; известняково-песчаниково-глинистая - вангырская и глинистая сидеритоносная - кожимская.

Вуктыльская градация. Этой градации соответствуют разрезы терригенной толщи вуктыльского типа. Здесь залегают кварцевые песчаники, алевролиты и глины с редкими прослоями углей. Отложения этой градации можно наблюдать в разрезах Еджыдкырты, Подчерема, Югыд-Вуктыла, Илыча. Как уже указывалось, здесь наблюдается максимальная мощность терригенной толщи, в районе Еджыд-Кырта она составляет 140-300 м (Войновский-Кригер, 1944), на р. Кобылке, притоке Подчерема, - 370 м (Добролюбова, Сошкина, 1935).

Перечисленные породы образуют одну породную ассоциацию. С характером строения этой ассоциации пород можно познакомиться на примере разреза руч. Варканъёля, который опубликован полностью в работе Т.А. Добролюбовой и В.П. Тебенькова (1930). Здесь из 120 м разреза песчаники занимают 53 м, образуя прослои мощностью до 5 м. Прослои глинистых пород имеют мощность обычно не более 1 м, редко до 2 м. Угли встречены лишь в виде маломощных прослоев (20-30 см, один прослой - 70 см) общей мощностью 2.30 м. Приведем пример этого переслаивания (слои 50-59 сверху вниз).

50. Серый мелкозернистый песчаник ..... 0.05 м
51. Глинистый уголь 0.02
52. Серый глинистый сланец 0.19
53. Серый песчано-глинистый сланец 0.78

54. Желтовато-серая, местами бурая пластичная глина ..... 0.06 м
55. Уголь 0.70
56. Желтовато-серая пластичная неслоистая глина. 0.11
57. Темно-серый глинистый сланец 0.09
58. Серый глинистый сланец, слюдистый 0.86
59. Желтовато-бурый песчаник 3.80

Как видно из приведенного разреза, который является характерным, ассоциация пород имеет ритмичное, или циклическое строение. Состав ритма следующий: песчаник-алевролит-глина-уголь-глина-алевролит-песчаник. Отсюда видно, что надугленосная часть ритма является зеркальным отражением подугленосной части. Угли, таким образом, в основном заключены между глинами. Это пример полного ритма, однако они могут быть и неполными. Во всех породах встречаются растительные остатки в виде отпечатков листьев, веток и тонких стволов.

Сынинская градация. Данная градация охватывает отложения нижневизейского подъяруса и бобриковского горизонта в разрезах сынинского типа, представленные листоватыми аргиллитами с сидеритовыми конкрециями и песчаниками. Их можно наблюдать в разрезах Б. Сыни, Б. Патока и Уньи (разрез "Усть-Бёрдыш"). Мощность отложений равна 30-200 м. Породы этой градации образуют также одну ассоциацию.

Характер строения градации можно изучить на примере терригенной толщи в районе Верхних ворот Б. Сыни. Здесь Г.А. Черновым (1956) толща вскрыта канавами. Общая ее мощность равна 50 м, из которых на нижневизейский подъярус приходится приблизительно 30 м. В ней аргиллиты значительно преобладают над песчаниками, имея мощность прослоев от 0.5 до 6 м. Мощность же прослоев песчаников колеблется от 0.4 до 2.8 м.

Сидеритовые конкреции содержатся в аргиллитах (100-120 штук на 1 м). В песчаниках встречаются псевдоморфозы сидерита по ископаемым органическим остаткам.

В терригенной толще на Б. Патоке найдена морская фауна, состоящая из гастропод, брахиопод и члеников криноидей (Добролюбова, Сошкина, 1935).

На р. Унье (разрез "Усть-Бёрдыш") Н.В. Калашников (1970) в составе толщи отметил все породы, характерные для песчаниково-глинистой градации. Судя по его описанию, здесь главную роль играют аргиллиты, содержащие конкреции сидерита. Песчаники образуют прослои от 1-3 см до 1.5-2.0 м. В аргиллитах найдены остатки брахиопод и кораллов.

Вангырская градация. Данная градация соответствует разрезам вангырского типа. Отложения ее представлены аргиллитами и глинами, кварцевыми песчаниками и алевролитами, детритовыми известняками. В аргиллитах содержатся конкреции сидерита. Отложения эти наблюдаются в разрезах рр. Вангыра, Гердкыртаеля, Кымбажъю, Шер-Нядейты, Илыча.

Мощность отложений в большинстве разрезов ввиду плохой обнаженности определить трудно. По имеющимся данным, она колеблется от 20-25 м на Шер-Нядейте (Елисеев, 1963) до 80-100 м в разрезе "Пулякырта" на р. Илыче (Варсанофьева и др., 1973). На р. Вангыре наблюдается, хотя неполный, но значительный разрез этой толщи (около 50 м). В результате изучения выделена характерная ассоциация этой градации — ассоциация аргиллитов, песчаников, алевролитов с детритовыми известняками (Елисеев, 1963).

Разрез на р. Илыче интересен тем, что здесь аргиллиты образуют пласты большой мощности (до 20 м). В них содержатся в значительном количестве сидеритовые конкреции, из которых особенно заметны мелкие, круглой формы, давшие этой скале название "Пулякырта". Эти округлые конкреции часто имеют размеры 1-2 см, но иногда до 5-10 см. Более редкими являются линзовидные конкреции мощностью до 30-50 см. Последние встречаются сравнительно редко: зоны, обогащенные этими конкрециями, мощностью 1-2 м чередуются с зонами мощностью 3-4 м, где сидериты почти не встречаются. Многие конкреции являются псевдоморфозами по раковинам брахиопод и гониатитов.

Кожимская градация. Развита на рр. Кожиме, Черной, Тырбылью. К ней отнесена толща черных аргиллитов и глин с большим количеством сидеритовых образований. Мощность толщи на р. Кожиме достигает 300 м. На рр. Черной и Тырбылью имеются лишь разрозненные выходы, поэтому для суждения о мощности нет необходимых данных. Наиболее детально литология сидеритов и рудовмещающей толщи р. Кожима описана А.А. Чумаковым (1948). В ее Строении принимают участие аргиллиты, известковые аргиллиты, алевритистые аргиллиты, пластичные глины, сидеритовые образования. Лишь изредка встречаются небольшие прослои известняков, сильно окремненных. Переслаиваясь, эти породы практически образуют единую ассоциацию.

Приведем характер переслаивания пород в этой толще, основываясь на работе А.А. Чумакова (1948). На р. Кожиме в верхней части толщи можно наблюдать следующий разрез.

1. Черные аргиллиты ..... 100 см
2. Пластовые сидериты 6
3. Аргиллиты с мелкими конкрециями сидерита .. 25
4. Прослой сидерита 6
5. Аргиллиты с крупными линзами и конкрециями сидерита 10
6. Аргиллиты с мелкими линзамисидерита 20
7. Аргиллиты с мелкими сидеритовыми конкрециями 10
8. Аргиллиты с удлиненными сидеритовыми конкрециями 10
9. Аргиллиты без сидеритовых конкреций 15
10. Пласт сидерита 4
11. Аргиллиты с редкими линзамисидерита 40

12. Пласт сидерита ..... 5 см
13. Аргиллиты с редкими конкрециями сидерита ... 25
14. Пласт сидерита 24
15. Безрудные аргиллиты 50
16. Пласт сидерита, состоящий из ряда сочленен-
ных конкреций 4-7
17. Аргиллиты с редкими линзами сидерита 4 5
18. Пласт сидерита, аналогичный пласту 16 5-10
19. Аргиллиты с мелкими конкрециями сидерита ... 40
20. Пласт сидерита..... 5-10
21. Аргиллиты с редкими, но крупными плоскими
конкрециями сидерита 20
22. Аргиллиты с редкими линзами сидерита 30
23. Пласт сидерита (наблюдается по простиранию
20 м) 18
24. Аргиллиты с весьма редкими конкрециями
сидерита 72

Общая мощность приведенной части разреза 6 м.

В заключение отметим, что состав и условия залегания сидеритов свидетельствуют об их седиментационно-диагенетическом происхождении. А.А. Чумаков (1948) называл их седиментационно-мегасоматическими. Источником же железа в сидеритах были сами глинистые осадки. Если пересчитать все железо, содержащееся в сидеритах и аргиллитах на единицу объема, то получим, что среднее содержание железа во всей толще не будет превышать нормы для подобного рода осадков (5-7%).

Особенности строения и условия образования

Как было показано выше, фалаховая формация даже на сравнительно небольшой территории представлена разрезами различных типов, что позволяет выделить здесь четыре градации (рис. 4). Крайняя западная градация (вуктыльская) представляет собою комплекс дельтовых и придельтовых образований (Чермных, Чернявский, 1964). Заметим, что еще не так давно некоторые исследователи (Васильев, 1950; Чочиа, 1955, и др.) предполагали, что снос обломочного материала происходил с востока, а речная сеть была направлена со стороны Урала. Однако такое утверждение противоречит фактам. Кстати, именно западное направление предполагалось ранее автором в одной из работ (Елисеев, 1963).

Следующая к востоку сынинская градация (песчаниково-глинистая сидеритоносная) является морской по своему происхождению. Это прибрежные осадки, в которых наблюдаются остатки водорослей, а местами (рр. Б. Паток, Унья) брахиопод, гастропод и криноидей.

Еще более мористой является вангырская (известняково-песчаниково-глинистая сидеритоносная) градация. Здесь прослоями

встречаются детритовые известняки, а фауна даже в песчаниках и алевролитах встречается довольно часто (в сильноизвестковых разностях).

Крайняя восточная (кожимская) градация является образованием морских иловых впадин. Представляется, что такие неглубокие впадины существовали на шельфе, играя роль "отстойника", где осаждался в основном тонкодисперсный глинистый материал. Подобная впадина находилась в районе нынешнего бассейна рр. Кожима, Черной и Тырбылью.

Таким образом, при движении с запада на восток наблюдаются последовательное уменьшение количества песчанистого материала, появление в разрезе известняковых прослоев, а затем преобладание глинистых осадков. Характерно, что максимальные мощности отложений (более 300 м) связаны с западной и восточной градациями, т.е. с условиями дельты и иловых впадин. Заметим, что Я.Э. Юдович (1974) считает отложения фалаховой формации в значительной части переотложенными корами выветривания.

Терригенная фалаховая формация нижнего карбона образовалась во влажном теплом климате. В тектоническом отношении это было время "выравнивания условий" перед началом обширной визейской трансгрессии, т.е. время, когда закончилось поднятие территории и началось ее опускание. Источником обломочного материала для формирования данной формации служили поднятия в пределах восточной части Европейской платформы. Как считает Б.М. Келлер (1973), обломочный материал сносился в моменты дифференциального движения блоков внутри платформы, обновления и омоложения поднятий.

ИЗВЕСТНЯКОВАЯ ОРГАНОГЕННАЯ ФОРМАЦИЯ

Известняковая органогенная формация наблюдается на протяжении всей Елецкой структурно-формационной зоны, т.е. на расстоянии более .800 км, прослеживаясь далее и в более южных районах западного склона Урала. Ширина полосы развития этой формации более 100 км. Она сложена в основном темно-серыми или серыми детритовыми известняками с богатой и разнообразной фауной средне-верхневизейского возраста. По богатству фауны эти отложения резко выделяются среди всех отложений карбона, являясь четким маркирующим горизонтом.

Нижняя граница формации проводится по смене терригенных пород фалаховой формации детритовыми известняками, имеющими чаще всего тульский, иногда бобриковский возраст. Граница эта постепенная, хотя переход терригенных отложений в карбонатные совершается довольно быстро, на расстоянии немногих метров по разрезу. В тех же районах, где фалаховая формация не развита, известняковая органогенная формация залегает непосредственно на породах калейдовой верхнедевонско-турнейской формации. Известняки этих двух формаций настолько различны, что провести

между ними границу не составляет труда, тем более что во многих случаях эта граница связана с размывом.

Верхняя граница формации фиксируется появлением в разрезе доломитов и известняковых брекчий, изменением характера известняков. Эта граница, не столь четкая, в некоторых разрезах совпадает с основанием серпуховского надгоризонта, на большей же части территории — с основанием веневского горизонта. Таким образом, в возрастном отношении данная формация охватывает в основном отложения окского возраста.

В составе формации с запада на восток выделяются три градации: подчеремская, кушковатская и надотская. Мощность первой из них достигает 350-400 м. Вторая и третья градации обнажены слабо, поэтому можно назвать только наблюдаемые мощности, составляющие не менее 200 м у каждой.

Типы пород

Наиболее распространенными породами в этой формации являются детритовые известняки. В рифовой градации, однако, на первое место выходят биоморфные, биоморфно-детритовые и обломочные известняки. Другие типы пород, участвующие в строении формации, играют незначительную роль.

Детритовые известняки. В детритовых известняках наряду с органогенными обломками в некотором количестве присутствуют и обломки неорганогенные, а также целые раковины, особенно микроорганизмов. Таким образом, детритовые известняки занимают как бы промежуточное место между обломочными и биоморфными известняками.

Детритовые известняки весьма разнообразны как по величине обломков органических остатков, так и по систематической принадлежности последних. Они образуют в рассматриваемой формации мощные толщи: мощность пластов достигает не только метров, но и нескольких десятков метров.

По размеру детрита эти известняки можно разбить на три типа: крупнодетритовые, мелкодетритовые и микродетритовые. К крупнодетритовым известнякам относятся такие, в которых обычно удается определить основной систематический состав детрита (размер детрита более 1 м). В мелкодетритовых известняках органогенная структура хорошо заметна простым глазом, но основная часть детритового материала неопределима (0.1-1.0 мм). Микродетритовые (иногда их называют шламовые) известняки включают те разности, в которых детритовая структура видна только в шлифах (детрит менее 0.1 мм).

Крупнодетритовые известняки встречаются редко. Чаще всего это криноидные или брахиоподово-криноидные известняки, залегающие в виде прослоев (0.5-5 м) среди мелкодетритовых известняков. Цвет пород обычно желтовато- или коричневато-серый. Состав

детрита неоднороден: вместе с члениками криноидей обычно присутствуют и скелетные остатки других организмов (табл. V, 2). Касаясь происхождения крупнодетритовых известняков, можно уверенно считать, что они являются образованиями мелководья открытого моря (Хворова, 1953).

Мелкодетритовые известняки — наиболее распространенные породы в рассматриваемой формации, образующие пласты и толщи значительной мощности — десятки метров. На внешний вид это плотные и очень крепкие породы, сильно перекрисгаллизованные, с неровным искристым изломом. По цвету среди них выделяются все разности — от светло-серых до темно-серых, почти черных. Основная масса пород сложена органогенным детритом, содержание которого колеблется в значительных пределах (50-95%). Размер обломков различный — от 0.1 до 1 мм. Обычно сортировка материала отсутствует, поэтому вместе с мелким детритом встречается и более крупный материал. Ввиду разнообразия органического мира состав детритового материала различен. Главную роль здесь играют членики криноидей, скелетные остатки брахиопод, мшанок, кораллов, фораминифер, гастропод, обрывки водорослей и др. Обычно порода является полидетритовой, т.е. в ней можно найти остатки разных организмов.

Степень дробления раковин и форма обломков при прочих равных условиях зависит от систематической принадлежности организмов. Например, членики криноидей более устойчивы против механического воздействия движущейся воды. По-видимому, этим объясняется тот факт, что криноидные известняки являются наиболее распространенными из детритовых известняков, особенно в тульском и алексинском горизонтах.

Для мелкодетритовых известняков, в основной их массе, характерно отсутствие примесей. Глинистые и доломитовые известняки, о которых будет сказано ниже, встречаются лишь в виде небольших прослоев. Цементом в чистых детритовых известняках в большинстве случаев является микро- и мелкокристаллический кальцит (табл. V, 3), однако перекристаллизации подвергается иногда не только цемент, но и детритовый материал. В случае содержания глинистого материала цемент остается неперекристаллизованным; тогда удается наблюдать, что детритовый материал находится в глинисто-известковой массе, где известковая часть представлена тонким детритом (табл. V, 4). Такие известняки характерны для тульского и алексинского горизонтов, реже — михайловского горизонта. Они образуют небольшие прослои, чаще всего мощностью не более 1 м. Тесно связаны с ними прослои алевритистых известняков, которые встречаются еще реже, главным образом в основании формации детритовых известняков (в тульском горизонте).

Обычно мелкодетритовые известняки имеют массивную, беспорядочную текстуру. Однако наблюдаются отдельные прослои, в которых намечается слоистость, вызванная расположением удлиненных детритовых частиц. Иногда даже в шлифе можно на-

блюдать переслаивание мелкодетритовых и комковато-микродетритовых известняков.

Промежуточное место между обломочными и детритовыми известняками занимают детритоидные известняки (раковинные песчаники). Они отличаются от типично детритовых известняков прекрасной окатанностью детритового материала. Особенно часто такими бывают криноидные известняки. Нередко к детритовому материалу примешиваются обломки известняков или оолиты (табл. V, 5).

Происхождение мелкодетритовых известняков во многом сходно с происхождением крупнодетритовых известняков. Разница между ними лишь в величине обломочного материала. По-видимому, детрит здесь отлагался в несколько более глубоководных условиях, но также в шельфовой зоне моря.

Микродетритовые известняки встречаются в этой формации редко. Обычно среди микродетритового материала в том или ином количестве присутствует и более крупный детрит. По-видимому, вместе с микродетритовым материалом часто присутствует и порошкообразный кальцит химического происхождения (Страхов, 1951; Хворова, 1953). Микродетритовые известняки на внешний вид представляют собой тонкозернистые Породы серого, чаще темно-серого цвета. По химическому составу это также чистые известняки, без значительного содержания какой-либо примеси. По своему происхождению данные известняки являются более глубоководными по сравнению с другими детритовыми известняками. По мнению многих исследователей (Иванова, 1949; Хворова, 1953, и др.), они образуются на глубинах 100-150 м.

Биоморфные и биоморфно-детритовые известняки. Среди этой группы пород выделяются водорослевые, фораминиферовые и брахиоподовые известняки. Нужно заметить, что чисто биоморфные известняки встречаются редко. Наиболее распространены биоморфно-детритовые разности, где наряду с детритом заметную роль играют целые скелетные остатки.

Водорослевые известняки характерны для рифовой градации. Основной отличительной чертой их является массивность строения, отсутствие пластовой отдельности. Почти все они имеют светло-серую или светло-кремовую окраску, реже встречаются серые и темно-серые разности. Весьма характерна для биоморфных известняков их текстурная и структурная неоднородность. Основная причина такой неоднородности состоит в неравномерном распределении органических остатков. Иногда водорослевые известняки имеют характер строматолитов (Елисеев, 1973, рис. 5). Однако чаще это породы с сочетающимися неправильной формы пятнами или линзами, сложенными плотным известковым материалом, который цементируется белым кристаллическим кальцитом (там же, рис. 6, 7). Изучение в шлифах мало что дает для познания этих организмов. Удается наблюдать, что породы сложены неправильной формы, желвачками, комочками, промежутки между которыми выполнены инкрустациями кальцита (табл. V, 6). Интересно, что иногда кальцитовые

зерна имеют черный цвет. Скорее всего, такая окраска вызвана присутствием битумоидных веществ среди кристаллов кальцита. Нередко наблюдаются водорослевые известняки, в порах которых видны выделения битума.

Очевидно, основная масса этих пород образована за счет водорослей. Однако среди водорослей наблюдаются и другие органические остатки, которые являются проблематическими. Определимая фауна в этих известняках встречается исключительно редко и представлена мелкими раковинами брахиопод, гастропод и члениками криноидей. Мощность биоморфных известняков значительная — десятки метров.

Фораминиферовые известняки довольно часты в отложениях окского надгоризонта. По внешнему виду они ничем не отличаются от детритовых известняков. Определить их характер можно только под микроскопом.

В составе этих известняков всегда присутствует то или иное количество микрозернистого карбоната кальция с примесью известняковых комочков. Таким образом, в составе фораминиферовых известняков участвует различный материал: в основной массе — биогенный и в некоторой степени — обломочный и хемогенный. Залегают фораминиферовые известняки среди детритовых в виде прослоев по нескольку метров мощностью. Обычно переходы их в детритовые известняки постепенные, за счет увеличения количества детритового материала.

Судя по залеганию фораминиферовых известняков среди других осадков, они являются образованиями мелководья открытого моря и в некоторых случаях — более глубоководных частей шельфа.

Брахиоподовые известняки встречаются сравнительно редко, образуя банки размером немногим более 1 м. Чаще встречаются брахиоподовые ракушечники, сложенные крупными обломками раковин брахиопод. Такие прослои имеют мощность иногда несколько метров. Особенно часто они встречаются в михайловском горизонте рр. Вангыра, Кожима, Подчерема и др.

Известняковые брекчии. Известняковые брекчии широко развиты в рифовой градации. Они встречаются в виде гнезд в самом ядре рифа, но особенно часто на склоне его, где образуют довольно мощные пласты, представленные грубообломочными разностями.

Брекчии в центральной части рифа мелкообломочные (чаще всего 1-2, иногда 5-7, реже 10-12 см). В подавляющей массе обломки представлены биоморфными водорослевыми известняками (Елисеев, 1973, с. 69). Наряду с брекчиями здесь встречаются и более мелкообломочные разности — гравелиты и песчаники, но они обычно тесно связаны с грубыми детритоидными известняками. Брекчии в самом рифе образуют гнезда размером до 1.5 м и более,

Брекчии, являющиеся околорифовыми образованиями, более разнообразны. Они образуют пласты мощностью около 30 м. Обломки в них часто крупные — 50-70 см, хотя вместе с крупными всегда встречаются и мелкие, вплоть до самых малых. При этом сортировка

материала отсутствует. Обломки в брекчиях представлены различными известняками. Нередко среди них можно увидеть строматолитовые известняки или водорослевые известняки другой структуры. Цементом в брекчиях служит детритовый известняк со значительным количеством мелкообломочного материала. Содержание его в породе различное, но чаще значительное, иногда даже более 50%. Нередко, особенно в крупнообломочных разностях брекчий, обломки явно преобладают, почти нацело слагая породу. Заметим, что как в обломках, так и в цементе встречены только окские фораминиферы (Елисеев, 1973). Тем самым доказывается практически одинаковый возраст обломков и цемента. Известняковые брекчии чаще всего не являются таковыми в чистом виде, так как в них видны гнезда биоморфных водорослевых известняков или детритоидных известняков. В обнажении наблюдаются резкие контакты брекчий и сменяющих их по простиранию мелкодетритовых известняков.

Оолитовые известняки. Оолитовые известняки не образуют сколько-нибудь мощных толщ. Они развиты в виде гнезд среди мелкообломочных и грубодетритовых известняков. Однако встречаются они довольно часто и являются весьма характерными для рифовой градации.

Оолиты в этих известняках имеют размеры 0.25-1 мм. Обычно они округлые, и в качестве ядра им служит комочек микрозернистого известняка. Характерны хорошо развитые оолиты, у которых число концентров доходит до 10. Во многих случаях эти известняки отличаются хорошей отсортированностью материала; вместе присутствуют оолиты только близкого размера. Терригенный материал в них не встречен. Доломитизация же оолитовых известняков-явление довольно обычное. Наблюдаются случаи, когда внешняя оболочка оолита сложена доломитом. Однако чаще доломитизация охватывает всю породу, что делает оолитовую структуру почти неузнаваемой. Часто встречаются оолитовые известняки со значительной примесью детритового или мелкообломочного материала, причем между всеми этими породами существуют постепенные переходы.

Спикуловые известняки и кремнистые образования. Данные породы описываются вместе, поскольку тесно связаны своим происхождением. Спикуловые известняки — это темно-серые, тонкослоистые микродетритовые породы, содержащие большое количество кальцитизированных спикул губок. Они встречены в следующих разрезах: на р. М. Печоре (район Кушковатки), в верховьях р. Б. Инты и в нижнем течении р. Лёк-Ельца. Толща этих известняков, как видно в разрезе на М. Печоре, имеет мощность не менее 30 м. Спикуловые известняки переслаиваются с кремнями, которые имеют характер "поясков", т.е. неправильных линз (7-10 см).

Кремни черные, со стеклянным блеском, представлены тонкозернистым халцедоном и кварцем, часто включают спикулы губок. Тесная, связь между спикуловыми известняками и кремнями состоит в том, что спикуловые известняки образовались за счет выноса кремнезема и замещения его кальцитом, а в кремнях, наоборот,

произошло стягивание кремнезема и отдача известкового материала. Эти процессы взаимного обмена известковым и кремнистым материалом между отдельными прослоями толщи осадков имели место в диагенезе. В тульских известняках других разрезов встречены лишь небольшие линзы и отдельные желваки черных кремней (рр. Кожим и Ильи).

Известковые аргиллиты. Это черные, темно-серые или землисто-серые породы, рассыпающиеся в обнажении на тонкие листочки. Чаще всего они сильноизвестковые, чистые аргиллиты исключительно редки. Мощность прослоев обычно не более 0.5 м, лишь на рр. Вангыре и Щугоре в михайловских отложениях встречены прослои аргиллитов мощностью до двух метров. В тульских отложениях рр. Подчерема и Кожима аргиллиты содержат значительную примесь алевритовых частиц.

Практически не отличимы от аргиллитов глинистые тонкоплитчатые известняки (табл. VI, 1). Они бывают такими же листоватыми, как и аргиллиты, только содержание нерастворимого остатка в количестве 25-30% позволяет их относить к известнякам. Заметим, что глинистые и сильноглинистые известняки в этой формации распространены шире, чем аргиллиты.

Кварцевые песчаники и алевролиты. Наблюдаются они в отдельных разрезах лишь в виде единичных прослоев (рр. Вангыр, Щугор). Это желтовато-серые или темно-серые породы, состоящие почти нацело из мелких зерен кварца, сцементированных известковым материалом. В них встречаются редкие фораминиферы.

Строение формации

В соответствии с тремя типами разрезов тульских, алексинских и михайловских отложений в составе формации выделяются три градации: детритово-известняковая — подчеремская, глинисто-кремнисто-известняковая — кушковатская и известняковая рифовая градация — надотская.

Подчеремская градация. К этой градации принадлежит основная часть формации. Именно ей прежде всего соответствует приведенная выше общая характеристика формации. Как уже указывалось, главную роль в строении этой градации играют полидетритовые известняки с богатой и разнообразной фауной, характер которых остается довольно выдержанным на значительной территории западного склона Урала.

Породные ассоциации. Рассмотренные породы образуют несколько элементарных породных ассоциаций. Среди них выделяются две главные ассоциации: ассоциация полидетритовых и биоморфно-детритовых известняков и ассоциация полидетритовых и биоморфно-детритовых известняков и аргиллитов. Кроме того, могут быть отмечены следующие второстепенные породные ассоциации, развитые локально: ассоциация полидетритовых известняков с кремнями и ассоциация полидетритовых и мелкообломочных известняков.

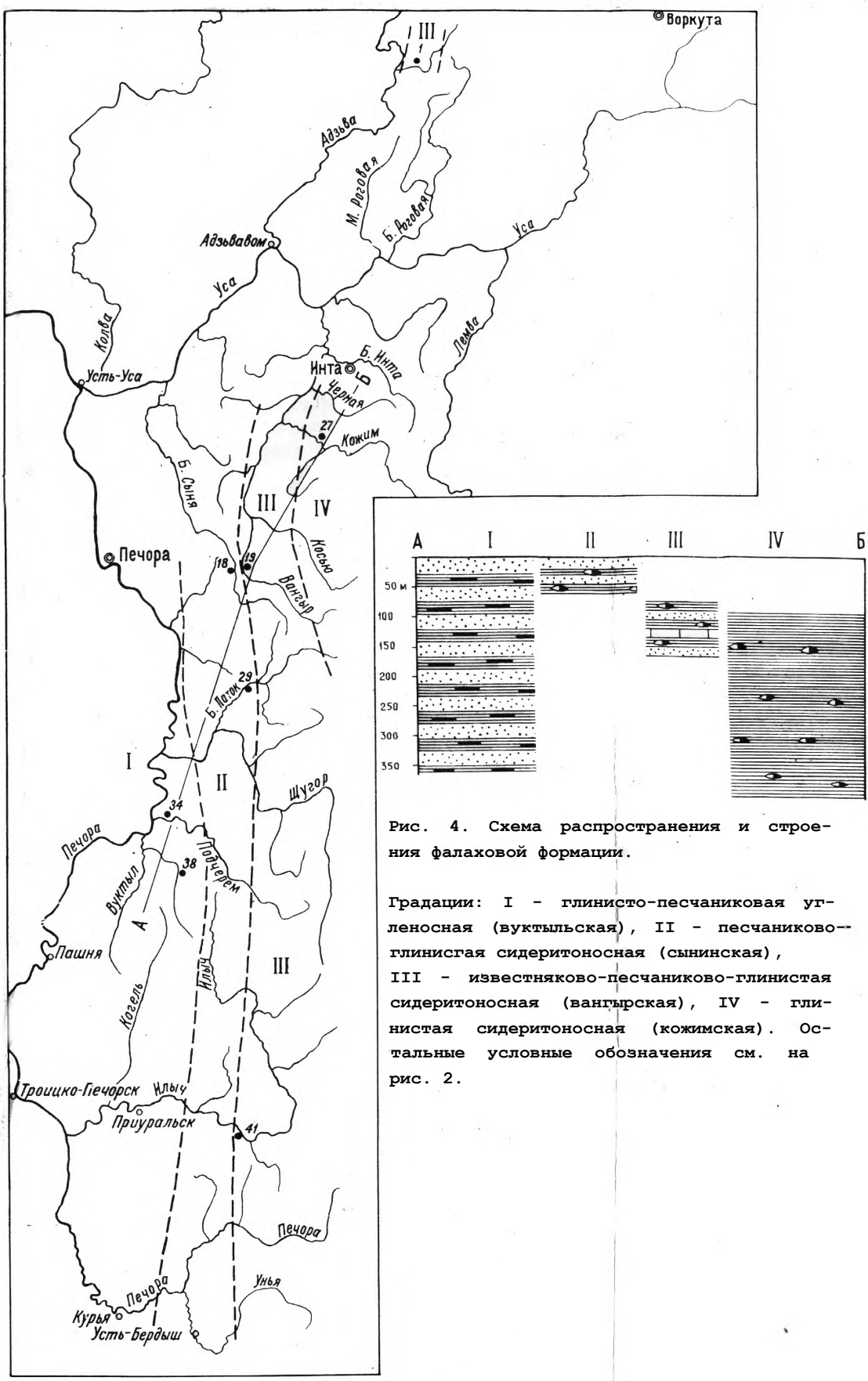


Рис. 4. Схема распространения и строения фалаховой формации.

Градации: I - глинисто-песчаниковая угленосная (вуктыльская), II - песчаниково-глинисгая сидеритоносная (сынинская), III - известняково-песчаниково-глинистая сидеритоносная (вангырская), IV - глинистая сидеритоносная (кожимская). Остальные условные обозначения см. на рис. 2.

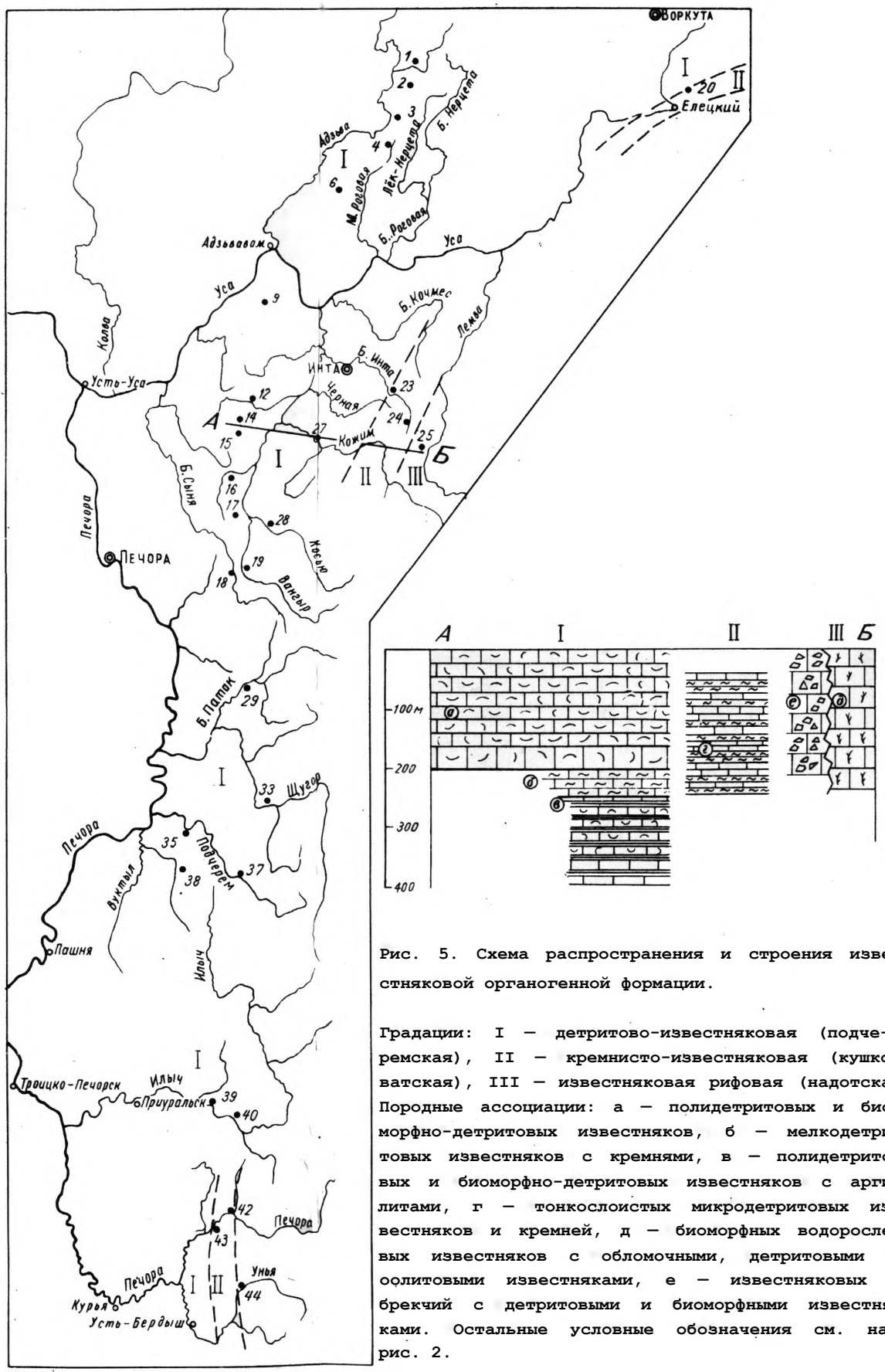


Рис. 5. Схема распространения и строения известняковой органогенной формации.

Градации: I — детритово-известняковая (подчеремская), II — кремнисто-известняковая (кушковатская), III — известняковая рифовая (надотская Породные ассоциации: а — полидетритовых и биоморфно-детритовых известняков, б — мелкодетритовых известняков с кремнями, в — полидетритовых и биоморфно-детритовых известняков с аргилитами, г — тонкослоистых микродетритовых известняков и кремней, д — биоморфных водорослевых известняков с обломочными, детритовыми и оолитовыми известняками, е — известняковых брекчий с детритовыми и биоморфными известняками. Остальные условные обозначения см. на рис. 2.

Ассоциация полидетритовых и биоморфно-детритовых известняков является самой распространенной. Она широко развита на гряде Чернышева, где наиболее полные разрезы, представленные тульско-михайловскими отложениями, можно наблюдать на рр. Б. Сыне, Шарью, Б. Сарюге, Кымбажью, Изрузьшоре и Шер-Нядейте (Елисеев, 1963). Окские отложения из многих разрезов на западном склоне Северного, Приполярного и Полярного Урала также относятся к этой ассоциации (рр. Унья, Кожим, Косью, Лек-Елец и др.). Во всех названных разрезах отложения представлены полидетритовыми известняками с богатой разнообразной фауной брахиопод, кораллов, гастропод, фораминифер. Весьма частыми в них являются остатки водорослей. Нередко встречаются пласты фораминиферовых и брахиоподовых известняков. Хотя характер пород даже в удаленных разрезах остается постоянным, мощность отложений значительно меняется. Так, например, на севере гряды Чернышева (разрез Изрузьшор) мощность тульского, алексинского и михайловского горизонтов равна 90 м, в то время как в южной части этой гряды мощность тех же горизонтов составляет 200 м. На западном склоне Приполярного и Северного Урала мощность данной ассоциации достигает 250-300 м. Основная часть пород — это мелкодетритовые, полидетритовые по составу известняки. Однако можно заметить, что в тульском и алексинском горизонтах преобладают криноидно-полидетритовые, иногда даже чисто криноидные известняки, в го время как для михайловского горизонта более характерными являются брахиоподово-полидетритовые и чисто брахиоподовые известняки, образующие иногда небольшие банки. В виде прослоев (до нескольких метров) в алексинских и особенно михайловских отложениях встречаются фораминиферовые известняки.

В мелкодетритовых известняках, как уже указывалось, встречаются многочисленные остатки различной фауны, причем ориентировка их по сравнению с прижизненным положением чаще всего нарушена. Большинство раковин встречается в виде обломков. Даже колонии кораллов до 0.6-0.8 м в поперечнике часто находятся в опрокинутом положении. Криноидеи и другие иглокожие представлены обычно разрозненными члениками. Створки брахиопод, как правило, разобщены и находятся в беспорядочном положении.

Мелкодетритовые известняки, играющие главную роль в ассоциации, образуют пласты значительной мощности — несколько, а иногда и первые десятки метров. Они переслаиваются с крупнодетритовыми и микродетритовыми известняками, а также фораминиферовыми и брахиоподовыми известняками. Переходы между всеми этими породами постепенные. О характере напластования пород в данной ассоциации можно судить по разрезу Верхних ворот на р. Б. Сыне (Елисеев, 1963).

Литологические особенности отложений и экологические особенности фауны, остатки которой заключены в этих породах, позволяют сделать вывод, что происхождение основной части полидетри-

товых известняков связано с положением осадков выше уровня воздействия волн в зоне открытого моря, куда не заносился терригенный материал.

Ассоциация полидетритовых и биоморфно-детритовых известняков и аргиллитов наблюдается в следующих разрезах: рр. Б. Пагок, Шугор и Подчерем (тульский, алексинский и михайловский горизонты), р. Вангыр (верхняя часть алексинского и нижняя часть михайловского горизонтов), р. Кожим (бобриковский горизонты и нижняя часть тульского горизонта).

Как и в предыдущей ассоциации, полидетритовые известняки здесь играют главную роль. Они более темные, чем в первой ассоциации: преобладают темно-серые, почти черные разности. Более темный цвет их обусловлен содержанием различных примесей, прежде всего глинистого вещества; содержание нерастворимого остатка даже в наиболее чистых разностях обычно не менее 2-4 %. Необходимо отметить обилие фауны в этих известняках. Так, в результате подсчета фауны на поверхности одного пласта в тульских отложениях р. Подчерема на одном квадратном метре обнаружено: 14 крупных раковин брахиопод, 15 одиночных кораллов и 5 колоний кораллов. Таким образом, здесь значительные участки, а иногда линзы или небольшие пласты сложены биоморфными породами или ракушниками.

Большую роль в этой ассоциации играют глинистые известняки и известковые аргиллиты, переслаивающиеся с полидетритовыми известняками. Заметим, что даже при содержании 25-30% глинистого материала известняки становятся тонкоплитчатыми, нередко листоватыми, поэтому в поле принимаются скорее за аргиллиты. Аргиллиты почти всегда содержат то или иное, обычно значительное, количество известкового материала. Реже встречаются аргиллиты с примесью алевритовых кварцевых частиц (например, в тульских отложениях рр. Подчерема и Кожима).

Кроме указанных пород, наиболее характерных для данной ассоциации, встречаются единичные пласты песчаников и алевролитов. Пласт кварцевого песчаника (4 м) с известковым цементом и редкими фораминиферами встречен в михайловских отложениях р. Вангыра, прослой алевролита (0.8 м) — в тех же отложениях на р. Щугоре. Наглядное представление о строении этой ассоциации дает разрез михайловского горизонта по р. Щугору (район Овинды).

Рассмотренная ассоциация является более мелководной, чем первая. Она обычно тесно связана с подстилающей терригенной формацией — сменяет ее по разрезу. Появление же этой ассоциаций в михайловское время свидетельствует о некотором местами значительном обмелении участков морского дна, вплоть до их осушения. Об этом, в частности, говорят встреченные на р. Подчереме трещины усыхания в отложениях михайловского горизонта (Калашников, 1967).

Ассоциация полидетритовых известняков с кремнями отличается от предыдущей значительным содержанием кремней. Распространение ее ограничено (тульские отложения рр. Кожима и Илыча). Мощность ассоциации 40-50 м. Кремни приурочены к темно-серым полидетритовым известнякам с массивной отдельностью и богатой фауной брахиопод и кораллов. Они имеют черный цвет и образуют желваки и линзы мощностью 10-15, в раздувах до 30 см. В отдельных пластах на одном метре разреза встречается до пяти таких пластов. Вытянуты желваки параллельно напластованию пород.

Образование этой ассоциации пород связано с небольшими депрессионными участками шельфа, т. е. по сравнению с предыдущими рассмотренные отложения являются несколько более глубоководными.

Ассоциация полидетритовых и мелкообломочных известняков выделена только в михайловском горизонте р. Подчерема и в алексинско-михайловских отложениях р. Илыча. На р. Подчереме она выделяется около устья р. М. Емеля, имея мощность около 40 м. Главную роль здесь играют темно-серые мелко- и микродетритовые известняки. Чередуясь с ними, в разрезе несколько раз появляются известняковые гравелиты, образуя прослои до 0.5 м. На р. Илыче (плёсо Патракарием) среди криноидно-детритовых известняков неоднократно встречаются прослои известняковых конгломератов мощностью до 0.5 м. Размеры обломков в них достигают 10-15 см, чаще же всего не более 5 см. Конгломераты являются типичными внутриформационными, образовавшимися за счет размыва местных пород, о чем свидетельствует их состав и одновозрастность фауны, содержащейся в обломках и во вмещающих породах.

Кушковатская градация. Эта градация выделяется по разрезам тульского, алексинского и михайловского горизонтов кушковатского типа (рр. М. Печора, Инта, Лёк-Елец). Рассматриваемые отложения существенно отличаются от одновозрастных отложений детритово-известняковой градации, напоминая своей тонкоплитчатостью и темным цветом пород турнейские отложения вангырского типа.

По имеющимся единичным разрезам трудно представить истинное строение градации. Наблюдаемые отложения представлены одной ассоциацией пород — микродетритовых известняков и кремней. Характеристика их впервые дана В.А. Варсанофьевой (1940, с. 121). Известняки темно-серые, почти черные, тонкослоистые, издающие запах нефти при ударе молотком. Они обладают тонкой отдельностью, превращаясь часто в "сланцы". Структура пород микродетритовая, причем среди мельчайшего детрита видны фораминиферы и большое количество кальцитизированных спикул губок. Редко встречаются раковинки брахиопод. В известняках видны тонкие прослои кремня, рельефно выступающие на выветрелой поверхности. Лишь на р. Лек-Ельце прослои кремня достигают 15-20 см и занимают гораздо большее место в строении толщи, составляя около половины ее разреза. В других двух разрезах кремни имеют подчиненное значение.

Надотская градация. К рассматриваемой градации относятся окские отложения в разрезе р. Б. Надоты, представленные водорослевыми (рифовыми) известняками. Это единственный разрез на западном склоне Севера Урала, где удается наблюдать рифовые образования визейского возраста (Елисеев, 1971, 1973). Однако развитие рифов можно предполагать и на других участках — на границе Елецкой и Лемвинской структурно-формационных зон, где они в настоящее время перекрыты надвигами. Основанием для такого предположения может служить, в частности, тот факт, что в нижнем течении р. Лёк-Ельца (в 2.5 км выше железнодорожного моста) наблюдаются известняковые брекчии визейского возраста, обломки в которых сложены водорослевыми биогермными известняками.

Основную роль в строении градации, имеющей мощность не менее 200 м, играют водорослевые биоморфные известняки, а также известняковые брекчии.

Породные ассоциации. Описанные породы образуют в рифовой градации две охарактеризованные ниже ассоциации.

Ассоциация биоморфных водорослевых известняков с обломочными, детритовыми и оолитовыми известняками, в которой явно преобладают биоморфные водорослевые известняки, образует центральную часть или ядро Большенадотского рифа. Литологические признаки изученных рифовых образований во многом соответствуют тем, что указаны в решениях третьей палеоэколого-литологической сессии 1965 г. (1968). Из признаков в первую очередь необходимо отметить массивность известняков и отсутствие седиментационной слоистости. Почти все известняки, входящие в эту ассоциацию, имеют светло-серую или кремово-серую окраску. Весьма характерна для отмеченных пород их текстурная неоднородность, вызванная тем, что в строении рифа принимают участие тесно связанные друг с другом биоморфные, детритовые обломочные, а также в некоторой степени и хемогенные известняки. Основная же причина структурной неоднородности биогермных известняков состоит в неравномерном распределении органических остатков, главную роль среди которых играли различные водоросли.

Очень характерным для рифа является развитие в виде гнезд (до 1.5 м и более) обломочных известняков — песчаников, гравелитов и брекчий, а также оолитовых известняков. Примечательна, как и во всех рифовых массивах, чистота известняков, отсутствие в них терригенной примеси. Количество нерастворимого остатка не превосходит 0.5-0.7%. Отметим также полное отсутствие среди рифогенных пород кремнистых образований даже каких-либо следов окремнения.

Кавернозность, характерная в первичном состоянии для рифов здесь не отмечена. Все пустоты и каверны в настоящее время выполнены кристаллическим кальцитом, который встречается очень

часто во всей толще рифогенных пород данного массива. Общая мощность рифовых отложений не менее 200 м.

Ассоциация известняковых брекчий, биоморфных и детритовых известняков. Наблюдается она в 1.5 км к западу от самого рифового массива. Однако характер сочетания пород здесь существенно иной, и поэтому они выделяются в отдельную породную ассоциацию. Наиболее характерными в ней являются грубообломочные известняковые брекчии, где обломки достигают размера 60-70 см. Брекчии образуют довольно мощные толщи — до 30 м. Заметим, что в них всегда в большом количестве содержится цемент, представленный детритовым известняком с большим количеством фораминифер. Сравнивая комплексы фораминифер, найденные в обломках и цементе, можно сделать вывод, что они одинаковые, поэтому возраст обломков и цемента также практически одинаков. Биоморфные водорослевые известняки и детритовые известняки встречаются в виде гнезд значительных размеров (по нескольку метров) среди известняковых брекчий. Иногда они образуют даже отдельные пласты. В таких случаях биоморфные и детритовые известняки содержат небольшие гнезда брекчий. Приведенный характер сочетания пород показывает, что эта ассоциация является образованием склона рифа.

Наблюдаются случаи, когда известняковые брекчии по простиранию переходят в тонкоплитчатые мелкодетритовые известняки, причем граница между этими породами довольно резкая (Елисеев, 1973, рис. 9). Рассмотренная ассоциация наблюдается в нескольких разрозненных выходах, поэтому трудно судить о ее истинной мощности. По крайней мере она не менее 100 м.

Особенности строения и условия образования

В известняковой органогенной формации выделяются три градации, причем на подавляющей части рассматриваемой территории развита детритово-известняковая (подчеремская) градация (рис. 5, см. вкл.). Заметим, что она наблюдается и в более южных районах западного склона Урала, причем многие исследователи (Чочиа, 1955; Щербаков, 1969, и др.) указывали на удивительное однообразие окских известняков на всей названной территории.

Подчеремская градация мощностью до 350-400 м представлена в основном ассоциацией полидетритовых и биоморфно-детритовых известняков, чаще всего брахиоподовых и коралловых. В отдельных местах, более глубоких, эта ассоциация замещается ассоциацией полидетритовых известняков с кремнями. На участках более мелководных характерна ассоциация полидетритовых и биоморфно-детриговых известняков с аргиллитами. Однако образование всех ассоциаций детритово-известняковой градации связано с мелководной частью шельфа.

Интересные выводы о происхождении этих осадков сделаны А.И. Осиповой и др. (1972), отметившими мелководность их образования при активных гидродинамических условиях. Интенсивная подвижность воды способствовала процветанию колониальных кораллов. Однако временами она настолько возрастала, что колонии кораллов переворачивались, а раковины брахиопод образовывали гнездообразные скопления. С этим же явлением связаны размывы карбонатных осадков и образование обломочных известняков.

Кремнисто-известняковая (кушковатская) градация наблюдается лишь в отдельных разрезах на западном склоне Северного, Приполярного и Полярного Урала. Осадки этой градации, представленные микрослоистыми спикуловыми известняками и кремнями, являются более глубоководными по сравнению с градацией детритовых известняков. По-видимому, это образования предрифовой впадины.

Рифовая градация отмечена только в одном месте (р. Б. Надота), что не дает возможности создать о ней полного представления. В изученном рифе основными рифостроителями являются водоросли. Можно предполагать более широкое развитие подобных образований на границе Елецкой и Лемвинской структурно-формационных зон.

В палеотектоническом отношении образование известняковой органогенной формации связано с медленным погружением всей Елецкой зоны, с широкой визейской трансгрессией. Восточный край зоны отделялся от основной территории относительно глубоководной впадиной, поэтому терригенный материал сюда не поступал и здесь образовывались чистые рифовые известняки (рис. 5 см. вкл.).

Климат в тульско-михайловское время был гумидным, теплым. Об этом говорят обилие фауны, наличие углистых включений в аргиллитах и алевролитах. Характерно практически полное отсутствие доломитовых пород. Даже на участках явно мелководных, где местами видны трещины усыхания (р. Подчерем), нет никаких признаков осолонения водоема.

КАЛЕЙДОВАЯ ФОРМАЦИЯ
(верхневизейско-нижнеартинская)

Как уже указывалось, образование известняковой органогенной формации закончилось в веневское, местами в михайловское время. На смену ей приходит калейдовая формация, имеющая много общего с одноименной среднефранско-турнейской формацией. Нижняя граница формации на большей части территории проводится по появлению в разрезе доломитовых пород, а в некоторых разрезах на востоке территории (рр. Унья, Кожим) — биогермных водорослевых известняков. Верхняя граница формации совпадает со сменой карбонатных нижнеартинских отложений мощной толщей терригенных пород, знаменующих заложение Предуральского краевого прогиба. Калейдовая верхневизейско-нижнеартинская формация наблюдается на всем протяжении Елецкой зоны. В составе ее с запада на восток выделяются

три градации: доломитово-кремнисто-известняковая — шарьюская, глинисто-кремнисто-известняковая — щугорская и известняковая — кожимская. Средняя мощность шарьюской и кожимской градаций составляет около 800 м, щугорской — 400 м (последняя отвечает лишь части разреза формации).

Типы пород

Калейдовая верхневизейско-нижнеартинская формация сложена в основном известняками и доломитами. Значительно меньшую роль играют кремнистые и глинисто-карбонатные породы. Описание начнем с известняковых пород как наиболее распространенных.

Известняковые брекчии. Известняковые брекчии верхнего визе-среднего карбона, широко развитые на западном склоне Северного и Приполярного Урала, неоднократно рассматривались различными исследователями (Варсанофьева, 1934; Горский, Грамматчикова, 1961; Добролюбова, Сошкина, 1935; Елисеев, 1959; Муравьев, 1968, и др.). Однако происхождение их остается во многом неясным и в настоящее время. Ниже изложены результаты исследований автора, изучившего почти все более или менее полные разрезы с брекчиями этого возраста на Печорском Урале. Среди рассматриваемых известняковых брекчий выделяются три группы: 1) массивные брекчии — грубообломочные брекчии, образующие значительные толщи, 2) пластовые брекчии — обычно мелкообломочные, переслаивающиеся с известняками, и 3) внутрипластовые брекчии — встречающиеся в виде гнезд в известняках. Остановимся вначале на характеристике этих типов пород. Происхождение же их рассмотрено ниже, при описании ассоциаций известняковых брекчий.

Массивные известняковые брекчии. Во многих разрезах (рр. Кожим, Вангыр, Косью, Гердкыртаель, Щугор, Подчерем, Илыч) наблюдаются толщи значительной мощности (до 100 м), нацело сложенные известняковыми брекчиями. Обычно это грубообломочные брекчии, где обломки достигают 1-2 м, хотя чаще всего не более 0.5-0.7 м (табл. VI, 2). Отдельность в таких брекчиях не наблюдается, залегание пород установить невозможно, поэтому они и названы массивными. Характерно, что сортировка материала отсутствует, поэтому всегда рядом с крупными находятся и мелкие обломки. Крупные обломки не окатаны, мелкие же окатаны частично (табл. VI, 3), а в отдельных случаях и хорошо, вплоть до превращения породы в конгломерато-брекчию (табл. VI, 4). Особенностью этих брекчий является также тот факт, что цементом здесь является сам мелкообломочный материал. Самые мелкие обломочные частицы цементируются кристаллическим кальцитом. Обломки же представлены довольно разнообразными карбонатными породами, в редких случаях встречаются обломки кремней. Изучение обломков показывает, что они в некоторых брекчиях имеют и различный возраст: вместе могут встречаться визейские,

башкирские и московские известняки. В других случаях все обломки одного и того же возраста. Это имеет большое значение для познания генезиса брекчий, поэтому удобнее выделить среди массивных брекчий два типа: 1) известняковые брекчии с одновозрастными обломками и 2) известняковые брекчии с разновозрастными обломками.

Массивные известняковые брекчии с одновозрастными обломками встречены только на р. Илыче во многих обнажениях на отрезке реки между рр. Шежимъю и Испередъю. Лучшие выходы их находятся в нижнем конце плёса Патракарием и в районе Лёкиза. Наиболее полным является разрез сразу же выше Лёкиза. Здесь толща массивных брекчий имеет мощность 70 м. Подстилают брекчию окские (по-видимому, веневские) отложения, а покрывают нижнебашкирские отложения. В основании толщи залегают грубообломочные брекчии, где обломки достигают размеров 0.5-0.7 м. В других разрезах в основании брекчии обломки более крупные — до 1-1.5 м. Они представлены биогермно-водорослевыми известняками, среди которых большое место занимают строматолитовые разности (табл.VII, 1). Вообще же водорослевые известняки имеют здесь несколько разновидностей, некоторые из них сложены проблематическими остатками (табл. VII, 2). Во многих обломках содержатся водоросли фасциеллы (табл. VII, 3), в некоторых хорошо видны гирванеллы. Встречаются микрокомковатые и полидетритовые известняки. В полидетритовых известняках, которыми сложены преимущественно более мелкие обломки, встречаются фораминиферы одного возраста — верхневизейского. Сортировка материала отсутствует.

Цементом в брекчиях является мелкообломочный ("щебенчатый") материал. Самые мелкие обломки цементируются кристаллическим кальцитом. Детритовый цемент, в котором бы содержались фораминиферы, здесь не встречен.

Массивные известняковые брекчии с разновозрастными обломками охватывают основную часть брекчий карбона Печорского Урала. Достаточно назвать такие типичные примеры, как брекчии рр. Кожима, Вангыра, Щугора (Средние ворота), Подчерема.

Толща массивных брекчий здесь также имеет значительную мощность — до 100-150 м. Подстилается она веневскими или тарусско-стешевскими отложениями, а покрывается нижнемосковскими или верхнемосковскими известняками. Обломки здесь имеют также довольно крупные размеры — до 1-2 м (на р. Кожиме). Однако представлены они в основном полидетритовыми (табл. VII, 4), а также водорослево-детритовыми известняками. Среди водорослево-детритовых много таких, которые переполнены остатками фасциелл (Fasciella kizilica R. Ivan.). Весьма характерными и широко распространенными являются унгдарелловые известняки. Довольно часто встречаются микрокомковатые известняки, имеющие как обломочное, так и водорослевое происхождение. Гораздо реже, но все же присутствуют и строматолитовые известняки. Шире распространены водорослевые известняки неясной систематической принадлежности. Одним словом, здесь преобладают детритово-водорослевые

известняки, биоморфные же разности встречаются гораздо реже и обломки их имеют меньшие размеры. В верхней части толщи брекчий появляются редкие обломки гидрактиноидных известняков. К этому списку следует еще добавить обломки известняков с большим количеством выделений эпигенетического кварца, а также мелкозернистых доломитов. Последние наиболее характерны для разреза Средних ворот р. Щугора, где составляют примерно 10% всех обломков.

Следует подчеркнуть, что цементом и в этих брекчиях является тот же обломочный материал, но более мелкий, чем залегающие среди них обломки ("мелкощебенчатый"). Самые мелкие обломки, как это видно в шлифе, цементируются кристаллическим кальцитом. Значит, фораминиферы в цементе, о находках которых нередко говорят, в этом типе брекчий не удалось найти, так как здесь нет "нормального" детритового цемента. По-видимому, за цемент часто принимаются мелкообломочные известняки, но и в них фораминиферы встречаются только в обломках.

Возрастной состав обломков в брекчиях этого типа различен. Особенно это хорошо видно в разрезах рр. Кожима, Вангыра, Косью, Щугора. Здесь вместе с визейскими обломками содержатся обломки известняков, содержащие фораминиферы башкирского и раннемосковского возраста. Таким образом, время образования брекчий этого типа охватывает значительный интервал — от серпуховского до раннемосковского времени включительно.

В заключение отметим, что ни сортировки материала, ни ориентировки обломков в этих брекчиях не наблюдается. Обломки, особенно крупные, не несут следов окатанности. Мелкие же обломки почти всегда в той или иной степени окатаны.

П л а с т о в ы е и з в е с т н я к о в ы е б р е к ч и и . Брекчии данной группы также наиболее широко распространены в восточной (кожимской) градации. Переслаиваясь с детритовыми известняками, они слагают значительные толщи (до 100 м и более). Стратиграфический диапазон их довольно широк: они встречаются начиная с веневского горизонта и кончая башкирским ярусом, а иногда и нижнемосковским подъярусом. Типичные примеры этих брекчий можно встретить в разрезах рр. Б. Инты, Войпемданъю, Изъяю, Щугора (Верхние и Нижние ворота), Подчерема (сразу же ниже устья р. Летника).

Характерным для всех брекчий является небольшая мощность их пластов — обычно не более 2-5, редко до 10 м. Величина обломков значительно меньшая: обычно она равна около 10 см, хотя встречаются и более крупные — до 20-35 см. Обломки всегда в той или иной степени окатаны. Они представлены большей частью полидетритовыми или микрокомковатыми, иногда микрозернистыми известняками. Надо заметить, что обломки всегда имеют много общего с подстилающими породами. В детритовых известняках содержатся фораминиферы, которые указывают на одинаковый возраст обломков и вмещающих известняков.

Цемент здесь в отличие от массивных брекчий представлен обычно детритовыми или микрозернистыми известняками, близкими по составу покрывающим известнякам. Количество его в породе всегда значительное, местами он даже преобладает над обломками. В цементе нередко содержатся фораминиферы, по которым можно заключить, что обломки и цемент в пластовых брекчиях имеют практически один и тот же возраст. Лишь в редких случаях, скорее в качестве исключения, цементом служит кристаллический кальцит.

В шаръюской градации известняковые брекчии небольшой мощности (несколько метров) характерны для тарусско-стешевских отложений (рр. Б. Сыня, Еджыдъю, Кымбажъю, Б. Саръюга, Шаръю, Заостренная, Уса и др.). Во всех случаях это в основном мелкообломочные брекчии, где размеры обломков чаще всего не превышают 10 см. Характерно, что они сложены такими же породами, как вмещающие известняки. Учитывая, что брекчии приурочены к одному и тому же горизонту и сложены местным материалом, можно считать их образованиями, связанными с местными размывами.

Внутрипластовые известняковые брекчии. Брекчии данной группы не образуют самостоятельных пластов, а встречаются в виде неправильных гнезд среди известняков. Встречены они только в тарусско-стешевских отложениях рр. Б. Сыни, Еджыдъю, Шаръю и Заостренной. Описание их дано автором ранее (Елисеев, 1963). Отметим только, что происхождение их связывается с толчками моретрясений, во время которых уплотненные известковые осадки растрескивались, а частично и разбивались на остроугольные обломки. Разобщенные обломки, подброшенные толчками, затем быстро осаждались. Этим и объясняется остроугольный характер обломков сильная сгруженность их и залегание в виде гнезд. После же прекращения моретрясений продолжалось осаждение обычных известковых осадков.

Известняковые конгломераты. Эти породы встречены лишь в нескольких местах — в веневском горизонте рр. Подчерема и Югыд-Вуктыла, в башкирских отложениях на р. Шаръю. В разрезе р. Подчерема известняковые конгломераты встречены в устье р. М. Дроватницы, где они образуют три прослоя мощностью 0.3, 0.6 и 1.2 м. Характерным для этих конгломератов является глинисто-известковый цемент красновато-бурого цвета. Содержание его обычно незначительное, не более нескольких процентов. Обломки в конгломератах хорошо окатаны, округлой формы, имеют размеры чаще всего 3-5 см, редкие достигают 15 см. В этом случае форма их овальная или лепешковидная. По составу среди обломков встречены только микро- и мелкодетритовые известняки, в которых содержатся типично визейские фораминиферы и водоросли.

В бассейне Югыд-Вуктыла подобные конгломераты наблюдались также в веневском горизонте (по руч. Варканъелю). Здесь отмечено два метровых пласта конгломератов, разделенных светло-серыми детритовыми известняками с фораминиферами. Обломки обычно имеют размеры до 5-10 см, иногда 30-40 и даже 50 см. Пред-

ставлены они светло-серыми микрокомковатыми известняками с визейскими фораминиферами. Цемент в этих конгломератах известково-глинистый, желтовато-зеленого цвета.

Рассмотренные визейские конгломераты содержат обломки, которые по возрасту соответствуют вмещающим толщам. На основании этого их можно считать внутриформационными образованиями. Генезис их, по-видимому, связан со значительным обмелением бассейна, в котором происходил размыв образовавшихся известняков. Поднятие было значительным, так Как обломки здесь в отличие от брекчий хорошо окатаны. Об обмелении морского дна говорит и связь конгломератов с пестроокрашенными глинами, которые присутствуют в цементе конгломератов. На мелководные условия указывают также прослои оолитовых известняков, тесно связанные с конгломератами.

На р. Шарью известняковые конгломераты встречены в основании верхнебашкирского подъяруса (Елисеев, 1903). Они залегают в виде пласта непостоянной мощности (1-1,5 м) на мелкодетритовых (брахиоподовых) известняках, а покрываются унгдареллово-детритовыми известняками. Обломки в конгломератах однородные, сложенные микрозернистыми известняками, чаще всего мелкие (1-2 см), с большой примесью обломков меньшего размера. Однако наблюдаются. и более крупные обломки — до 10-15 см. Характерно, что все они хорошо окатаны. Образование этих конгломератов на рубеже ранне- и позднебашкирского времени указывает на значительное обмеление территории гряды Чернышева в это время. По-видимому, как считал автор и ранее (Елисеев, 1963, с. 75), такое обмеление приводило к перерывам в осадконакоплении, вследствие чего верхнебашкирский подъярус представлен не в полном объеме, а иногда и вообще отсутствует.

Известняковые гравелиты и песчаники. Эти породы наблюдаются в нескольких разрезах, чаще всего в отложениях башкирского яруса (рр. Б. Сыня, Шарью и др.), обычно в виде маломощных прослоев (менее 1 м). Они часто содержат значительное количество детритового материала, поэтому не всегда легко узнаются в поле.

Примером типичных гравелитов могут служить известняковые гравелиты, встреченные в гжельском ярусе р. Шарью (Елисеев, 1963, рис. 16). Здесь известняковые гравелиты образуют пласт мощностью 1.5 м, причем наблюдается чередование прослоев го обогащенных обломками, то содержащих очень редкие обломки. В последнем случае порода представляет собою микрозернистый (пелитоморфный) известняк, желтовато-серый. Кстати, все обломки сложены такими же известняками и отличаются от цемента лишь несколько более темной окраской. Форма их различная: округлая, овальная, неправильная, но всегда свидетельствующая о хорошей окатанности. Размеры обломков чаще всего менее одного сантиметра, но редкие достигают 1.5-2 см. Характерно, что гравелиты в башкирском ярусе часто связаны с микрозернистыми и оолитовыми

известняками. Это говорит об образовании таких пород в условиях мелководья, где микрозернистые (пелитоморфные) известняки образуются в условиях отмелей, защищенных от действия волн.

Детритовые известняки. Детритовые известняки — весьма распространенные породы, особенно в шаръюской градации, образующие множество разновидностей в зависимости от состава детрита, размера и степени окатанности детритового материала, присутствия тех или иных примесей.

Крупнодетритовые известняки чаще всего встречаются в верхнекаменноугольных и нижнепермских отложениях. Среди них выделяются гидрактиноидные, криноидно-мшанковые и мшанковые детритовые известняки (табл. VII, 5). Характерны в средне- и верхнекаменноугольных отложениях также детритоидные известняки, в которых детритовый материал отличается прекрасной окатанностью (табл. VII, 6). В некоторых случаях вместе с окатанным детритом видны многочисленные оолиты.

Мелкодетритовые известняки являются наиболее распространенными в этой группе, образуя значительные пласты среди отложений различного возраста. По составу они большей частью полидетриговые, хотя нередко сложены детритом одного состава. Так, в различных горизонтах верхневизейско-нижнеартинских отложений встречаются криноидные известняки. В башкирских и нижнемосковских отложениях большую роль играют водорослево-детритовые известняки (унгдарелловые, донецелловые и березелловые). Иногда остатки водорослей хорошо сохранились и отчетливо видны в шлифе, чаще же сильно перекристаллизованы, особенно березеллы и донецеллы. В ассельских, сакмарских и нижнеартинских отложениях нередко можно видеть мелкодетритовые известняки, сложенные нацело мшанковым детритом.

Основная масса мелкодетритовых известняков в шаръюской и кожимской градациях отличается светлой окраской (светло-серой, серой или кремово-серой) и чистотой химического состава. Содержание нерастворимого остатка здесь обычно менее 1%, доломита — 5% (табл. 4). Лишь изредка встречаются здесь небольшие прослои мелкодетритовых глинистых и глинисто-доломитовых известняков. В щугорской же градации детритовые известняки содержат значительное количество глинистого или алевритистого материала. Это чаще всего темно-серые, почти черные породы.

Микродетритовые известняки встречены в отложениях различного возраста, но не имеют широкого распространения. Чаще они встречаются в верхневизейских отложениях (табл. VIII, 1), а также в отложениях среднего карбона, особенно башкирского яруса.

В биоморфно-детритовых известняках наряду с детритом большую роль играют и целые скелетные остатки тех или иных организмов. Часто в протвинском горизонте и башкирском ярусе встречаются водорослевые унгдарелловые известняки (табл. VIII, 2). В более молодых отложениях значительную роль играют биоморфно-детритовые гидрактиноидные известняки, особенно в отложениях

Таблица 4

Состав пород поздневизейско-раннеартинской формации

Породы	Количество анализов	$CaMg(CO_3)_2$	$CaCO_3$	Нерастворимый остаток
Известняки:				
детритовые (мелкодетритовые)	32	6.14 / 0.18-37.23	89.02 / 59.53-99.3	3.27 / 0.24-13.98
биогермные водорослевые (?)	12	2.33 / 0-4.21	95.49 / 92.48-98.96	0.9 / 0.34-2.02
Доломиты:				
микрозернистые	5	80.35 / 70.38-94.2	11.48 / 5.3-18.68	6.38 / 0.28-13.62
тонкозернистые	28	92.44 / 78.2-100	5.89 / 0-16.31	0.71 / 0.04-4.54
мелкозернистые	27	89.68 / 72.63-98.37	8.6 / 0-23.09	0.65 / 0.02-5.68
Терригенно-карбонатные отложения	18	9.6 / 1.19-21.63	43.48 / 5-78.22	42.26 / 15.2-75.32

Примечание. Над чертой - среднее содержание, под чертой - пределы.

ассельского яруса. Начиная с московских отложений часто встречаются известняки, в которых наряду с детритом содержится большое количество целых раковинок фораминифер (табл. VIII, 3).

По своему происхождению все рассмотренные выше детритовые известняки являются образованиями мелководной части шельфа. Об этом говорит описанный выше характер пород, а также встречающаяся в них фауна брахиопод, кораллов, обилие остатков водорослей.

Биоморфные известняки. В этой группе пород в рассматриваемой формации отмечены водорослевые, гидрактиноидные и фораминиферовые известняки. В протвинском горизонте встречены также банки стриатифер (до 3-4 м), в отложениях среднего и верхнего карбона — коралловые постройки (до 2-3 м).

Водорослевые известняки встречены в различных горизонтах верхнего визе-нижней перми, но, пожалуй, более всего характерны для верхневизейских отложений. Изучение водорослей не проводилось, поэтому к водорослевым отнесены, по-видимому, и многие проблематические образования.

Легче других, благодаря характерной полосчатости, выделяются в поле строматолитовые известняки. Они (табл. VIII, 4) образуют небольшие прослои в толщах мелкодетритовых известняков, ассоциируя с оолитовыми известняками, микрозернистыми известняками и доломитами. Наиболее мощный пласт строматолитового известняка (2.5 м) встречен на правом берегу р. Уньи, в 0.5 км ниже устья руч. Мисюрей. Здесь порода имеет серый цвет и горизонтально-волнистую текстуру. Чаще же прослои строматолитовых известняков имеют мощность менее 0.5 м. Текстура в этих известняках несколько отличается — она линзовидно-слоистая (табл. VIII, 5). Такие известняки встречаются неоднократно в веневском горизонте р. Подчерема, в районе устья р. М. Дроватницы, а также в верхневизейских отложениях р. Уньи. Здесь они имеют светло-серый или кремово-серый цвет.

Интересные образования, которые отнесены нами к водорослевым, встречены в тарусско-стешевских отложениях р. Шаръю. Структура этих пород выявляется только в шлифах (табл. VIII, 6). В этих же породах встречается много обволакивающих водорослей. Породы имеют коричневато-серый цвет. Текстура их различная: то они очень плотные, микрокристаллические, то сильнокальцитизированные, пористые.

На р. Унье водорослевые известняки слагают значительную толщу (60 м) серпуховских отложений в районе Уньинской пещеры. Это темно-серые породы, имеющие массивный, брекчиевидный характер. Лишь при внимательном рассмотрении выявляется биогермная текстура пород, их характерная пятнистость. Под микроскопом видно, что они сложены микрокомковатым и перекристаллизованным кристаллическим кальцитом, позволяющим, однако, установить водорослевую природу этих известняков (табл. IX, 2). Часто встречаются также известняки строматолитоподобные, структура которых устанавливается под микроскопом (табл. IX, 1). Проблематичными

следует считать водорослевые (?) образования в верхневизейских отложениях рр. Кожима и Подчерема. На Кожиме толща этих пород мощностью не менее 20 м выступает на левом берегу реки, сразу же ниже устья руч. Нортничаёля, подстилая известняковые брекчии. Породы желтовато-серого цвета, сильнопористые, напоминающие по внешнему виду доломиты (табл. IX, 3). Однако химические анализы (табл. 4) показывают, что это практически чистые известняки (содержание доломита в них колеблется от 0 до 4%, нерастворимого остатка — менее 2 %). Такие же породы отмечены и на р. Подчереме, по левому берегу, выше устья М. Емеля.

Гидрактиноидные (палеоаплизиновые) известняки развиты в верхнемосковском подъярусе, в верхнем карбоне, особенно же характерны для ассельского яруса. Макроскопически они представляют собой массивные породы, не имеющие пластовой отдельности. Цвет их обычно светло- или желтовато-серый, реже — серый. На гряде Чернышева (рр. Шаръю, Заостренная) гидрактиноидные известняки непрочные и легко рассыпаются при ударе молотком. Порода состоит из пластинок палеоаплизин, но материал, слагающий эти пластины, сильно перекристаллизован (табл. IX, 4,5). Пластины гидроида имеют толщину от нескольких миллиметров до 3-4 и 10-20 см в длину. Расположение их прихотливое. Совокупность пластин создала сильнопористый, кавернозный известняк. Однако пространства между пластинами гидроида в настоящее время выполнены кристаллическим кальцитом. Изучены эти организмы очень слабо, и даже систематическая принадлежность их остается окончательно не установленной, хотя остатки этих организмов имеют большое породообразующее значение.

Гидрактиноидные известняки залегают в виде пластов, мощность которых равна обычно нескольким метрам, в редких случаях — 20-30 м. Контакты гидрактиноидкых известняков с подстилающими и покрывающими породами резкие. Тела этих пород имеют более или менее постоянную мощность, насколько это можно наблюдать в одном обнажении. Такой характер этих известняков позволяет считать их плоскими органогенными постройками-биостромами или биогермами небольшой мощности (Решения ..., 1968). Как известно, подобные образования считаются мелководными. Они палеогеографически образовывали подводные холмы, но последние в отличив от рифов не достигали уровня моря.

Фораминиферовые известняки распространены довольно широко, и встречаются во многих горизонтах начиная от верхневизейских и кончая нижнеартинскими отложениями. В верхнем визе и среднем карбоне эти породы не отличаются по внешнему виду от детритовых известняков, их характер чаще всего определяется под микроскопом. Однако в верхнем карбоне и нижней перми встречаются фузулинидовые известняки, которые четко определяются и в поле, так как раковинки фузулинид, особенно швагерин, псевдофузулин и парафузулин, достигают значительных размеров — до 1 см. Под микроскопом видно, что фораминиферовые известняки сложены раковинками

фораминифер, между которыми много различного детрита (табл. IX, 6). Весь этот материал сцементирован кристаллическим кальцитом.

По своему происхождению фораминиферовые известняки представляют собой осадки, где основная масса имеет биогенное происхождение. Кроме того, присутствует некоторое количество микрозернистого карбоната кальция и обломочков известняковых пород, т. е. хемогенного и обломочного материала. Судя по залеганию фораминиферовых известняков в виде прослоев мощностью 1-2 м среди других осадков, чаще всего детритовых известняков, можно заключить, что они также являются образованиями мелководья открытого моря. Заметим, что фузулинидовые известняки иногда образуют гнезда среди гидрактиноидных известняков. Размеры этих гнезд небольшие, обычно не более 1 м в поперечнике.

Хемогенные известняки. Эти породы имеют ограниченное распространение. Среди них можно выделить оолитовые и микрозернистые известняки.

Оолитовые известняки встречены в виде небольших прослоев (менее 1 м) в веневском горизонте р. Подчерема, нижнебашкирском подъярусе р. Шарью, а также некоторых других разрезах. Оолитовое строение известняков чаще всего заметно только под микроскопом. Размер оолитов колеблется от 0.1 до 1 мм, чаще всего он равен 0.3-0.4 мм. При этом сортировка их и тонкая слоистость, вызванная чередованием слойков с различными по величине оолитами, встречаются редко. Количество оолитов различное, местами они составляют почти целиком всю породу, в других случаях занимают меньшее место, чем цемент. Центрами оолитов являются комочки пелитоморфных известняков, а также различный детритовый материал — раковинки фораминифер, обломки иглокожих, обрывки водорослей. Форма оолитов неодинаковая, хотя чаще всего округлая или овальная. Она зависит нередко от формы ядра. Концентры в оолитах имеют различную толщину (доли миллиметра), количество их обычно невелико, чаще всего 4-5. Цемент в оолитовых известняках базальный (детритовый материал или кристаллический кальцит).

Относительно происхождения оолитовых известняков существует несколько гипотез (Твенховел, 1936; Маслов, 1955; Швецоэ. 1958, и др.). Американскими исследователями были проведены экспериментальные работы по искусственному получению известковых оолитов (Monaghan, Melba A. Lytle, 1956). Согласно авторам этих работ, оолиты могут образоваться химическим путем без влияния движения воды, а также за счет жизнедеятельности бактерий. "Чаще всего встречаются оолиты мелководных химических фаций со значительным движением водной среды" (Маслов, 1955, с. 159). Действительно, все оолитовые известняки, встреченные в нашем районе, тесно связаны с обломочными породами (гравелитами и известняковыми песчаниками). В оолитовых известняках встречаются мелкие обломки известняка, имеющего также оолитовую структуру. Очевидно, в этом случае более ранние осадки с оолитами были размыты, а обломки их затем уже осели среди

нового оолитового известкового материала. Подобные же случаи отмечены В.А. Чермных (1959) при описании оолитовых известняков р. Б. Шайтановки.

Все приведенные данные показывают, что рассмотренные оолиты образовались в условиях подвижности морской воды. Н.М. Страхов (Методы ..., 1957) считает, что накопление кальштовых оолигов проходит в прибрежной полосе, на глубинах от нуля до нескольких метров.

Микрозернистые известняки имеют весьма ограниченное распространение. К ним можно отнести лишь некоторые разности известняков из верхней части тарусско-стешевских отложений (р. Шарью), протвинского горизонта (р. Подчерем), некоторых горизонтов башкирского яруса и верхнего карбона (рр. Шарью, Заостренная, Подчерем и др.). По внешнему виду это светло-серые или коричневато-серые породы, очень плотные, с раковистым изломом. Под микроскопом видно, что они в основном сложены однородным микрозернистым кальцитом с размером зерен менее 0.01 мм. Иногда в небольшом количестве присутствует тонкий детритовый материал. По химическому составу микрозернистые известняки довольно чистые: количество нерастворимого остатка в них чаще всего менее 1%. Количество доломита обычно также невысокое, не более 1-2%. Однако в тех случаях, когда микрозернистые известняки залегают поблизости от доломитовых слоев, содержание доломита несколько повышается и достигает нескольких процентов в серпуховском надгоризонте. Фауна в микрозернистых известняках встречается исключительно редко. Наиболее характерной группой для этих пород являются остракоды, которые встречены во многих шлифах.

Микрозернистые известняки залегают в виде прослоев мощностью несколько метров среди различных пород. Чаще всего они ассоциируют с мелкообломочными и оолитовыми известняками и микро- или тонкозернистыми доломитами. Самые мощные прослои микрозернистых известняков встречены в протвинском горизонте р. Подчерема (в районе устья М. Емеля), где мощность их достигает 15 м. Такую же мощность имеют аналогичные породы в протвинском горизонте выше устья р. Оселка. Заметим, что в последнем случае микрозернистые известняки залегают среди доломитов. Характерна также связь этих известняков с мелкообломочными породами и оолитовыми известняками, что хорошо удается проследить в отложениях среднего и верхнего карбона на р. Шарью, в так называемом Главном каньоне (Елисеев, 1963, рис. 7).

Все эти признаки указывают на то, что микрозернистые известняки в рассматриваемой градации не являются образованиями глубоких зон морского бассейна, а приурочены к депрессиям, развитым на мелководье, или к тихим местам отмелей, защищенным от действия волн. Н.М. Страхов отмечает: "Если в разрезе наблюдаются слои и пятна пелитоморфных осадков, залегающих среди очень мелководных отложений, к тому же изобилующих следами небольших

внутриформационных размывов, то их уверенно можно отнести к образованиям мелководной зоны (Методы 1967, с. 406).

Доломиты. Доломиты встречаются в западной градации в различных по возрасту отложениях. Однако основная масса этих пород приурочена к тарусско-стешевским отложениям, где они в некоторых разрезах образуют толщи мощностью до 80 м. В среднем и верхнем карбоне развиты прослои доломитов по нескольку метров (лишь на руч. Нияшоре — 50 м), в нижнепермских отложениях эти породы не встречены.

Среди доломитов в рассматриваемой градации намечается несколько типов. По структуре среди них выделяются: микро-, тонко-, мелкозернистые и обломочные.

Микрозернистые доломиты встречены в виде небольших прослоев и линз мощностью до 1 м в веневских отложениях р. Подчерема (район устья М. Дроватницы) и в серпуховских отложениях на той же реке (район устья М. Емеля). Доломиты серые и землисто-серые, плотные, с фарфоровидным изломом, довольно однородные, равномернозернистые (табл. X, 1). В первом из указанных разрезов они залегают среди микрозернистых известняков, во втором — среди тонкозернистых доломитов. В этих же разрезах встречены микрозернистые доломиты с реликтовой структурой детритового известняка (табл. X, 2). Отметим также микрозернистые доломиты с органическими остатками, слабоглинистые. Прослой мощности: 20 см этих пород встречен в районе устья М. Дрова тницы. Подстилающими породами здесь являются глины (15 см), покрывающими — тонкозернистые доломиты. Рассматриваемые микрозернистые доломиты синевато-серые, с шероховатым изломом, с пустотами от выщелачивания фауны и жеодами кальцита (до 2 мм), участками слабо ожелезненные. Органические остатки слагают породу на 70-80%. Они представлены в основном обрывками водорослей, сложенными микрозернистым доломитом. Химический состав этих доломитов характеризуется увеличенным содержанием нерастворимого остатка — до 13.6% (табл. 4).

Тонкозернистые доломиты являются наиболее характерными для серпуховского надгоризонта визейского яруса, где преобладают среди других типов доломитов. Доломиты этого надгоризонта, как известно, широко распространены на площади. Они наблюдались нами во многих разрезах гряды Чернышева, западного склона Северного, Приполярного и Полярного Урала. Назовем лишь наиболее полные разрезы этой толщи: рр. Б. Сыня, Шарью, Подчерем и Унья. Тонкозернистые доломиты образуют толщи мощностью 50-70 м. Хотя обнаженность не позволяет детально выяснить характер разреза этих толщ, удается по крайней мере наблюдать, что кроме тонкозернистых доломитов здесь присутствуют и другие разности доломитовых пород (мелкозернистые и обломочные). Тонкозернистые доломиты встречаются изредка в виде небольших прослоев и среди отложений другого возраста.

Породы эти светло-серые, желтовато- и коричневато-серые, реже серые, или темно-серые. Они имеют песчаниковидный излом, часто непрочные, кавернозные. Каверны достигают 5 см в диаметре, а количество их иногда равно 10 шт. на 1 кв. м. Местами каверны выполнены белым крупнокристаллическим кальцитом. Во многих случаях эти доломиты обладают настолько высокой пористостью, что на выветрелой поверхности имеют губчатое строение. Под микроскопом обнаруживается однородная равномернозернистая структура доломитов, где размер зерна колеблется от 0.01 до 0.10 мм (табл. X, 3). Форма их различная, чаще всего округлая и многоугольная, реже — ромбическая. Зерна в некоторой степени замутнены, особенно в центральной части.

Особую разновидность тонкозернистых доломитов представляют доломиты, имеющие биогермную структуру (табл. X, 4). Они встречены в тарусско-стешевских отложениях р. Уньи (на левом берегу реки, в 3 км ниже устья р. Порожной). Здесь в толще мощностью 40 м среди равномернозернистых доломитов встречены прослои. (от 0.5 до 6 м) доломитов с биогермной структурой. Макроскопически они представляют собой массивные серые породы без характерного для доломитов песчаниковидного излома. В поле их легко можно принять за тонкозернистые известняки. По-видимому, их образование связано с жизнедеятельностью водорослей.

Нередко встречаются тонкозернистые доломиты с реликтовой структурой детритовых известняков (табл. X, 5). Химические анализы показывают, что в них содержится значительное количество известкового материала (до 10-20%). Характерным для таких доломитов является большое количество пор (до 0.5 мм) неправильно угловатой или округлой формы. Многие из них образованы вследствие растворения детритового материала, причем заметно, что основная часть его замещена доломитом. Высокое же содержание карбоната кальция в некоторых образцах этих пород объясняется присутствием эпигенетического кальцита, который выполняет поры и каверны. Заметим, что породы эти содержат весьма незначительное количество нерастворимого остатка.

Мелкозернистые доломиты встречаются в виде пластов и линз мощностью до 2 м среди тонкозернистых доломитов или образуют отдельные редкие пласты среди детритовых известняков в различных горизонтах среднего и верхнего карбона. Характерным для них является равномернозернистая структура, причем зерна доломита близки по своей форме к ромбической (табл. X, 6). Обычно такие доломиты обладают высокой пористостью. Количество известкового материала в мелкозернистых доломитах колеблется в широких пределах и может достигать 20-23% (табл. 4). Этот материал, как и в тонкозернистых доломитах, представлен в основном эпигенетическим кальцитом, но иногда — реликтовым детритовым материалом.

Мелкозернистые доломиты не всегда бывают равномернозернистыми; в породе присутствуют и более мелкие, и более крупные

зерна доломита, вследствие чего образуется разнозернистая структура.

Обломочные доломиты (доломитовые брекчии) встречаются редко. Они отмечены только в виде единичных прослоев небольшой мощности (максимум 3 м) среди тонкозернистых доломитов в разрезах серпуховского надгоризонта рр. Подчерема, Б. Сыни, Заостренной.

В заключение остановимся на вопросе о происхождении доломитов. Прежде всего отметим, что микрозернистые доломиты отличаются от других по своему происхождению. Их структура, имеющая иногда биогермный характер, говорит о том, что эти породы являются седиментационными, т.е. первично-осадочными. Связь микрозернистых доломитов с оолитовыми и мелкообломочными известняками указывает, что эти доломиты образовались во время значительного обмеления отдельных участков морского дна. Доломиты же с биогермной структурой, по-видимому, обязаны своим происхождением деятельности организмов, скорее всего водорослей.

Характер других типов доломитов указывает на процессы значительного замещения первичного известкового материала доломитом. Дело в том, что во многих этих породах сохранилась структура детритовых известняков. Замечено также, что в доломитах и доломитовых известняках встречается фауна, аналогичная фауне вмещающих известняков. Правда, фауна в доломитах встречается редко, так как, по-видимому, большая часть ее остатков растворена во время доломитизации. Особенно это касается раковинок фораминифер.

Доломиты в одном обнажении залегают обычно в виде выдержанных по мощности пластов (чаще всего в несколько метров). Но при сопоставлении нескольких обнажений даже на одной и той же реке (например, на Шаръю) видно, что толщи доломитов имеют резко непостоянную мощность. От разреза к разрезу меняется и характер доломитов: в одних случаях горизонт сложен почти чистыми разностями, в других — тот же горизонт представлен доломитовыми известняками.

О форме доломитовых тел позволяет судить разрез веневского горизонта р. Лёк-Нядейты (северная часть гряды Чернышева). Здесь видно, что доломиты залегают в виде длинных (около 150 м) узких линз мощностью 2-3 м. Форма линз неправильная; часто образуются ответвления, иногда значительные по своей протяженности. Данные доломитовые породы залегают среди криноидно-детритовых известняков. Кстати, замечено и в других разрезах, что доломитовые прослои часто приурочены к криноидным крупнодетритовым известнякам. Здесь удается проследить, как по простиранию меняется облик породы: криноидный известняк переходит в слабодоломитовый, а затем в сильнодоломитовый известняк и почти чистый доломит. Химические анализы показывают, что в чистых криноидных известняках MgO содержится только 0.79-1.27%, через 5 м по простиранию его содержание увеличивается до 9-11%,

а еще через 10 м — до 11-16%. Характерно также, что порода даже на близлежащих участках линзы имеет непостоянный состав.

Контакт доломитов с известняками обычно неровный и нерезкий. На контакте всегда существует промежуточная зона обычно мощностью 0.5-1 м, где доломитизация проявилась очень слабо, а известняк местами остается совершенно чистым. Такой характер имеют контакты и во всех других наблюдаемых случаях: между доломитами и известняками всегда существует зона доломитовых и слабодоломитовых известняков.

Отмеченные выше особенности доломитовых пород: форма залегания доломитовых тел, изменчивость степени доломитизации, явные следы метасоматоза доломита по кальциту, отсутствие в доломитовых породах своего собственного биоценоза, а также приуроченность их к определенным стратиграфическим горизонтам — все это признаки седиментационно-диагенетических доломитов по классификации Н.М. Страхова (1956). Согласно концепции Н.М. Страхова, "формирование метасоматических доломитов в палеозое протекало в две стадии: в седиментационную стадию доломит формировался как минерал, осажденный из воды бассейна, в диагенегическую — он образовывал современные формы нахождения (пятна, линзы, штоки), и известково-доломитовая порода приобретала свой петрографический облик пятнистого доломита" (с. 21). По мнению многих исследователей (Хворова, 1958; Hatch, Rastall, 1952), основная масса седиментационно-диагенетических доломитов образовалась в стадию раннего диагенеза.

Происхождение доломитовых пород в значительной мере обязано условиям осадконакопления, т.е. образование их зависело от первичной садки доломита. Очевидно, в нашем случае такими условиями являлись значительное мелководье и сухой жаркий климат, что приводило к повышению солености и последующей садке доломита. Вполне вероятно, что доломит осаждался вместе с биогенным и хемогенным кальцитом и, может быть, не постоянно, а лишь в некоторые периоды. Там, где доломитовые породы более или менее однородны, преобладало осаждение доломита. Там же, где доломитизация проявилась слабо, преобладало накопление известкового материала.

Спонголиты и спикуловые известняки. Эти породы, тесно связанные постепенными переходами, весьма характерны для глинисто-кремнисто-известняковой (шугорской) градации. Однако они встречены и в верхней части доломитово-кремнисто-известняковой (шаръюской) градации (сакмарских и артинских отложениях р. Б. Сыни и др.). В большинстве случаев эти породы имеют вид алевритистых или доломитовых известняков, за которые нередко и принимаются в поле. В разрезе Нижних ворот р. Щугора это обычно темно-серые, тонкозернистые породы, образующие прослои по нескольку десятков сантиметров. В случае, когда спикулы замещены кальцитом, порода имеет состав известняка (табл. XI, 1). Тесно перемежаясь с известняками, встречаются и спонголиты. В одних

случаях они почти нацело сложены кремнистыми спикулами губок (табл. XI, 2), в других — встречается не только спикуловый, но и более разнообразный известковый детрит. Содержание доломитово-известкового материала может быть различным. Встречаются и глинистые спонголиты, особенно в разрезе Нижних ворот р. Шугора. Характерно, что в таких спонголитах часто наблюдаются ходы червей.

Кремнистые образования. Кремнистые образования являются характерными спутниками карбонатных пород доломитово-кремнисто-известняковой градации и встречаются по всему ее разрезу. Однако распространены они неравномерно и не играют большой роли в строении сколько-нибудь мощных толщ. Морфологически эти кремни разнообразны, что объясняется прежде всего приуроченностью их к различным типам пород. В зависимости от текстурных особенностей последних и количества кремнистого материала здесь выделяются желваки, линзы, и пласты (табл. XI, 3); меньшую роль играют различные неправильной формы участки окремнения и псевдоморфозы по органическим остаткам. Описание этого типа кремней дано ранее автором (Елисеев, 1960а, 1963). Одним из основных источников кремнезема были, по-видимому, остатки кремневых организмов. Заметим, что кальцитизированные спикулы губок (правда, в незначительном количестве) встречаются во вмещающих известняках.

Источником же материала для организмов, обладающих кремнистым скелетом, был скорее всего кремнезем, поступавший с пенепленизированной суши. Вряд ли следует связывать данный источник с вулканической деятельностью. Об этом хорошо сказано в статье Г.А. Смирнова и др. (1969): "Наличие кремней в известняковых толщах западного склона Урала некоторые авторы пытаются связывать с активной вулканической деятельностью на восточном склоне. Такая гипотеза легко уязвима. Толщи известняков среднего карбона, широко распространенные по западному склону Урала, часто содержат большое количество кремней, а на восточном склоне в это время вулканической деятельности уже не было, поскольку последние крайне редкие ее проявления в разрезах палеозойских толщ этого региона фиксируются в позднем визе или раннем намюре"(с. 122).

Время образования кремней соответствует диагенезу. Об этом говорят такие факты, как приуроченность кремней к определенным стратиграфическим горизонтам независимо от тектонической структуры, залегание их согласно напластованию пород, огибание кремней. как сверху, так и снизу слоистостью вмещающих пород, реликтовая структура кремней и т.д. Однако образование кремней шло в различные стадии диагенеза. По-видимому, черные кремни образовались раньше, чем светло-серые. Так, нередко наблюдаются случаи, когда желваки черных кремней находятся внутри светло-серых, более крупных по размерам. Слоистость в известняках обычно "обтекает" черные кремни, но "проходит насквозь" светло-серые.

Характер взаимоотношений кремней и доломитов также различен. В одних случаях кремни образовались после доломитизации. Это отмечал ранее автор (Елисеев, 1963, с. 143) вслед за другими исследователями (Хворова, 1958; Hatch, Rastall, 1952). Новый фактический материал показывает, что не менее часто встречаются и обратные взаимоотношения: окремнение пород предшествует их доломитизации. Об этом красноречиво говорят следующие факты. В некоторых доломитах не сохранилось никаких остатков живых организмов, а в находящихся среди них желваках кремня прекрасно видны остатки фораминифер и другой фауны. Если бы в этом случае доломитизация прошла раньше, то скелетные остатки были бы замещены и не могли бы так хорошо сохраниться в кремнях. По-видимому, как окремнение, так и доломитизация могут происходить на различных стадиях диагенеза, поэтому соотношения между ними могут быть различными.

Терригенно-карбонатные породы (мергели). Наиболее широко эти породы развиты в разрезе Нижних ворот р. Щугора. Здесь, особенно в верхнем карбоне, часто встречаются известняки сильноглинистые, алевритистые и доломитовые. В таких известняках среднее содержание нерастворимого остатка достигает 42-43 %, доломита - 9-10% (табл. 4). В поле они выглядят, как тонкоплитчатые, глинистые известняки, образующие прослои по нескольку десятков сантиметров. Наблюдаются и типичные доломитово-известняковые мергели, где содержание известкового материала равно 40-45%, доломита — 15-20, нерастворимого остатка 40-45%. При большем содержании нерастворимого остатка породы переходят в известково-доломитовые аргиллиты. Обычно все эти породы образуют небольшие прослои и имеют тонкоплитчатую текстуру.

Строение формации

По своему строению калейдовая верхневизейско-нижнеартинская формация имеет много общего с аналогичной формацией среднефранско-турнейского возраста. Здесь в направлении с запада на восток также выделяются три градации: доломитово-кремнисто-известняковая — шарьюская, глинисто-кремнисто-известняковая — щугорская и известняковая — кожимская. Соотношение типов разрезов и градаций показано в табл. 5.

Шарьюская градация. Шарьюская градация соответствует западной части формации. Она объединяет верхневизейско-нижнеартинские отложения, средняя суммарная мощность которых составляет 800м, В строении ее принимают участие разнообразные карбонатные породы. В первую очередь необходимо отметить большое количество детритовых известняков, особенна водорослево-детритовых (в среднем карбоне) и мшанково-детриговых (в верхнем карбоне и нижней перми). Значительную роль играют Также гидрактиноидные известняки, образующие биогермы небольшой мощности. Другие известняковые

породы встречаются реже — это брекчии, конгломераты и гравелиты, фораминиферовые и водорослевые известняки, оолитовые и микрозернистые известняки. Доломитовые породы довольно разнообразны, но в основном микрозернистые и тонкозернистые. Отметим также большое количество кремнистых образований во многих карбонатных породах этой градации. В верхней части градации встречаются спонголиты.

Породные ассоциации. Рассмотренные выше породы образуют несколько элементарных породных ассоциаций. В стратиграфическом порядке среди них выделяются следующие главные ассоциации: 1) доломитов и детритовых известняков (веневские и тарусско-стешевские отложения); 2) детритовых и биоморфно-детритовых брахиоподовых известняков (протвинские отложения); 3) водорослево-детритовых известняков с кремнями (башкирские и нижнемосковские отложения); 4) мшанково- и криноидно-детритовых известняков с кремнями и биогермных гидрактиноидных известняков (верхнемосковско-ассельские отложения); 5) мшанково-детритовых известняков и спонголитов (сакмарские и нижнеартинские отложения). Кроме того, выделяются две локально развитые ассоциации, тесно связанные с первой, но отличающиеся от нее появлением в разрезе некоторых других пород. Это ассоциация доломитов, известняковых брекчий и биогермно-водорослевых известняков (тарусско-стешевские отложения) и ассоциация доломитов, детритовых известняков, известняковых конгломератов и глин (веневские отложения).

Ассоциация доломитов и детритовых известняков образует основание доломитово-известняковой градации. Ее можно наблюдать во многих разрезах веневского горизонта шарьюского типа (рр. Шарью, Заостренная, Изрузьшор, Лёк-Нядейта, Шер-Нядейта, среднее течение рр. Подчерема, Илыча, Уньи) и тарусского+стешевского горизонтов шарьюского типа (рр. Подчерем, Югыд-Вуктыл, Унья). Изучение всех названных разрезов, расположенных на значительной территории, показывает, что ассоциация доломитов и известняков довольно изменчива. В одних случаях в разрезах преобладают доломиты, в других — известняки. Приведем некоторые примеры. Так, в районе устья М. Емеля на р. Подчереме тарусско-стешевские отложения (80 м) практически нацело сложены доломитами. Ниже по реке, также на правом берегу, в 2 км выше устья р. Оселка, разрез тарусско-стешевских отложений, имеющих мощность 110 м, несколько иной. В нижней части толща сложена доломитами, в верхней же части среди доломитов появляются значительные прослои микрозернистых коричневато-серых известняков с кремнями. Отмечено два таких прослоя, нижний из которых имеет мощность 15, верхний — 30 м.

Еще ниже по р. Подчерему, к западу от указанных выше разрезов, значительная толща доломитов наблюдается сразу же ниже устья р. М. Дроватницы. Доломиты здесь характерны для верхней части веневского горизонта, но особенно для тарусско-стешевских

Таблица 5

Соотношение типов разрезов и градаций калейдовой верхневизейско-нижнеартинской формации

Ярус, подъярус, горизонт	Шаръюская градация		Щугорская градация	Кожимская градация
Нижнеартинский	Известняковый (шаръюский)	Кремнисто-известняковый (сынинский)		
Сакмарский	Известняковый (саръюгинский)	То же	Глинисто-известняковый (шеркыртинский)	Известняковый биогермный (кожимский)
Ассельский	Известняковый (шаръюский)		То же	То же
Оренбургский	То же		Глинисто-кремнисто-известняковый (щугорский)	Известняковый биогермный (оселокский)
Гжельский	- „ -		То же	Известняковый биогермный (косьюский)
Верхнемосковский	- „ -		- „ -	То же
Нижнемосковский	Доломитово-известняковый (нияшорский)	Известняковый (шаръюский)	- „ -	Известняковый брекчиевый (кожимский)
Башкирский	Известняковый (шаръюский)		?	То же
Протвинский	То же		?	Известняковый биогермный (уньинский)
Тарусско-стешевский	Известняково-доломитовый (шаръюский)		Кремнисто-глинисто-известняковый (изъяюский)	То же
Веневский	Доломитово-известняковый (шаръюский)	Доломитово-брекчиево-известняковый (изъяюский)	?	Известняковый (уньинский)

отложений. Мощность пачки доломитов около 70 м, а общая мощность ассоциации доломитов и известняков более 100 м. В нижней части ассоциации доломиты с реликтовой структурой детритовых известняков переслаиваются с детритовыми известняками. Во многих разрезах гряды Чернышева веневский горизонт сложен известняками и доломитами, но основную роль играют здесь известняки. Так, при общей мощности горизонта в 50-90 м доломиты занимают 20-30 м (Елисеев. 1963).

Приведенная даже краткая характеристика ассоциации доломитов и известняков показывает значительную степень изменчивости ее разреза, а приурочена она к одному и тому же времени — веневско-тарусско-стешевскому. Этот факт, пожалуй, является наиболее убедительным доказательством того, что доломиты описанной ассоциации являются седиментационно-диагенетическими. Заметим, что сходная ассоциация пород наблюдается в нижнемосковских отложениях на руч. Нияшоре (притоке Подчерема).

Ассоциация доломитов, известняковых брекчий и биогермно-водорослевых- известняков отмечена в разрезах тарусско-стешевских отложений шаръюского типа на гряде Чернышева(рр.Шаръю,Б.Сыня,Кымбажъю, Еджыдъю, Заостренная, Уса, Харута).

Основная особенность этих разрезов — наличие внутрипластовых брекчий и сильная доломитизация пород. Литологическое строение данной толщи не остается постоянным: в одних разрезах наблюдается преобладание доломитов, в других — известняковых брекчий. В Верхних воротах р. Б. Сыни выходит толща доломитов с подчиненными прослоями доломитовых известняков. Доломиты тонкозернистые, желтовато- И коричневато-серые, часто неоднородные по окраске, составу и структуре. В них видны многочисленные жеоды крупнокристаллического кальцита. В верхней части толщи встречаются желваки кремня размером 5-10 см. Наблюдаются доломитовые брекчии с неясно выраженной текстурой. Известняковые же брекчии в этом разрезе не встречены, по-видимому, из-за плохой обнаженности. В других разрезах на Б. Сыне (например, в районе Сгорылокырта) эти породы удалось наблюдать. Таким образом, для разрезов р. Б. Сыни больше характерна доломитизация пород и меньше — образование известняковых брекчий. Мощность этой толщи на Б. Сыне равна 70-75 М.

На р. Шаръю тарусско-стешевские отложения обнажены довольно полно, отделяясь от веневского горизонта промежутком в 10-20 м. Здесь развиты доломиты, доломитовые известняки, биогермные, водорослевые известняки и внутрипластовые известняковые брекчии. Даже на небольшом расстоянии разрезы значительно отличаются друг от друга. В верхних (по реке) выходах преобладают доломиты и биогермные водорослевые известняки, а брекчии встречаются в виде мелких гнезд. В нижних выходах, наоборот, значительную роль играют внутрипластовые известняковые брекчии, а доломитизация выражена слабо. Обломки в брекчиях по составу

аналогичны вмещающими известнякам. Сложены они светло-серыми микрозернистыми известняками, цемент — кристаллический кальцит. Брекчии встречаются в виде гнезд различного размера. Мощность этих отложений на р. Шаръю равна 75-85 м.

Ассоциация доломитов, детритовых известняков, известняковых конгломератов и глин встречена лишь в одном разрезе — веневском горизонте р. Подчерема, в районе устья р. М. Дроватницы. Ассоциация характерна частым переслаиванием пород, поэтому целесообразно привести ее разрез (рис. 6, а, см. вкл.). Весьма распространенными здесь являются микрозернистые доломиты, имеющие седиментационное происхождение. Тесная их связь с известняковыми конгломератами, пестроцветными глинами, оолитовыми известняками указывает на то, что породы образовались на мелководье, в условиях сухого жаркого климата.

Ассоциация детритовых и биоморфно-детритовых брахиоподовых известняков характерна для протвинского горизонта северной части гряды Чернышева, а также некоторых районов Приполярного и Северного Урала (рр. Унья, М. Печора).

Во всех разрезах эти отложения представлены характерными светло-серыми известняками с массивной отдельностью, с большим количеством стриатифер. Во многих разрезах, особенно это хорошо видно на р. Шаръю, стриатиферы образуют банки мощностью 3-4, чаще 0.3-0.5 м. Детритовый материал в этих известняках представлен в основном остатками брахиопод, однако значительную роль играют также остатки водорослей, особенно унгдарелл. Обилие стриатифер является хорошим маркирующим признаком. Весьма характерным является и очень светлый цвет пород, часто они почти белые. Такие породы в большой массе характерны только для этого горизонта. Мощность ассоциации достигает 100 м.

Ассоциация водорослево-детритовых известняков с кремнями по стратиграфическому объему соответствует башкирским и нижнемосковским отложениям. Она широко развита на территории гряды Чернышева, западном склоне Северного, Приполярного и Полярного Урала. Назовем лишь самые полные разрезы, где удается наблюдать эту ассоциацию: рр. Шаръю, Б. Сыня, Подчерем, Илыч, Б. Шежим, Унья.

Наглядное представление о строении ассоциации можно получить по разрезу в Главном каньоне р. Шаръю (Елисеев, 1963, рис. 8), где практически обнажены все слои от протвинского горизонта до верхнемосковского подъяруса. Мощность рассматриваемой ассоциации в этом разрезе равна 135 м. На западном склоне Северного Урала она увеличивается до 200-230 м.

В рассматриваемой ассоциации водорослево-детритовые известняки занимают сосновное место, образуя прослои до 10 м мощностью. Весьма характерными в них являются кремнистые образова-

ния, залегающие в виде пластов, линз и желваков. Линзы и пласты кремней достигают 40-50, иногда 60-70 см. Характерно, что все кремнистые образования имеют реликтовую структуру: они образовались за счет окремнения водорослево-детритовых известняков. Кремни встречаются по всему разрезу, количество их довольно значительное. Однако в объемном выражении по отношению ко всей толще пород они составляют всего лишь несколько процентов. В нижнебашкирском подъярусе встречены мелкообломочные и оолитовые известняки, а в верхнебашкирском подъярусе — известняковые конгломераты. Прослои всех этих пород незначительны, не более 1-1.5 м.

На рр. Унье и Илыче в башкирских и нижнемосковских отложениях неоднократно встречаются доломиты, хотя большой роли в строении ассоциации они не играют (прослои 2-3 м). На руч. Нияшоре (притоке Подчерема) доломиты раннемосковского возраста достигают мощности 50 м и образуют ассоциацию доломитов и известняков.

Ассоциация мшанково- и криноидно-детритовых известняков с кремнями и биогермных гидрактиноидных известняков составляет значительную часть доломитово-известняковой градации. По возрасту она объединяет верхнемосковские, гжельские, оренбургские и ассельские отложения в разрезах шаръюского типа. Наиболее полные разрезы этой ассоциации можно наблюдать на рр. Шаръю, Заостренной, Подчереме, Илыче, Унье. Заметим сразу, что мощность ассоциации этих пород значительно меняется. Так, если в южной части гряды Чернышева (р. Шаръю) она равна 125-135 м, то к северу происходит значительное уменьшение мощности, вплоть до полного выпадения этих отложений из разрезов на самом севере гряды. На западном склоне Северного и Приполярного Урала мощность отложений этой ассоциации, наоборот, увеличивается, достигая 250-360 м.

Самыми распространенными породами в этой ассоциации являются криноидно-детритовые и особенно мшанково-детритовые известняки, часто содержащие большое количество кремней. Второе место занимают гидрактиноидные биогермные известняки, особенно в верхней части ассоциации, т.е. в ассельских отложениях. Во многих разрезах встречены прослои доломитов, в некоторых — прослои коралловых известняков.

Наглядное представление о строении этой ассоциации дает разрез на р. Шаръю. Заметим, что это наиболее полный разрез верхнего карбона не только на гряде Чернышева, но и вообще на западном склоне севера Урала (Елисеев, 1963, рис. 9). Здесь преобладают желтовато- и светло-серые известняки, криноидно- и мшанково-детритовые. Они образуют прослои до 10 м. Неоднократно встречаются пласты гидрактиноидных известняков, имеющие мощность 2-5 м. Верхняя же часть разреза полностью сложена гидрактаноидными светло-серыми известняками, где их мощность равна 30 м. Отметим также прослои микродетритовых, землисто-серых или сизовато-серых известняков (4-6 м), в которых встречаются

кальцитизированные спикулы губок. В детритовых известняках содержится большое количество кремнистых образований в виде желваков (10-15 см) или небольших линз (мощность 10-15 см, длина до-1 м). Характерно, что в гидрактиноидных известняках, как правило, кремни не встречаются. Общая мощность отложений этой ассоциации на р. Шарью составляет 125 м.

Несколько отличается от описанного разрез верхнемосковских и верхнекаменноугольных отложений на западном склоне Северного Урала. Остановимся для примера на разрезе "Бузгальский камень" (р. Унья), который подробно описан в статье Н.В. Калашникова и З.П. Михайловой (1971). Для него характерна, во-первых, более значительная мощность отложений, достигающая 300 м. Судить более точно о мощности нет данных, так как в разрезе большие промежутки не обнажены. Несколько отличается и характер пород. Неоднократно по всему разрезу встречаются прослои и линзы мелко- и тонкозернистых желтовато-серых доломитов (до 5-6 м). Характерны также довольно частые пласты гидрактиноидных биогермных известняков небольшой мощности, обычно не более 6-7 м. Здесь они встречаются более или менее равномерно в мячковских, гжельских и оренбургских отложениях. В ассельском же ярусе главную роль играют детритовые известняки с кремнями. Количество кремнистых образований здесь несомненно большее, нежели в разрезе р. Шарью. Встречены не только желваки или небольшие линзы, но и пласты кремня мощностью 0.3-0.5 м. Отдельные интервалы разреза (до 2-3 м) представлены известняками, почти нацело окремненными.

Ассоциация мшанково-детритовых известняков и спонголитов в типичном выражении представлена на р. Б. Сыне и охватывает сакмарские и артинские отложения. Кроме того, подобные отложения встречены в артинском ярусе на рр. Подчереме, Изъяю, Войпемданью и других местах. Однако во всех разрезах, кроме р. Б. Сыни, эти отложения слабо обнажены.

На Б. Сыне значительную роль в строении ассоциации пород, имеющей мощность около 200 м, играют спикуловые известняки и спонголиты. Среди детритовых известняков много желваков, линз и пластов кремня. Линзы и пласты кремня имеют мощность 10-15, а известняков — 15-30 см. В результате такого переслаивания кремни составляют местами не менее половины всей массы пород. Детритовые известняки содержат богатую фауну брахиопод и мшанок.

На рр. Подчереме и притоках Югыд-Вуктыла верхняя часть сакмарского яруса и нижнеартинские отложения представлены коричневато- и темно-серыми мшанково-детритовыми известняками с большим количеством кремнистых образований в виде линз и желваков. Линзы кремня имеют мощность от 10 до 30 см. Они встречаются в среднем через 30-50 см разреза, т.е. примерно одна треть разреза сложена кремнистыми образованиями. Кремни имеют

явно вторичное происхождение, так как в них всегда прекрасно видна реликтовая структура мшанковых известняков. В верхней части сакмарского яруса и нижнеартинских отложениях большое место занимают спикуловые известняки и спонголиты, похожие на те, что в разрезе р. Б. Сыни.

Щугорская градация. Щугорская градация по набору пород имеет много общего с вангырской градацией среднефранско-турнейского возраста. Однако она распространена гораздо меньше. Типичным примером этой градации являются отложения московского яруса и верхнего карбона в Нижних воротах р. Щугора. Своеобразие этого разреза было еще ранее подчеркнуто В.А. Чермных и др. (1970). К этой же градации относятся условно считаемые верхним карбоном-нижней пермью отложения на р. Вангыре и оренбургские (?) отложения на р. Кожиме (Елисеев, 1973), а также тарусско-стешевские отложения на р. Изъяю (Елисеев, 1963). Суммарная мощность глинисто-кремнисто-известковой градации достигает 400-450 м.

Развитые в этой градации породы образуют две породные ассоциации: известняков, кремней и смешанных терригенно—карбонатных пород; известняков, мергелей и аргиллитов.

Ассоциация известняков, кремней и смешанных терригенно—карбонатных пород в наиболее типичном выражении представлена в Нижних воротах р. Щугора, объединяя московские, гжельские и оренбургские отложения общей мощностью около 200 м. За основу при стратиграфическом расчленении этого разреза нами принята схема В.А. Чермных с соавторами (1970). Литологическое изучение разреза этих отложений показывает, что они сложены часто переслаивающимися известняками, кремнистыми и смешанными терригенно-карбонатными породами. Однако характер этого переслаивания не остается одинаковым. В одних частях разреза (рис. 6, в) оно частое и довольно ритмичное, особенно в верхнемосковском подъярусе; в других нет такой четкости, и в разрезе преобладает тот или иной тип породы. Так, в нижнемосковском подъярусе встречаются пачки мощностью до 12 м, представленные известняками с кремнистыми образованиями, но без терригенных пород. В оренбургском ярусе, наоборот, почти нет чистых известняков: здесь переслаиваются сильноалевритистые известняки с кремнистыми пластами,

На рис. 6, б показан пример ритмичного переслаивания пород в верхнемосковском подъярусе. Необходимо, однако, иметь в виду, что ритмичность описанных пород является в значительной степени диагенетическим образованием, как уже было отмечено ранее (Смирнов, Федорова, 1959). В нижней части гжельского яруса переслаиваются серые и темно-серые известняки с аргиллитами и кремнями, но по сравнению с верхнемосковскими отложениями количество кремней заметно уменьшается. В оренбургском ярусе ассоциация Снова испытывает некоторые изменения. Здесь толща (около 40 м) представлена преимущественно мелкодетритовыми известняками с

прослоями кремней. Известняки темно-серого цвета, обычно сильноалевритистые (содержание кварцевых зерен достигает 30-35 %). Они образуют прослои по 40-60 см. Равномерно переслаиваясь с ними, кремни имеют мощность прослоев 20-30 см, составляя не менее 30% всей толщи.

Таким образом, рассмотренная ассоциация пород напоминает подобную ассоциацию из верхнедевонско-турнейских отложений (разрезы вангырского типа). Другие разрезы относятся к этой ассоциации несколько условно. На р. Вангыре выше московских отложений наблюдается толща известняков с прослоями кремней и алевритисто-глинистых пород, предположительно относимая к верхнему карбону. Известняки чаще светло- или коричневато-серые, микродетритовые. Здесь не наблюдается такого тонкого переслаивания пород, как это отмечалось в Нижних воротах р. Щугора. Прослои известняков равны обычно нескольким метрам, аргиллиты также имеют более значительную мощность — до 1 м. Кремни встречаются редко в виде маломощных линз (5-7 см) или мелких желваков в известняках. Мощность ассоциации перечисленных пород составляет на р. Вангыре несколько десятков метров.

К данной же ассоциации мы относим оренбургские (?) отложения на р. Кожиме. Здесь пачка этих пород имеет мощность всего 10 м (Елисеев, 1973). Преобладают в разрезе аргиллиты темно-серые, почти черные, сильноизвестковые. Они переслаиваются с несколько более массивными, слабоалевритистыми известково-глинистыми породами. Прослои тех и других имеют мощность от 10 до 30 см. Встречаются редкие прослои (10-15 см) детритовых известняков, почти нацело окремненных.

Наконец, отметим еще один разрез, близкий к указанной ассоциации. Это разрез тарусско-стешевских отложений на р. Изъяю (Елисеев, 1963), где главную роль играют мергели и известняковые брекчии. Прослои аргиллитов и кремней имеют мощность всего лишь несколько сантиметров. Однако характерно их частое переслаивание, как и во всех других случаях в этой градации.

Ассоциация известняков, мергелей и аргиллитов, выделенная по данным В. П. Горского(1964), Н.Н. Кузькоковой и др. (1976), охватывает ассельские и сакмарские отложения в разрезах шеркыртинского типа. Она представлена черными, зеленовато-серыми и коричневыми глинистыми известняками, переслаивающимися с мергелями и аргиллитами. Мощность отложений около 50 м.

Ассоциация этих пород значительно отличается от предыдущей и к щугорской градации отнесена с большой долей условности. Она похожа на отложения сезымской свиты или мергелистого горизонта, широко развитого в более северных районах. Сезымскую свиту А.В. Македонов (1965) выделяет в самостоятельную, терригенно-карбонатную формацию. По-видимому, скорее она является особой градацией калейдовой формации. Однако требуются специальные исследования, чтобы выяснить ее формационную принадлежность.

Кожимская градация. Эта градация занимает крайнее восточное положение в калейдовой верхневизейско-нижнеартинской формации. Для нее характерны биогермные водорослевые известняки (в верхней части визейского яруса), известняковые брекчии (верхи визе-средний карбон) и биогермные гидрактиноидные известняки (верхи среднего карбона-низы перми). Отличием от западной (шаръюской) градации является широкое развитие грубообломочных известняковых брекчий, отсутствие доломитовых пород и кремнистых образований. Общая мощность всех указанных отложений составляет 700-900 м.

Породные ассоциации. В известняковой градации выделяются в стратиграфическом порядке следующие породные ассоциации: биоморфных и детритовых водорослевых известняков, известняковых брекчий и биоморфных гидрактиноидных и полидетритовых известняков.

Ассоциация биоморфныд и детритовых водорослевых известняков, охватывающая тарусско-стешевские и протвинские отложения, встречена в немногих разрезах. В типичном выражении она представлена на р. Унье, в районе Унъинской пещеры. Стратиграфическое описание этого разреза дано Н.В. Калашниковым (1970). Им же были отмечены строматолитовые водорослевые образования в этих отложениях. По нашим данным, вся верхняя часть тарусско-стешевских отложений и протвинский горизонт сложены водорослевыми известняками, которые имеют не только строматолитовый, но и другой характер. Толща водорослевых известняков (60-70 м) подстилается мелкодетритовыми известняками с раковинами стриатифер и других брахиопод. К сожалению, вышележащие отложения не обнажены, поэтому не удается выяснить характер перехода ассоциации водорослевых известняков в покрывающие их отложения. Переслаивание водорослевых биогермных известняков с детритовыми показывает, что здесь мы имеем серию небольших биогермов мощностью 8-10 м. Толща биогермных известняков (30 м), условно относимых к водорослевым, встречена в тарусско-стешевских отложениях на р. Кожиме.

Ассоциация известняковых брекчий играет большую роль в строении восточной известняковой градации. Мощность ее достигает 250-300 м, причем развита она на значительной территории — от р. Б. Инты ра севере до р. Б. Шайтановки на юге. Учитывая, что происхождение известняковых брекчий вызывает много различных гипотез, остановимся на характеристике этой ассоциации более подробно. Поскольку в предыдущем разделе дано описание различных типов брекчий, то при описании ассоциации остановимся на особенностях брекчий в конкретных разрезах, на взаимоотношениях брекчий с другими породами, начав такой обзор с севера.

На р. Инте (Елисеев, 1970) брекчии приурочены к верхневизейским и башкирским отложениям. При этом наблюдается переслаивание обычных детритовых известняков с прослоями брекчий, мощ-

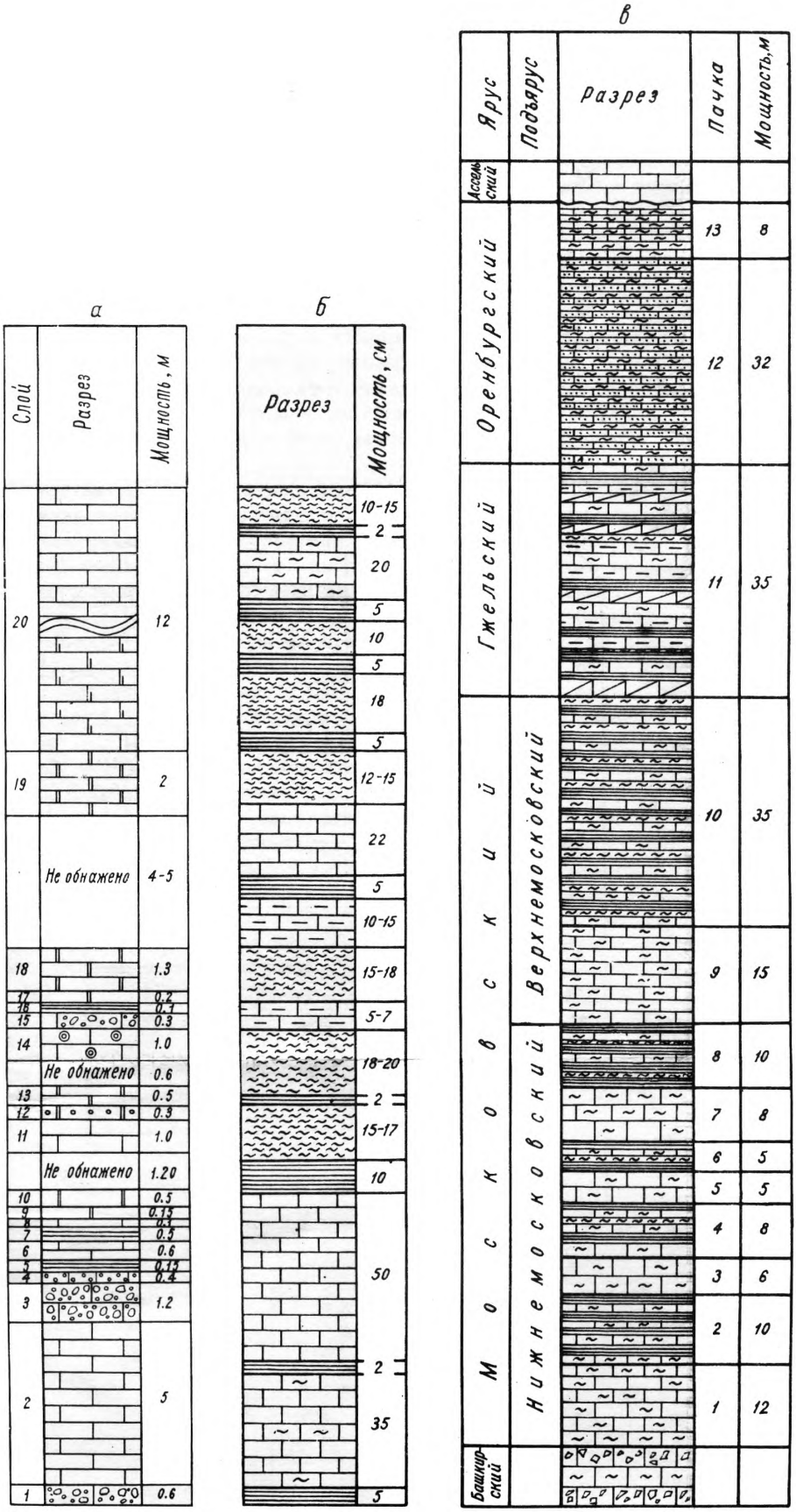


Рис. 6. Разрезы веневского горизонта на р. М. Дроватнице (а), московско-оренбургских отложений в Нижних ворогах р. Щугора (в) и характер переслаивания пород верхнемосковского подъяруса в том же разрезе (б). Условные обозначения см. на рис. 2.

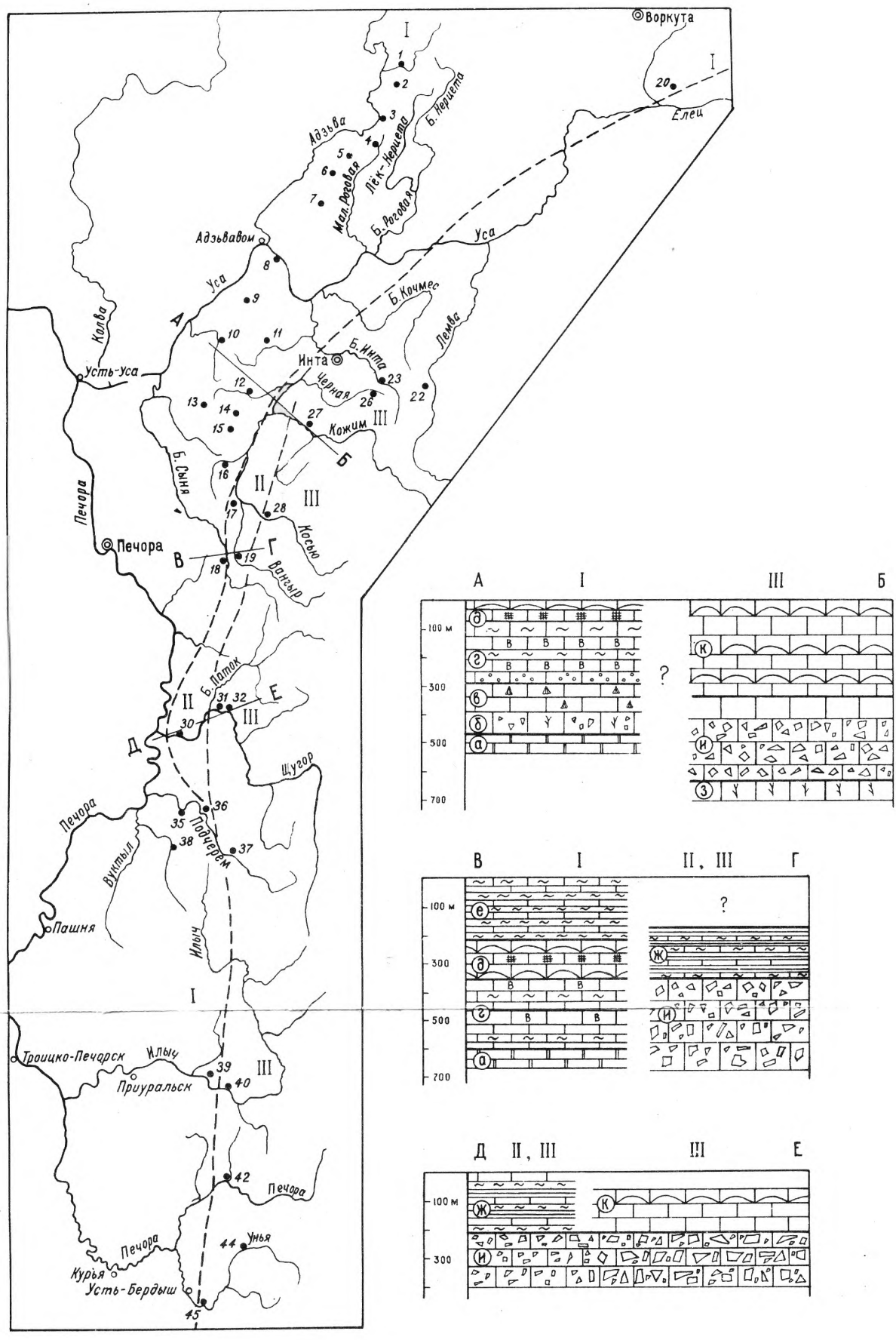


Рис. 7. Схема распространения и строения калейдовой верхневизейско-нижнеартинской формации.

Градации: I — доломитово-кремнисго-известняковая (шарьюская), II — глинисто-кремнисто-известняковая (щугорская), III — известняковая (кожимская). Породные ассоциации: а — доломитов и детритовых известняков, б — доломитов, известняковых брекчий и биогермно-водорослевых известняков, в — детритовых и биоморфно-детритовых брахиоподовых известняков, г — водорослево-детритовых известняков с кремнями, д — мшанково- и криноидно-детритовых известняков с кремнями и биогермных гидрактиноидных известняков, е - мшанково-детритовых известняков и спонголитов, ж — известняков, кремней и смешанных терригенно-карбонатных пород, з — биоморфных и детритовых водорослевых известняков, и — известняковых брекчий, и — биоморфных гидрактиноидных и полидетритовых известняков. Остальные условные обозначения см. на рис. 2.

ность которых достигает 13 м. Общая же мощность толщи известняков с брекчиями примерно 80 м. Размер обломков невелик — не более 15-20 см. Это типичные пластовые брекчии. В обломках найдены фораминиферы, комплекс которых аналогичен комплексу фораминифер из цемента и вмещающих пород.

На р. Кожиме находится один из лучших разрезов известняковых брекчий карбона Печорского Урала, где толща известняковых брекчий имеет мощность не. менее 200 м. Здесь непосредственно на биогермных водорослевых (?) известняках залегают известняковые брекчии (левый берег реки сразу же ниже устья руч. Нортничаёля). Обломки в них представлены большей частью серыми и светло-серыми известняками с визейскими фораминиферами и водорослями. Встречаются редкие обломки черных кремней и спикуловых известняков. Размеры обломков обычно равны 5-10, иногда 20-25 см. Цемент — кристаллический кальцит. Мощность этой пачки брекчий 15 м. Затем следует необнаженный участок склона (30 м). Далее выходят массивные известняковые брекчии на расстоянии по мощности около 70 м. Обломки в них представлены биогермными водорослевыми или детритовыми известняками. В нижней части толщи в обломках содержатся фораминиферы и водоросли только визейского возраста. Обломки достигают величины 60-70с м. Обычно они не окатаны, лишь более мелкие несут следы слабой окатанности.

Далее на расстоянии около 50-60 м наблюдаются разрозненные выходы известняков и известняковых брекчий, где в обломках известняков встречены нижнемосковские фораминиферы. Покрывается толща брекчий серыми водорослево-детритовыми известняками нижнемосковского возраста, в которых видны еще редкие обломки.

На правом берегу р. Кожима выход известняковых брекчий (скала "Монах") вытянут на расстоянии около 100 м, но почти по простиранию, поэтому обнажена небольшой мощности толща брекчий. Она соответствует средней части разреза, что был описан по левому берегу. Величина обломков здесь увеличивается, отдельные достигают 1-2 м. Среди них встречаются как водорослево-детритовые, так и биогермные водорослевые известняки. В детритовых известняках встречены фораминиферы, причем одни обломки содержат фауну визейского, другие — башкирского возраста. В виде единичных обломков наблюдаются светло-серые доломиты и желтовато-серые кремни (размером до 30 см). Сортировка материала отсутствует. Цемента в этих брекчиях почти нет. Небольшое его количество представлено кристаллическим кальцитом. Высокие выходы известняковых брекчий наблюдаются на руч. Гердкыртаёле. Они тянутся на расстоянии 300 м, так что мощность брекчий, по-видимому, не менее 150 м. Брекчии в основном мелкообломочные (5-10 см), лишь отдельные обломки достигают 20-30 см. Среди них встречаются биогермные известняки, детритовые известняки и кремни.

На р. Косью брекчии наблюдаются по левому берегу реки, в изолированном обнажении длиной 50 м (Елисеев, 1970). Интересно

-заметить, что среди обломков здесь вместе встречаются известняки визейского, башкирского и московского возраста. Размер их достигает 20-30 см.

На р. Вангыре (в районе "Подвалкырты") известняковые брекчии карбона слагают значительную толщу (250-300 м). Подстилают брекчию известняки и доломиты веневского горизонта, в которых уже появляются редкие прослои мелкообломочных брекчий. Покрывается же эта мощная толща брекчий известняками нижнемосковского подъяруса. В основании толщи наблюдается переслаивание брекчий с известняками, выше брекчия становится массивной. Обломки в брекчиях имеют размеры чаще всего 5-15 см, но нередко встречаются и более крупные — до 0.5 м. По составу среди них преобладают детритовые известняки. Значительно распространены также водорослевые биогермные известняки, составляющие местами 30-50% всех обломков. Судя по находкам фораминифер, в обломках среди них в нижней части встречаются только визейские породы, выше наряду с визейскими появляются известняки башкирского возраста. Наконец, в верхних выходах (по разрезу) встречаются вместе обломки башкирских и нижнемосковских известняков.

В Верхних воротах р. Щугора прежде всего обращает внимание толща брекчий мощностью 20 м, что залегает в нижнем конце обнажения и находится в тектоническом контакте с карбонатно-терригенными отложениями нижней перми (правый берег реки). В этом выходе брекчий обломки, представленные известняками, имеют размеры чаще всего 5-10, иногда и 30-40 см. Состав их неоднороден: детритовые, биогермные, микрозернистые и микрркомковатые. В обломках детритовых известняков встречены фораминиферы, причем в одних — визейского, в других — башкирского возраста. В Средних воротах р. Щугора по левому берегу наблюдается толща грубообломочных известняковых брекчий мощностью не менее 40 м. Обломки в брекчиях имеют величину около 50-60, а иногда и 80 см. Сортировка материала отсутствует: вместе с крупными встречаются и мелкие. Серия шлифов, изготовленных из обломков брекчий, показала, что преобладают детритовые известняки — около 60%, на втором месте — биогермные известняки — 30%, реже встречаются доломиты — 10%. Среди обломков вместе встречены известняки как визейского, так башкирского и московского возраста.

В Нижних воротах р. Щугора наблюдаются пластовые брекчии (протвинского, башкирского и частично раннемосковского возраста). Характерным для них является небольшая мощность пластов или линз — обычно не более 2-5 м, лишь единичные достигают мощности 10 м. Обломки имеют размеры чаще всего 1-5, редкие до 10-15 см, исключительно редкие — до 30-35 см. На р. Подчереме массивные известняковые брекчии наблюдаются в 1.5 км выше устья р. М. Емеля и в 2 км выше р. Оселка, а пластовые брекчии — сразу же ниже устья р. Летника.

В районе р. М. Емеля известняковые брекчии имеют мощность около 50 м (правый берег реки). Строение толщи брекчий неод-

нородно, но в верхней части (15 м) они имеют типичную текстуру. Обломки достигают размера 40 см, чаще всего - 10-15 см; при этом никакой сортировки не наблюдается: вместе с крупными всегда присутствуют и мелкие обломки. Характерна слабая окатанность обломков, особенно крупных. Мелкие же обломки, как правило, окатаны значительно лучше. По составу среди обломков, представленных темно-серыми известняками, выделяется несколько разновидностей (в порядке встречаемости): детритово-водорослевые, биогермные, микрокомковатые и микрозернистые.

Сразу же ниже устья р. Летника на правом берегу наблюдаются низкие выходы, где можно наблюдать переслаивание известняков и брекчий (пластовые брекчии). Брекчии образуют пять пластов мощностью от 2 до 5 м среди детритовых и микрозернистых известняков. Обломки в них представлены известняками, аналогичными подстилающим породам, а цемент - известняками, сходными с покрывающими породами. По возрасту они относятся к позднему визе и башкирскому веку.

На р. Илыче известняковые брекчии наблюдаются во многих обнажениях на отрезке реки между рр. Шежимъю и Испередъю, достигая мощности 100 м. Они описаны автором ранее (Елисеев, Мизин, 1974), поэтому отметим только их некоторые основные черты. Величина обломков достигает 1.5-2 м. Состав обломочного материала сравнительно однороден: подавляющее большинство обломков, особенно крупных, сложено биогермными водорослевыми известняками, среди которых выделяются строматолитовые известняки. Обломочный материал в них имеет тот же возраст, что и вмещающие Породы (в нижней части - визейский, в верхней - нижнебашкирский).

На р. Б. Шайтановке толща с брекчиями имеет мощность не менее 300 м (Чермных, 1976). Брекчии встречаются среди детритовых известняков, образуя прослои 1-1.5 м, иногда более мощные - до 7 м. Брекчии эти сложены сравнительно мелкими (не более 10-15 см) обломками, нередко хорошо окатанными. В других разрезах карбона в бассейне Верхней Печоры (рр. М. Печора, Унья) мощные толщи известняковых брекчий не отмечены, они фациально замещаются детритовыми и биогермными известняками. В этом отношении интересно отметить, что разрезы по рр. Б. Шайтановке и Б. Шежиму находятся на расстоянии 20 км друг от друга, но если в первом из них широко развиты брекчии, то во втором одновозрастные отложения представлены биогермно-детритовыми известняками. Таким образом, бассейн р. Илыча является крайним южным участком, где развиты типичные грубообломочные брекчии, характерные для многих районов Печорского Урала.

Рассмотрев строение толщ брекчий в различных разрезах Печорского Урала, подведем некоторые итоги. Прежде всего отметим, что наиболее грубообломочные брекчии встречаются в разрезах рр. Кожима и Илыча. Здесь размеры обломков достигают 1.5-2 м. Однако между брекчиями этих двух районов есть принципиальная разница. В брекчиях р. Кожима стратиграфический диапазон толщи

с брекчиями значительно больший — он охватывает протвинские, башкирские и нижнемосковские отложения. Кроме того, в этих брекчиях наблюдается смешение обломков: вместе встречаются визейские и башкирские обломки. В соседнем разрезе р. Косью имеет место смешение визейских, башкирских и нижнемосковских обломков. В разрезе же р. Илыча брекчии охватывают тарусско-стешевские, протвинские и краснополянские отложения. Выше краснополянских отложений брекчии на р. Илыче не встречены. Кроме того, здесь мы никогда не наблюдали смешения обломков: в нижней части присутствуют визейские, в верхней — краснополянские обломки. Даже только эти различия заставляют отдельно рассматривать генезис брекчий этих двух разрезов. Однако прежде чем приступить к вопросу о происхождении известняковых брекчий, укажем, что относительно него ранее было высказано несколько гипотез. В. А. Варсанофьева (1934, 1940) считала их осадочными, Т.А. Добролюбова и Е.Д. Сошкина (1935) — тектоническими, В.А. Евстрахин (1942 г.) - карстовыми. Автор (Елисеев, 1959, 1963), изучая брекчии гряды Чернышева, пришел к выводу об осадочном происхождении брекчий, связывая их с разрывами небольших поднятий морского дна. В.П. Горский и Е.А. Грамматчикова (1961), подтверждая осадочное происхождение брекчий, считают их обвальными, связанными с древней береговой линией.

И.С. Муравьев (1968) выдвинул новую точку зрения относительно происхождения известняковых брекчий Печорского Урала. По его мнению, основная их часть представляет околорифовую фацию, образовавшуюся вследствие оползания пород по крутым склонам рифовых массивов. Таким образом, в последние годы все исследователи считают известняковые брекчии карбона осадочными образованиями. Однако сам механизм образования брекчий, как видно из приведенных представлений, понимается по-разному. Учитывая вышеизложенные гипотезы, мы несколько подробнее рассмотрим вопрос о происхождении известняковых брекчий.

Вначале остановимся на известняковых брекчиях р. Илыча. Грубообломочный характер их, содержание среди обломков в подавляющем большинстве биогермных известняков, одинаковый возраст всех обломков и вмещающих пород позволяет сделать вывод, что эти брекчии являются околорифовыми образованиями. Важным фактом, свидетельствующим в пользу этого мнения, говорит и то, что восточнее илычских брекчий разрезы нижнего и среднего карбона представлены детритовыми известняками без брекчий (р. Шежим), т.е. в данном случае генезис брекчии не может быть связан с береговой линией. Гипотеза околорифового образования для илычских брекчий является наиболее приемлемой.

Брекчии кожимского типа составляют подавляющее большинство. Они также массивные, грубообломочные (на р. Кожиме величина глыб достигает 2 м). По всем направлениям от р. Кожима, кроме восточного, мы видим уменьшение размера обломков и затем переход массивных брекчий в пластовые. Так, на рр. Косью и Ван-

гыре обломки не превосходят 0.4—0.5 м, а на рр. Изъяю и Войпемданъю отмечаются пластовые брекчии с размерами обломков не более 0.2 м. Такая же картина наблюдается и в бассейне рр. Щугора и Подчерема. В восточных выходах (Средние ворота на р. Щугоре) наблюдаются массивные брекчии с обломками 0.5-1 м, в западных (Нижние ворота р. Щугора) отмечены только пластовые брекчии с обломками обычно не более 0.2 м.

Характер брекчий кожимского типа указывает на их обвальное происхождение. Заметим, что среди обломочного материала в обвальных брекчиях очень много биогермных водорослевых известняков, которые уступают только детритовым. Эго наводит на мысль о том, что размыву подвергались породы, представленные в значительной массе биогермными известняками. Такими объектами могли быть биогермные постройки, чередующиеся с детритовыми известняками, и, возможно, рифы, закончившие свое развитие и приподнятые выше уровня моря. Одним словом, в образовании околорифовых и обвальных брекчий имеется много общего. Происхождение тех и других связано прежде всего со значительным поднятием на востоке рассматриваемой территории. В относительно спокойные моменты шло образование биогермных водорослевых построек и настоящих водорослевых рифов. Во время же значительных поднятий эти участки становились областями размыва, давая грубый материал для брекчий. По мере удаления от источников сноса, в основном в западном направлении, происходит уменьшение размера обломков; брекчии имеют характер маломощных пластов среди обычных детритовых или микрозернистых извесгняков.

Нам представляется, что различные гипотезы образования брекчий возникли потому, что названные выше авторы не располагали материалом по всем брекчиям Печорского Урала, каждый исходил из частных фактов. Например, В.П. Горский и Е.А. Грамматчикова на основании изучения брекчий р. Кожима сделали вывод об обвальном характере всех брекчий Печорского Урала. И.С. Муравьев, основываясь, по-видимому, на изучении брекчий р. Илыча, сделал правильный вывод об их околорифовом образовании, но не совсем удачно распространил его на все брекчии Печорского Урала. Таким образом, обе эти гипотезы внесли свой вклад в разработку вопроса о происхождении брекчий, но не являются универсальными.

В заключение еще раз повторим наш вывод о происхождении брекчий Печорского Урала. Оно связано с самой крайней восточной зоной Печорского Урала, которая испытывала общее поднятие в конце визейского века и в начале среднекаменноугольной эпохи. В этой зоне главную роль в осадконакоплении играло образование водорослевых биогермов и рифов. Массивные брекчии частично связаны с рифами (околорифовые образования), но более широко — с поднятием и размывом территории, сложенной ассоциацией биогермных и детритовых водорослевых известняков, т.е. представляют собою обвальные брекчий. Пластовые же брекчии образуются вследствие

разноса мелкого обломочного материала на значительное расстояние от места размыва.

Ассоциация биоморфных гидрактиноидных и полидетритовых известняков в восточной градации имеет не менее важное значение, чем описанная выше ассоциация известняковых брекчий. Мощность ее в отдельных разрезах достигает, а местами и превышает 300 м. В стратиграфическом отношении эта ассоциация охватывает отложения от верхнемосковских до сакмарских включительно. Наиболее полно ассоциация гидрактиноидных и полидетритовых известняков представлена в ассельских и сакмарских отложениях р.Кожима и ассельских отложениях р.Уньи. В этих разрезах гидрактиноидные биоморфные известняки играют значительную роль, поэтому многими исследователями принимаются за рифы (Кожимский риф, Уньинский риф). Однако, как будет показано ниже, эти образования не являются типичными рифовыми постройками.

На р. Кожиме данные отложения выступают по правому берегу реки, в 9 км выше железнодорожного моста. Породы местами имеют четкое напластование, которое указывает на их крутое падение. Пластовая отдельность проявляется в детритовых известняках. Учитывая, что обнажение вытянуто под небольшим углом к простиранию пород, а выходы далеко не сплошные, трудно установить истинную мощность пород этой ассоциации. Приблизительно она равна 350-370 м. Наблюдается переслаивание мшанково-детритовых серых известняков с биоморфными гидрактиноидными известняками. Пласты тех и других имеют мощность по нескольку метров. Встречаются часто пласты гидрактиноидных грубо детритовых известняков, сложенных крупными скелетными обломками гидрактиний. Для разреза р. Кожима характерно также большое содержание брахиопод в детриговых известняках. В виде гнезд или небольших прослоев встречаются фузулинидовые известняки. Характерно, что здесь большое количество псевдофузулин, а швагерины вообще не встречены. Подобные известняки с большим количеством брахиопод и мшанок развиты также на р. Войпемданъю, но там имеют более древний возраст — гжельский. Много общего с описанной ассоциацией пород имеют также гжельские отложения на р. Косью. На р. Щугоре, в Верхних воротах, наблюдается толща верхнемосковских отложений, сложенная породами этой же ассоциации. Мощность отложений здесь 70 м.

На р. Подчереме биоморфные гидрактиноидные известняки оренбургского и ассельского возраста встречены в районе устья р. Оселка.

Здесь также наблюдается переслаивание гидрактиноидных и криноидно-мшанково-детритовых известняков. Однако гидрактиноидные известняки занимают ведущее место. На р. М. Печоре рассматриваемая ассоциация распространена гораздо шире по площади. Ее можно наблюдать в нескольких обнажениях на отрезке от заброшенной дер. Камешок до дер. Собинская заостровка. Гидрактиноидные известняки здесь имеют светло-серый цвет. Они явно преобладают

над детритовыми известняками. Последние встречаются часто только в виде гнезд и представлены крупно- и грубодетритовыми разностями. Наблюдаются небольшие гнезда (по нескольку метров) мелкообломочных брекчий. Эти признаки указывают на то, что здесь мы имеем дело с небольшими рифовыми телами или крупными биогермами, которые почти достигали уровня моря.

На р. Унье ассоциация гидрактиноидных и детритовых известняков хорошо представлена в обнажении, которое называется "Писаный камень". Само название этой скале дано потому, что беспорядочно расположенные пластины гидрактиний создают прихотливый узор, хорошо заметный на отполированной водой поверхности. Подробное описание пород этого обнажения дано А.И. Равикович (1956), по мнению которой общая мощность их здесь достигает 100 м. Стратиграфически же они наиболее подробно описаны Н.В. Калашниковым и З.П. Михайловой (1971). Эти авторы считают, что мощность отложений ассельского яруса здесь больше и равна приблизительно 300 м. А.И. Равикович отмечает три типа известняков в этой ассоциации: палеоаплизиновые (гидрактиноидные), мшанковые и фораминиферовые. Многие известняки имеют крустификационную структуру. Она указывает, что Уньинская постройка имеет характер подводного рифа. На таких рифах, не достигающих уровня отлива, нет тонкой и сложной дифференцировки осадконакопления. Однако если придерживаться классификации рифогенных построек, принятой специальным совещанием (Решения ..., 1968), то все описанные выше постройки, включая Кожимскую и Уньинскую, нужно отнести к серии биогермов, так как они не выступали над поверхностью воды.

Особенности строения и условия образования

Калейдовая верхневизейско-нижнеартинская формация по своему строению имеет много общего с калейдовой формацией среднефранско-турнейского возраста. Здесь с запада на восток также выделяются три градации: шаръюская, щугорская и кожимская.

Шаръюская (доломитово-кремнисто-известняковая) градация развита на значительной территории и составляет большую часть формации. В строении ее участвуют несколько породных ассоциаций (рис. 7, см. вкл.). Наиболее характерными из них являются те, в которых главную роль играют доломиты, криноидно- и мшанково-детритовые известняки с кремнями, гидрактиноидные известняки. Средняя суммарная мощность градации составляет 800 м. Фактически же ни в одном из разрезов она не превышает 700 м. Особенности всех породных ассоциаций указывают на образование их в области мелководного шельфа.

Кожимская (известняковая) градация имеет ту же мощность, что и шаръюская, занимая крайнее восточное положение в калейдовой

формации. Здесь количество породных ассоциаций всего три: биоморфных водорослевых известняков, биоморфных гидрактиноидных известняков и известняковых брекчий. Одним словом, эта градация сложена биогермными и обломочными известняковыми породами. Отметим отсутствие в ней доломитов и кремней. Она отвечает той части территории. Елецкой зоны, где в поздневизейско-сакмарское время шло образование водорослевых биогермов и рифов, а затем — гидрактиноидных биогермов значительной мощности. Эта краевая часть зоны геоморфологически была наиболее приподнятой. Таким образом, как западная, так и особенно восточная часть формации образовалась на мелководных участках, соответствующих медленно погружающимся блокам, вытянутым вдоль геосинклинальной области. Судя по мощности, наибольшей подвижностью обладала крайняя восточная часть территории, где шло образование известняковой градации.

На границе этих двух градаций местами развита щугорская глинисто-кремнисто-известняковая градация. Характерным ее примером является участок Нижних ворот р. Щугора, где эта градация имеет мощность около 200 м и охватывает по возрасту верхнемосковские-оренбургские отложения. Здесь развита практически одна ассоциация пород — известняков, кремней и смешанных терригенно-карбонатных отложений. По характеру осадков эта градация напоминает вангырскую градацию средне франско-турнейской калейдовой формации. Она имеет также депрессионную природу, хотя глубины в этой впадине были менее значительными. Об этом, в частности, говорит обилие терригенного алевритового материала в некоторых пачках. Тем не менее она была более глубоководной по сравнению с доломитово-кремнисто-известняковой и известняковой градациями. Близкими по характеру пород являются также отложения, встреченные в верхнем карбоне (?) на рр. Вангыре и Гердкыртаёле, а также в оренбургском ярусе на р. Кожиме и тарусско-стешевских отложениях на р. Изъяю.

Климат на протяжении всего времени образования формации был аридным или субаридным. Особенно это четко устанавливается по отложениям нижней части формации, где широко развиты доломиты. Отметим, что седиментационные доломиты в виде небольших прослоев начинают встречаться уже в веневское время. В серпуховское время аридность усиливается: на большей части территории отложения этого времени сложены доломитами, а в близлежащих районах — сульфатными породами. Последние отмечены в скважинах Сыня-2, Кочмес-1, Уса и др. Возможно, что сульфатные породы развиты и на гряде Чернышева, но не встречены ввиду плохой обнаженности этой части разреза.

ФОРМАЦИИ ЛЕМВИНСКОЙ ЗОНЫ

Первая попытка выделения формаций в палеозое Лемвинской зоны предпринята В.Н. Пучковым (1974, 1976). В верхнедевонских и каменноугольных отложениях им установлены три формации: 1) известняково-кремнисто-глинисго-сланцевая, или пестросланцевая (колокольненская), 2) аспидная,или грауваккова (яйюская) и 3) герригенная флишевая (кечьпельская). Занимаясь тектоническими исследованиями, В.Н. Пучков, естественно, не мог уделить большое внимание литологическому изучению. Однако литологическое исследование отложений позволяет несколько по-иному провести выделение формаций. Прежде всего выясняется, что пестросланцевая (колокольненская) формация не является единой, ее целесообразно разделить на две формации. Первую из них, сложенную в основном черными и цветными кремнистыми породами, среди которых преобладают фтаниты, можно назвать фтанитовой формацией. Оставшаяся бо́льшая часть пестросланцевой формации характерна прежде всего своими темно-серыми и черными глинистыми сланцами, которые переслаиваются с известняками и кремнистыми породами. Этот парагенез пород предлагается выделить в особую формацию и назвать ее толеровой[1]. Далее, вряд ли возможно яйюскую формацию считать аспидной. Она во многом существенно отличается от типа этой формации, предложенной Б.М. Келлером (1949): отсутствием туфов, сильной карбонатностью и т.д. Правильнее, по-видимому, называть ее карбонатно-терригенной флишоидной формацией. В выделении же флишевой формации нет никаких сомнений. Она принимается в объеме кечьпельской свиты, флишевый характер которой отмечал еще К.Г. Войновский-Кригер (1947). Таким образом, среди верхнедевонских и каменноугольных отложений Лемвинской зоны нами выделяются четыре формации: фтанитовая, толеровая, карбонатно-терригенная флишоидная и флишевая.

---

[1] От греческого toleros - иловатый, темный.

ФТАНИТОВАЯ ФОРМАЦИЯ

В центральной и восточной подзонах Лемвинской зоны в верхнем девоне и низах карбона развита толща черных и цветных кремнистых пород, достигающая мощности 100-150 м. Она выделялась К.Г. Войновским-Кригером (1963) в качестве нижнего горизонта воргашорской свиты. Характерный парагенез кремнистых и глинисто-кремнистых пород этой толщи, среди которых явно преобладают фтаниты, позволяет выделить ее в качестве самостоятельной фтанитовой формации. Парагенез этот остается устойчивым практически на всем протяжении Лемвинской зоны. Больше того, эти породы можно наблюдать и в бассейне Верхней Печоры (разрезы "Евтропины носки" и "Горевской носок").

Нижняя граница формации проводится по смене терригенных пород пагинской свиты, имеющей, по-видимому, среднедевонский возраст (Пучков, 1974), кремнистыми породами - фтанитами и глинисто-кремнистыми сланцами. Нижняя часть формации охарактеризована конодонтами, которые позволяют считать возраст ее в основании франским, в средней части - фаменским (Елисеев и др., 1972). В верхней же части фауна не найдена, поэтому вопрос о верхней границе формации остается открытым. Во всех разрезах формация покрывается известняками и глинистыми сланцами позднетизейского возраста. На основании этого можно лишь предполагать, что фтанитовая формация охватывает и низы карбона (турнейский ярус и нижнюю часть визе).

Типы пород

В строении фтанитовой формации главную роль играют кремнистые и глинисто-кремнистые породы. Чисто глинистые породы имеют меньшее значение, еще более редкими являются известняки.

Кремнистые и глинисто-кремнистые породы. Согласно типизации кремнистых пород, предложенной И.В. Хворовой (1968, 1972), в изученной фтанитовой формации выделены следующие их разновидности: фтаниты, фтанитоиды и глинисто-кремнистые сланцы.

Фтаниты — это чаше всего черные, реже темно-серые или серые породы, тонкоплитчатые (1-10 см) или сланцеватые. Иногда они имеют зеленоватый или голубоватый оттенок. Фтаниты отличаются раковистым или полураковистым изломом, блестящим или матовым; часто они сильноуглистые, особенно сланцеватые разности. С поверхности породы нередко сильно ожелезнены. Многие фтаниты обладают тонкой слоистостью за счет неравномерного распределения скелетных остатков радиолярий, углистых и глинистых частиц. Сложены они в основном халцедоном, кварц имеет гораздо меньшее значение. Однако структура их различна. Выделяются две разности фтанитов: радиоляриевые и микрозернистые.

Радиоляриевые фтаниты сложены в основном скелетными остатками радиолярий, обычно плохой сохранности (табл. XI, 4). Лишь в сильноуглистых разностях иногда встречаются капсулы радиолярий, сравнительно хорошо сохранившиеся (табл. XI, 5). Микрозернистые фтаниты представляют собой очень тонкую халцедоновую массу, сравнительно однородную, где частицы имеют размеры, близкие к 0.01 мм (табл. XII, 1). Обе эти разности фтанитов имеют широкое распространение в изученной формации, но все же преобладают радиоляриевые фтаниты. Иногда наблюдается тонкое переслаивание той и другой разности.

По химическому составу радиоляриевые и микрозернистые фтаниты практически не отличаются (табл. 6). Как в тех, гак и в других содержание свободной кремнекислоты колеблется от 75 до 95%. Глинистая примесь в фтанитах содержится в незначительном количестве (содержание Al_2O_3 обычно равно 1-2%). Содержание марганца совершенно ничтожное — сотые доли процента или следы. Закисное железо в них обычно преобладает над окисным. Эти особенности химического состава фтанитов были подчеркнуты еще И.В.Хворовой (1968).

Фтаниты залегают в виде прослоев по нескольку сантиметров или десятков сантиметров и реже образуют, пачки мощностью в несколько метров.

Ф т а н и т о и д ы — породы, близкие к фтанитам, но с некоторыми отклонениями в химическом составе. В них содержание марганца на порядок выше, чем во фтанитах, т. е. десятые доли процента (табл. 7). Заметно отличается их цвет: красно-бурый или сургучный, иногда зеленый. По структуре среди фтанитоидов выделяются те же две разности: радиоляриевые и микрозернистые, причем гораздо чаще встречаются первые (табл. XII, 2, 3). По цвету эти породы напоминают яшмы, но они сложены преимущественно халцедоном, а не кварцем, и никогда не имеют тот "сливной" характер, которым отличаются яшмы. Фтанитоиды также часто обладают тонкой слоистостью, вызванной чередованием радиоляриевого и микрозернистого халцедона, а иногда появлением тончайших прослоев глинисто-кремнистого материала (табл. XII, 4). Эти породы не образуют мощных слоев, обычно их прослои равны всего лишь нескольким сантиметрам или десяткам сантиметров в толщах переслаивания с глинисто-кремнистыми сланцами.

Г л и н и с т о - к р е м н и с т ы е с л а н ц ы — сланцеватые или тонкоплитчатые породы. Среди них преобладают зеленовато- и голубовато-серые разности, реже встречаются серые и черные. Черный цвет обусловлен более высоким содержанием органического вещества (табл. 8). Эти породы имеют неровный излом, поверхность которого матовая или "фарфоровидная". Структура кремнисто-глинистых сланцев пелитовая или алевропелитовая (обычно размеры частиц менее 0,01 мм). Таким образом, породы представляют собою тесное переплетение кремнистых и глинистых частиц (табл. XII, 5). По химическому составу их отличает от фтанитов

Таблица 6

Химический состав фтанитов

Местонахождение и номер образца	SiO_2	TiO_2	Al_2O_3	Fe_2O_3	FeO	MnO	MgO	CaO
					Фтанит радиоляриевый,			
Р. Харута, 39-29	96.08	-	1.42	0.16	1.03	0.01	0.25	0.06
" 39/33	93.22	0.10	0.40	2.28	0.37	Сл.	0.09	0.36
" 39/47	95.22	0.01	1.19	0.22	0.93	0.02	0.25	0.36
" 27/308	93.22	0.12	1.04	0.68	2.60	0.02	0.21	0.12
" 27/303	88.84	-	0.24	0.53	2.46	0.18	1.21	1.66
Руч. Воргашор, 1/2	95.76	0.14	1.67	0.40	0.40	0.01	0.17	0.24
Р. Пальникъю, 40^a/762	87.55	0.20	4.43	0.43	1.48	0.05	0.49	0.90
Там же, 40^a/767	95.74	0.10	0.90	0.23	0.34	0.02	0.32	0.21
Р. Б. Хойла, 147/386	92.67	0.11	2.62	2.90			0.16	0.25
					Фтанит радиоляриевый,			
Р. Пальникъю, 40^a/740	92.16	0.01	2.76	0.39	0.80	0.02	0.41	0.51
Р. Унья, 90/27	86.44	0.46	4.52	1.01	1.61	0.02	1.36	0.80
					Фтанит микрозернистый,			
Р. Харута, 39/27	96.56	0.03	0.91	0.01	1.12	0.01	0.29	0.12
" 39/32	90.81	0.20	3.40	0.12	1.22	0.01	0.38	0.06
" 39/40	88.82	0.12	0.15	0.06	1.12	0.03	0.17	5.18
" 53/378	93.72	Сл.	1.80	2.14			0.49	0.25
Р. Унья, 90/19	93.12	0.28	1.98	0.19	2.01	0.02	0.25	0.24
					Фтанит микрозернистый,			
Р. Харута, 39/35	94.32	0.26	2.14	0.18	1.28	0.01	0.42	0.12
" 27/304	90.70	-	2.16	0.17	2.86	0.02	0.50	0.29
					Фтанит микрозернистый,			
Р. Грубею, 55/198	91.72	0.22	2.13	1.70	1.12	0.02	0.32	0.18
Р. Пальникъю, 40^a/55	90.18	0.11	2.99	0.64	1.24	0.06	0.92	0.72
Р. Унья, 90/22	91.94	0.32	2.81	0.48	0.99	Сл.	0.58	0.12
					фтанит мелкозернистый,			
Р. Пальникъю, 40^a/766	94.62	0.10	1.90	0.35	0.46	0.01	0.26	0.21
Р. Унья, 90/20	94.33	0.30	2.18	0.22	1.68	Сл.	0.18	0.24

Na_2O	K_2O	H_2O	П.п.п.	P_2O_5	CO_2	C	Сумма	SiO_2 свобод-ная
черный								
0.06	0.34		0.55	0.05			100.01	91.70
0.03	0.25	1.31	2.96	0.23	0.09		100.29	
0.10	0.31		0.98	0.14			99.73	91.16
0.08	0.36	0.14	1.04	0.05	0.08		99.54	
			1.88	0.04	2.04	0.02	99.10	
0.08	0.24	0.64		0.04	0.05		99.84	
1.58	0.39		1.99	0.06			99.55	78.18
0.11	0.19		1.47	0.04			99.70	90.40
			0.97	0.02	0.05	0.63	100.28	
зеленовато-серый								
0.27	0.47		1.68	0.03			99.51	86.64
0.16	0.89		2.88	0.04	0.55		100.19	76.88
черный								
0.06	0.26		0.48	0.13			99.98	94.00
0.19	0.80		2.47	0.08			99.74	82.38
0.01	0.04		4.34	0.05			100.09	86.04
			0.22	0.08		0.20	98.90	
0.14	0.54		1.94	0.05	0.04		100.76	82.74
серый								
0.08	0.58		0.86	0.06			100.31	89.84
			0.16	0.06	0.13	0.05	97.10	89.06
зеленовато-серый								
0.09	0.96	1.86	1.98	0.06	0.08		100.50	
0.31	0.27	1.48		0.07	0.56		99.55	
0.18	0.83		1.27	0.03	0.02		99.55	87.64
голубовато-серый								
0.31	0.21		1.44	0.15			100.02	80.64
0.18	0.56		0.74	0.05	0.04		100.66	86.14

Таблица 7

Химический состав фтанитоидов

Номер образца	SiO_2	TiO_2	Al_2O_3	Fe_2O_3	FeO	MnO	MgO	CaO	Na_2O
40а/747	83.90	0.05	2.21	0.59	0.62	0.28	0.60	3.21	0.16
40а/750	73.64	0.25	6.02	2.05	1.35	0.26	1.72	5.23	0.51
147/372	77.62	0.47	7.08	6.47			1.64	0.69	
90/34	85.84	0.28	2.58	1.17	2.44	0.18	0.64	2.36	0.34
40а/752	83.18	0.10	2.50	0.43	0.72	0.43	0.38	4.78	0.24
40а/749	82.36	0.15	3.57	0.36	1.21	0.27	1.08	4.31	0.42

Номер образца	K_2O	BaO	П.п.п.	P_2O_5	CO_2	C	Сумма	SiO_2 свободная
40а/747	0.46	3.39	3.92	0.03			99.42	80.50
40а/750	1.29		6.77	0.10			99.19	55.72
147/372			1.30	0.07	0.08	0.05	95.39	
90/34	0.55		3.05	0.06		1.72	99.49	76.92
40а/752	0.40	1.11	4.73	0.07			99.07	77.32
40а/749	0.61		5.30	0.05			99.69	71.86

Примечание. Обр. 40а/747 — фтанитоид красновато-бурый, р. Пальникъю; обр. 40а/750 — фтанитоид красновато-бурый, р. Пальникъю; обр. 147/372 фтанитоид красновато-бурый, р. Б. Хойла; обр. 90/34 — фтанитоид красновато-бурый, р. Унья; обр. 40а/752 — фтанитоид зеленый, р. Пальникъю; обр.40а/749 — фтанитоид зеленый, р. Пальникъю.

значительное содержание глинистого материала. Содержание свободной кремнекислоты колеблется в сланцах в значительных пределах — от 30 до 80%. Можно составить последовательный ряд перехода фтанитов в глинисто-кремнистые сланцы, а затем в глинистые сланцы (аргиллиты). Однако наиболее распространены сланцы, где явно преобладает кремнистое вещество.

Глинисто-кремнистые сланцы не образуют сколько-нибудь мощных слоев. Обычно они залегают в виде тонких прослоев среди фтанитов и фтанитоидов мощностью 1-5 см. Гораздо реже встречаются более крупные прослои — до одного метра.

Глинистые породы менее распространены, чем смешанные глинисто-кремнистые. Они представлены аргиллитами, желтовато-серыми, серыми или черными, обычно сланцеватыми. Максимальная мощность их прослоев достигает 3 м. Они редко сохраняются в обнажении, распадаясь на мелкие листоватые плитки или листочки. Возможно, что действительное их распространение несколько большее, чем наблюдаемое в обнажениях.

Известняки во фтанитовой формации встречаются редко и приурочены к верхней ее части. Здесь развиты только микрозернистые и крупнокристаллические известняки (последние в виде конкреций).

Микрозернистые известняки — темно-серые породы, тонкоплитчатые, образующие прослои мощностью 5-15 см, редко до 0.5-0.7 м. Они переслаиваются с фтанитами и глинисто-кремнистыми сланцами. Структура этих пород микрозернисгая, однородная. Известняки довольно чистые, содержание нерастворимого остатка в них не более 5%, а доломита - 1-2%. Конкреции крупнокристаллического известняка встречены на р. Харуте (сразу же выше устья р. Колокольни). Они залегают среди фтанитов, имея размеры по мощности не более 0.2-0.3 м. Интересны крупнокристаллическая структура этих известняков и совершенно черный цвет, чем они напоминают темноцветные изверженные породы. При изучении шлифов обнаруживается их реликтовая радиоляриевая структура. Таким образом, здесь мы имеем случай замещения известняком первоначально существенно радиоляриевого ила. Перекристаллизация пород имела место в более поздние стадии.

В бассейне Верхней Печоры (разрез "Евтропины носки" на р. Унье) содержание известняков во фтанитовой формации более значительное, и они здесь более разнообразны. Здесь кроме микрозернистых встречены комковато-детритовые известняки и известняковые гравелиты. Мощность прослоев известняковых пород здесь также невелика, но они встречаются гораздо чаше.

Породные ассоциации. Фтанитовая формация, как уже отмечено, наблюдается почти на всем протяжении Лемвинской зоны, но в виде очень узкой полосы. Породы ее сильно перемяты, подвергнуты значительным тектоническим перемещениям, что мешает выяснению строения формации. В частности, нет возможности представить изменение формации на площади, т.е. наметить градации. Вследствие этого ограничимся описанием породных ассоциаций. Таких ассоциаций выделяется три: фтанитов и глинисто-кремнистых сланцев, фтанитоидов и глинисто-кремнистых сланцев, фтанитов, глинисто-кремнистых сланцев и известняков.

Ассоциация фтанитов и глинисто-кремнистых сланцев является наиболее характерной, именно ей принадлежит основная роль в строении формации. Ассоциацию этих пород можно наблюдать во многих разрезах: на рр. Харуте, Колокольне, Б. Хойле, руч. Манитошору и др.

Таблица 8

Химический состав глинисто-кремнистых сланцев

Местонахождение и номер образца	SiO_2	TiO_2	Al_2O_3	Fe_2O_3	FeO	MnO
						Зеленовато-серые
Харута, 39/25	87.71	0.12	6.10	0.35	1.09	0.01
Б. Хойла, 141/310	66.62	0.75	12.48	7.14		
Там же, 147/388	64.64	0.98	13.53	1.58	5.60	0.01
Пальникъю, 40а/742	77.94	0.40	7.94	1.36	3.07	0.05
						Голубовато-серые
Б. Хойла, 141/347	67.58	0.23	12.92	7.36		
Харута, 39/325	78.58	0.07	8.79	0.58	5.62	0.03
						Серые
Там же, 39/41	85.71	0.28	6.26	0.24	2.20	0.01
" 27/233	67.78	0.39	14.87	4.24		
" 48/363	65.42	0.57	13.82	3.40	1.44	0.01
						Черные
" 27/232	79.62	0.22	8.71	2.90		
Б. Хойла, 147/389	66.22	0.68	12.58	1.56		

MgO	CaO	Na_2O	K_2O	H_2O	П.п.п.	P_2O_5	CO_2	C	Сумма
сланцы									
0.59	0.21	0.04	2.08		1.44	0.09			99.83
2.58	0.62				3.12	0.09	0.03	0.18	93.58
2.55	0.97	3.02	2.71		3.92	0.57	0.20		100.14
2.15	0.57	0.97	1.42		3.22	0.07			99.46
сланцы									
3.41	0.56				2.58	0.06	0.06	0.03	94.75
1.48	0.17	0.91	1.58	0.24	2.04	0.16	0.05		100.01
сланцы									
1.35	0.15	0.23	1.58		1.90	0.12			100.03
2.35	0.78				3.24	0.07	0.03	0.14	93.87
1.52	1.51				4.36	0.17	0.04	Сл.	92.26
сланцы									
1.01	0.31				2.22	0.05	0.03	0.34	95.38
1.01	0.31				10.98	0.04	0.01	1.83	95.27

Наиболее мощный разрез ассоциации (около 100 м) наблюдается на левом берегу р. Харуты, между устьями рр. Колокольни и Няньворгавожа (Елисеев, 1973). К сожалению, в этом разрезе имеются большие пробелы в обнаженности. Судя по обнаженной части, основную роль в строении ассоциации играют черные тонкоплитчатые фтаниты, мощность пластов которых достигает иногда нескольких метров. Между ними в виде прослоев (до 1 м) развиты глинисто-кремнистые и глинистые сланцы. Не исключено, что мощность сланцев на самом деле бывает и больше, но такие участки не обнажены, так как легко разрушаются. Местами наблюдается очень тонкое переслаивание, пример которого приведен автором (Елисеев, 1973, с. 15). В указанном случае на протяжении всего лишь 2.5 м насчитывается 60 прослоев, среди которых также преобладают фтаниты. Несколько выше устья р. Няньворгавожа наблюдается неполный по мощности разрез, но достаточно обнаженный, чтобы его можно послойно описать (Елисеев, 1973, с. 13-14). Преобладание фтанитов над другими породами устанавливается и в этом разрезе.

Таким образом, для ассоциации этих пород характерно явное преобладание черных плитчатых фтанитов, достигающих мощности несколько метров. Чередуясь с ними, глинисто-кремнистые сланцы имеют меньшую мощность, обычно не более метра. Однако нередко можно видеть частое переслаивание фтанитов и глинисто-кремнистых сланцев, когда прослои тех и других равны лишь нескольким сантиметрам (обычно 1-3 см). В таких случаях породы обладают ясно выраженной тонкой слоистостью. Особенно много таких пород на р. Б. Хойле. Здесь среди черных фтанитов появляются гонкие прослои темно-серых, серых, голубовато-серых и зеленовато-серых глинисто-кремнистых сланцев. Известняки в этой ассоциации встречаются только в виде линзовидных конкреций и имеют крупнокристаллическое строение.

Ассоциация фтанитоидов и глинисто-кремнистых сланцев приурочена, по-видимому, к нижней части формации. Эти породы образуют толщи (20-40 м), выделяющиеся своей пестрой окраской (красноватой или зеленоватой). Характерные примеры таких толщ описаны на рр. Пальникъю и Б. Хойле (Елисеев, 1973). Основную роль в частом переслаивании пород этой ассоциации играют фтанитоиды обычно сургучного или красновато-бурого, реже зеленого цвета. Прослои этих пород не более 10 см. Они всегда переслаиваются с глинисто-кремнистыми сланцами, тонкослоистыми, имеющими примерно такую же или меньшую мощность. Нередко наблюдается тончайшее переслаивание красноватых, зеленоватых, голубовато- и темно-серых слойков (менее миллиметра). Фтаниты в этой ассоциации встречаются исключительно редко в виде маломощных прослоев.

Отметим, что и здесь встречены небольшие конкреционные линзы известняков, правда, сильнокремнистых. Такие линзы описаны автором на р. Пальникъю (Елисеев, 1973, с. 18). Мощность

линз равна всего лишь 10-20 см. В одной из них встречены фораминиферы плохой сохранности.

Ассоциация фтанитов, глинисто-кремнистых сланцев и известняков появляется лишь в верхней части-фтанитовой формации, отличаясь от первой из описанных ассоциаций только присутствием небольших прослоев известняков (5-10 см, редко больше — до 70 см). Известняки однообразные, микрозернистые, темно-серые. Встречаются они сравнительно редко и не играют существенной роли в строении ассоциации. Характер переслаивания пород этой ассоциации можно наблюдать в верхней части фтанитовой формации на р. Харуте, выше устья р. Няньворгавожа (Елисеев, 1973, с. 14). Здесь встречен один пласт известняка мощностью 0.7 м, во всех же других случаях наблюдается тонкое переслаивание известняков и кремней, к которым иногда добавляются и аргиллиты. Мощность этих прослоев известняка равна 10-15 см. Мощность ассоциации этих пород не более 30-40 м.

К этой же ассоциации, по-видимому, следует отнести большую часть разреза "Евтропины носки" на р. Унье. Известняки здесь встречаются гораздо чаще и представлены несколькими разностями: микрозернистыми, микрокомковатыми и гравелитами. Встречен один пласт доломита (0.2 м). Однако здесь также преобладают в разрезе фтаниты и глинисто-кремнистые сланцы. Послойное описание этого разреза можно найти в работе А.И. Першиной и др. (1972, с. 101).

Особенности строения и условия образования

Фтанитовая формация развита в центральной и восточной частях Лемвинской зоны, имея на всем протяжении практически однотипный набор пород. Характер переслаивания их также остается выдержанным. Очевидно, можно считать, что условия образования формации были практически одинаковыми на всей территории ее развития. Это наводит на мысль о том, что осадки формации отлагались в глубокой впадине. О глубоководности отложений свидетельствуют тончайшая слоистость пород, выдержанность их на большом расстоянии по простиранию, отсутствие бентосной фауны, преобладание тончайшего глинисто-кремнистого материала, незначительная мощность отложений при беспрерывном характере осадконакопления. По мнению многих советских и зарубежных исследователей (Лисицын, 1966; Dietz, Holden, 1966, и др.), подобные кремнистые толщи являются глубоководными. Так, А.П. Лисицын, например, считает, что "образование большей части кремнистых осадков в геологическом прошлом, по крайней мере с тех пор, как главная часть кремния стала экстрагироваться из воды организмами, невозможно без тесной связи водоемов с динамическим резервуаром

кремнезема в океане. Такая связь должна осуществляться только через глубокие и широкие проливы, а глубины морского водоема должны быть соизмеримы, близки к глубинам океана" (Лисицын, 1966, с. 551).

Как уже отмечалось, основную роль среди кремнистых пород играют радиоляриевые фтаниты и фтанитоиды. Реже встречаются породы, в которых не видны остатки радиолярий. Однако нет оснований утверждать, что последние являются хемогенными образованиями. Дело в том, что радиолярии обычно хорошо сохраняются только в сильноуглистых породах, в чистых же разностях они перекристаллизованы или растворены, поэтому с трудом узнаются в шлифе. Вполне естественно предполагать, что в некоторых случаях происходит полное растворение остатков радиолярий и затем осаждение кремнистого материала. Процессы эти, как считает Н.М. Страхов (1966), в диагенезе обычны.

Вопрос о первоисточнике кремнезема является более трудным. Вулканогенные породы в фтанитовой формации не встречены, поэтому нет оснований утверждать, что образование кремнистых пород вызвано непосредственно вулканогенными процессами. Однако, учитывая близость районов современного восточного склона Урала, где в это время была интенсивная вулканическая деятельность (Дедеев, 1959; Волков и др., 1973), можно предполагать, что вулканические процессы способствовали накоплению кремнезема в морском бассейне рассматриваемого района. Осаждение же его из воды шло биогенным путем. Если в отдельные моменты и происходила химическая садка кремнезема, то она играла второстепенную роль.

ТОЛЕРОВАЯ ФОРМАЦИЯ

В западной и центральной частях Лемвинской зоны развита карбонатно-кремнисто-глинистая сланцевая формация, имеющая широкий стратиграфический диапазон — от верхнего девона до среднего карбона включительно. Как уже указывалось выше, мы предлагаем называть ее толеровой формацией. Характерной особенностью ее является переслаивание глинистых и кремнистых сланцев с известняками. Сланцы играют главную роль в строении формации, хотя в отдельных разрезах могут преобладать известняки. Чаще всего породы имеют темно-серый или черный цвет. Подобные формации широко распространены в геосинклинальных областях. Их обычно называют черносланцевыми, но, поскольку этот термин не совсем определенный, для указанного парагенеза пород предлагается ввести новое название. Приведем некоторые примеры толеровых формаций. К таковым, по-видимому, следует относить харотскую и малошежимскую формации (силур и нижний девон) на севере Урала (Пучков, 1974), намюрские отложения Алайского хребта (Поршнякова, 1961), верхнеордовикские отложения системы Уачита (Goldstein, 1961) и др.

Толеровая формация наблюдается на всем протяжении Лемвинской зоны — от р. Лемвы до рр. Ельца и Соби. Представляется, что часть верхнесобского комплекса, выделяемого А.С. Перфильевым (1968), относится также к этой формации. Рассматриваемая формация, довольно изменчивая по своему строению, делится на три градации. В западной градации она охватывает верхнедевонско-среднекаменноугольные отложения, в остальной части формация имеет поздневизейско-среднекаменноугольный возраст. Нижняя граница ее непосредственно наблюдается только в центральной градации и проводится по смене кремнистых пород фтанитовой формации известняками и сланцами, относимыми к толеровой формации. Верхняя же граница на всем протяжении совпадает с появлением в разрезе терригенных отложений флишевой формации. Мощность толеровой формации различна: в западной градации — не менее 800, в центральной — 80-100, в восточной — предположительно около 1000 м.

Типы пород

В строении толеровой формации принимают участие различные породы: терригенные, карбонатные и кремнистые.

Терригенные породы. Аргиллиты — тонколистоватые или сланцеватые породы, чаще всего черного цвета. Именно такие аргиллиты характерны для восточной градации, где образуют толщи мощностью в несколько десятков метров. Они сравнительно однородны по своему химическому составу, отличаясь почти полной бескарбонатностью или весьма слабой карбонатностью (табл. 9). Как показывают химические и термические анализы, эти аргиллиты являются гидрослюдистыми. Другой характер имеют аргиллиты, отмеченные в верхней части центральной градации (отложения визейского яруса харутского типа). Здесь аргиллиты темно-серые, желтоватые на выветрелой поверхности. Обычно они очень непрочные, легко раскалываются и рассыпаются на мелкие гонкие листочки. По своему составу они относятся к известковым аргиллитам: количество известкового материала достигает местами 20-25 %. Самой характерной особенностью этих пород является приуроченность к ним черных фосфоритовых конкреций, округлой или эллипсоидальной формы, размером от 1 до 6-7 см. Конкреции эти имеют сложный состав. Кроме фосфатных минералов под микроскопом различаются кальцит И халцедон, поэтому наиболее правильное название этих конкреций — кремнисто-известково-фосфатные. Однако преобладает фосфатное вещество: содержание P_2O_5 достигает 28-29%. По своему строению они напоминают конкреции, описанные И.В. Хворовой (1961). Интересно, что фосфоритовые конкреции встречаются только в определенном горизонте разреза, который тем самым является маркирующим.

Алевролиты распространены не широко. Они встречены лишь в средней части разреза центральной градации (отложе-

Таблица 9

Химический состав аргиллитов

Местонахождение и номер образца	SiO_2	TiO_2	Al_2O_3	Fe_2O_3	FeO
Р. Харота, обн. 33, обр. 210	59.38	0.58	17.99	1.45	5.16
Там же, обн.35, 232	59.45	0.94	16.83	1.52	6.03
" " 233	51.46	1.12	19.12	2.06	7.53
" " 234	57.96	0.96	17.82	1.70	5.82
Р. Яйю, обн.31, 250	55.78	1.01	18.90	2.39	5.06

ния визейского яруса харутского типа), а также в верхней части разреза западной градации (на руч. Воргашоре). Эти породы имеют темно-серый или серый цвет, обычно тонкослоистые, с содержанием различного количества известкового материала: от долей процента до 50% и более, когда порода переходит в алевритовый известняк. Преобладают сильноизвестковые алевролиты, мощность прослоев которых достигает нескольких метров. Характерно, что алевролиты имеют полимиктовый состав, правда, с явным преобладанием кварцевого материала. Обломочный материал в них отличается слабой окатанностью (табл. XII, 6).

Карбонатные породы. Обломочные известняки представлены брекчиями и конгломератами. Известняковые брекчии встречены в визейских отложениях р. Лемвы (западная градация) в виде нескольких пластов, имеющих мощность от 3 до 12 м, переслаивающихся с известняками и доломитами. Обломки в брекчиях сложены в основном темно-серыми известняками, по составу среди которых выделяются мелкодетритовые, оолитовые и микрокомковатые разности. Цемент в брекчиях доломитовый или известково-доломитовый. Обломки имеют визейский возраст. Величина их небольшая, не более 5 см, редко встречаются более крупные обломки — до 20 см. Форма обломков различная: крупные — остроугольные, мелкие же — в той или иной степени окатаны.

Известняковые конгломераты в виде небольших единичных пластов встречены в восточной градации (в визейских отложениях р.Яйю). Обломки в них сложены темно-серыми микрозернистыми известняками. Форма галек овальная, размеры до 2-3 см. Ориентированы гальки параллельно плоскости напластования. Отметим, что чаще встречаются конгломераты с еще более мелкими обломками, переходные

MnO	MgO	CaO	Na_2O	K_2O	П.п.п.	P_2O_5	Сумма
0.033	3.72	0.15	2.38	2.73	5.69	0.22	99.48
0.064	4.19	0.15	2.79	2.02	5.34	0.18	99.50
0.066	5.40	0.53	2.70	2.53	6.65	0.39	99.56
0.041	4.06	0.24	2.61	2.55	5.80	0.21	99.77
0.029	3.87	1.12	2.70	2.84	6.64	0.18	99.52

к известняковым гравелитам. Они переслаиваются с тонкослоистыми известняками.

Детритовые известняки широко распространены в западной градации (турнейские и визейские отложения). Среди них преобладают мелкодетритовые разности. Они имеют темно-серый цвет, часто в некоторой степени глинистые. Пласты детритовых известняков имеют мощность, равную десяткам сантиметров, но чаще всего — 10-20 см, так как постоянно переслаиваются с аргиллитами и кремнями. По составу они полидетритовые (табл.XIII, 1.) и в этом отношении напоминают известняки Елецкой структурно-формационной зоны. Однако в отличие от последних рассматриваемые известняки бедны фауной. Встречаются, правда, остатки различных систематических групп, но всегда лишь в виде мелких обломков.

В центральной градации детритовые известняки не встречены. В восточной же градации имеются типично детритовые известняки, обычно криноидные, довольно чистые, с фауной фораминифер, скелетными остатками брахиопод, мшанок и кораллов. Они перекристаллизованы и подвергнуты сильному сжатию; раковинки фораминифер, весь детритовый материал, в том числе членики криноидей, очень расплющены, часто даже развальцованы (табл. XIII, 2). Пласты таких известняков, залегающих среди черных листоватых аргиллитов, имеют мощность до 5-7 м.

Микрозернистые известняки развиты во всех градациях, но больше всего их в центральной и восточной. Они имеют темно-серый цвет с голубоватым оттенком на выветрелой поверхности, микрозернистую структуру (0.01-0.02 мм). В этих известняках совершенно не встречаются фораминиферы да и макрофауна исключительно редка (в визейских известняках р.Харуты

найдены немногочисленные остатки брахиопод, пелециподи гониатитов). Весьма характерны для них кремнистые образования в виде узких тонких линз и прослоев ("пояски кремня"). Нередко известняки имеют тонкослоистый характер.

Оолитовые известняки отмечены только в западной градации (в визейских отложениях р. Лемвы), где образуют пласты мощностью до 12 м. Характерно, что они переслаиваются с доломитами и толща этого переслаивания не содержит кремней и аргиллитов. Бросается в глаза также светлый цвет пород в отличие от большинства известняков Лемвинской зоны. Оолитовая структура не всегда отчетливо видна, так как известняки подвергнуты сильной доломитизации. Размеры оолитов колеблются от 0.2 до 0.6 мм. Форма их чаще всего округлая, реже неправильная. Отмечены сложные оолиты (где несколько оолитов объединены общими концентратами), а также обломки их. Вместе с оолитами встречаются обломки пелитоморфных известняков того же размера (0.2-0.6 мм). Доломит в оолитовых известняках развивается в виде правильных ромбических кристаллов величиной 0.02-0.06 мм. Доломитизация пород различна; судя по химическому анализу, содержание MgO колеблется от 3.48 до 11.25%.

Обломочные доломиты встречаются редко. Доломитовые брекчии распространены в центральной градации (визейские отложения харутского типа). В западной и восточной градациях наблюдаются мелкообломочные доломитовые конгломераты. Доломитовые брекчии — темно-серые породы, где обломки и цемент сложены доломитом. Размер обломков чаще всего равен нескольким сантиметрам, но отдельные достигают 20 см. Форма различная, обычно остроугольная. Мощность пластов брекчий равна 3-6 м. Обычно такие брекчии подстилаются и покрываются микрозернистыми тонкослоистыми доломитами.

Мелкозернистые доломиты встречены только в разрезах западной градации. На руч. Воргашоре они выходят в виде одного 10-метрового пласта. На р. Лемве они встречаются в визейских отложениях неоднократно, переслаиваясь с оолитовыми известняками, всегда в значительной степени доломитизированными. Доломиты имеют мощность прослоев от 2 до 6 м. Они мелкозернистые, светло-серые, похожие на оолитовые известняки, не отличаются сравнительной чистотой своего состава: содержание MgO здесь равно 18-19%.

Микрозернистые доломиты весьма характерны для центральной и восточной градаций, хотя и встречены только в виде небольших прослоев (до 5 м). Это темно-серые, микрозернистые породы, где кристаллы доломита имеют размеры 0.02-0.05 мм. Среди них встречаются как чистые разности, так и в значительной степени известковые. Характерна тонкая слоистость этих пород.

Кремнистые породы. Фтаниты — черные кремнистые породы, имеющие плитчатое или сланцеватое строение. Они практи-

чески не отличаются от одноименных пород фтанитовой формации. Здесь также встречены радиоляриевые и микрозернистые фтаниты. Эти породы обычно переслаиваются с глинистыми или глинисто-кремнистыми сланцами, образуя прослои до нескольких десятков сантиметров, реже — первых метров. Фтаниты широко развиты в восточной градации. В центральной и восточной градациях они встречаются реже. Следует отметить, что в западной градации (в турнейских отложениях р. Лемвы) встречен трехметровый пласт черной кремнистой породы, состоящей почти нацело из спикул губок. Иногда такие спонголиты называют спикуловыми фтанитами.

Глинисто-кремнистые сланцы развиты в центральной и восточной градациях. В центральной градации они образуют толщу мощностью 20-30 м в верхневизейских отложениях рр. Харуты и Б. Хойлы. Сланцы эти характерны толстой плитчатостью (плиты толщиной 2-5 см имеют большие размеры, часто в несколько квадратных метров). К.Г. Войновский-Кригер условно, но образно назвал их в поле "массивными сланцами". Это породы темно-серого, чаще зеленовато- или голубовато-серого цветов. Под микроскопом у них обнаруживается микрозернисгая структура (табл. XIII, 3). Иногда в сланцах видны остатки радиолярий, содержание Al_2O_3 равно 10-11%, SiO_2 — 69-73%. В восточной градации глинисто-кремнистые сланцы, часто сильноуглистые встречаются в виде прослоев среди фтанитов и черных глинистых сланцев (аргиллитов).

Кремнистые образования в карбонатных породах встречаются довольно часто. Они имеют черный цвет и различную форму — желваков, линз, пластов. Образования эти являются седиментационно-диагенетическими и имеют много общего с теми, что описаны в карбонатных формациях Елецкой структурно-формационной зоны.

Строение формации

В соответствии с тремя типами разрезов в толеровой формации выделяются три градации: кремнисто-глинисто-карбонатная — воргашорская, кремнисто-карбонатно-глинистая — харутская и карбонатно-кремнисто-глинистая — харотская. Укажем сразу основную разницу между ними.

Западная (воргашорская) градация отличается большим содержанием карбонатных пород, особенно известняков. Центральная (харутская) градация характерна своей малой мощностью отложений, которая в несколько раз меньше мощности пород в соседних градациях. Для восточной (харотской) градации присуще развитие преимущественно глинистых пород большой мощности. Здесь существенную роль играют также кремнистые породы — фтаниты и глинисто-кремнистые сланцы, а известняки и доломиты встречаются обычно лишь в виде отдельных пластов. Таким образом, в направлении с запада

на восток снижается роль карбонатных пород в строении формации и, наоборот, растет значение кремнистых и особенно глинистых пород.

Воргашорская градация. Градация выделяется по крайним западным разрезам верхнего девона, нижнего и среднего карбона Лемвинской зоны (верховья р. Лемвы, руч. Воргашор). Среди этих отложений выделяются следующие породные ассоциации (в стратиграфической последовательности): аргиллитов, кремнистых сланцев и известняков (верхнедевонекая); известняков, аргиллитов и кремней (турнейско-средневизейская); оолитовых известняков и доломитов (верхневизейская); известняков, известняковых брекчий, кремней и аргиллитов (верхневизейская); аргиллитов и кремнистых сланцев (среднекаменноугольная?). Суммарная мощность отложений не менее 800 м.

Ассоциация аргиллитов, кремнистых сланцев и известняков характерна для верхнедевонских отложений верхнего течения р. Лемвы. Отложения эти описаны К.Г. Войновским-Кригером (1962) на р. М. Хайме. В основном толща сложена аргиллитами (глинистыми сланцами), поэтому и выделена в отдельную ассоциацию. Сланцы черные, местами сильноуглистые. Прослои известняков и кремней появляются в верхней части ассоциации. Кремнистые породы представлены чаще всего глинисто-кремнистыми сланцами различной окраски, но чаще всего темно-серой или серой. В известняках встречена небогатая, но различная фауна (гониатиты, брахиоподы, кораллы). Мощность пород не установлена (предполагаемая мощность 250 м). К этой же ассоциации относятся глинистые сланцы, что подстилают турнейские отложения на р. Лемве (в 0.7 км ниже устья р. Парноки).

Ассоциация известняков, аргиллитов и кремней существенно отличается от первой. Набор пород в ней остается тот же, но роль каждой породы в строении ассоциации значительно меняется. Здесь главное место занимают известняки, особенно детритовые. Аргиллиты и кремни уходят на второй план. Примером этой ассоциации являются турнейские и нижневизейские отложения в верхнем течении р. Лемвы (Елисеев, 1973). Все названные породы образуют неравномерное переслаивание, в котором преобладают известняки, образующие прослои мощностью до 5 м. В основном это детритовые известняки с фораминиферами. Второе место занимают кремнистые породы. Они встречаются не только в виде желваков, линз и тонких прослоев в известняках, но образуют пласты до 3 м мощностью. Такие пласты сложены черными спонголитами. Аргиллиты в турнейских отложениях встречаются очень редко и в виде тонких прослоев, в нижневизейских же отложениях их роль заметно увеличивается. Интересно отметить один пласт (4 м), где наблюдается очень тонкое переслаивание известкового, кремнистого и глинистого материала ("слоеный пирог"). Известняки и кремни образуют здесь прослои

до 1 см, аргиллиты — тончайшие прослоечки (менее 1 мм). Мощность ассоциации равна 130-150 м.

Ассоциация оолитовых известняхов и доломитов также наблюдалась только на р. Лемве, в одном километре ниже устья р. Парноки. Описание разреза этой толщи, имеющей окский возраст, приведено в работе автора (Елисеев, 1973, с. 24-25). Толща обнажена очень слабо, поэтому трудно судить о ее истинной мощности; по крайней мере она не менее 150 м. Здесь наблюдается переслаивание серых и светло-серых оолитовых известняков с доломитами, имеющими такой же цвет. Поскольку известняки большей частью доломитизированы, го разницу между ними сразу можно и не заметить. Преобладают в разрезе оолитовые известняки, достигающие в отдельных прослоях мощности 12 м, мощность же доломитовых прослоев не превышает 6 м. Среди этой ассоциации в ее верхней части встречены редкие и небольшой мощности (не более 3 м) прослои известняковых брекчий. Обычно это мелкообломочные породы, где размеры обломков равны 3-5 см, однако встречаются и более крупные — до 20 см. Они представлены различными известняками: оолитовыми, детритовыми, оолитово-доломитовыми. Встречаются иногда обломки и кремнистых пород. Цементом в брекчиях служит доломитовый известняк.

Ассоциация известняков, карбонатных брекчий, аргиллитов и кремней охватывает верхневизейские (серпуховские) отложения. От турнейско-средневизейской ассоциации она отличается присутствием прослоев известняковых и доломитовых брекчий. Эта ассоциация наблюдалась на р. Лемве и руч. Воргашоре (Елисеев, 1973). В двух названных разрезах характер ассоциации несколько различен. На руч. Воргашоре наблюдается частое переслаивание известняков, аргиллитов и кремней с явным преобладанием известняков. Так, если мощность прослоев известняков равна 20-40 см (иногда 80 см), то аргиллиты и кремни не образуют прослоев более мощных, чем 10-15 см. Среди известняков здесь преобладают мелкодетритовые, хотя нередко можно встретить и микрозернистые известняки иногда с тонкой слоистостью. Из обломочных карбонатных пород здесь встречен лишь один пласт доломитовой мелкообломочной брекчии. На р. Лемве, недалеко от контакта с кечьпельской свитой, наблюдается разрез, где известняковые брекчии появляются неоднократно (Елисеев, 1973, с. 26), однако основную роль здесь также играют детритовые известняки, аргиллиты и кремни. Мощность ассоциации этих пород около 100 м (на руч. Воргашоре — 150-200 м).

Ассоциация аргиллитов и кремнистых сланцев завершает разрез градации. Она наблюдалась в виде разрозненных выходов по руч. Воргашору (на границе с кечьпельской свитой). Никакая определимая фауна в этих породах не найдена, поэтому они условно, по стратиграфическому

положению, относятся к среднему карбону. Судя по обнаженным участкам, основную роль в строении ассоциации играют темно-серые и серые листоватые аргиллиты с прослоями серых и черных кремнистых сланцев. В нижней части ассоциации присутствуют редкие прослои известняков, в верхней же части появляются прослои темно-серых алевролитов. Характерно, что алевролиты эти очень тонкозернистые. В них, как и в аргиллитах, содержатся редкие спикулы губок. Лишь в одном месте встречен пласт грубого алевролита (20 см). Аргиллиты и алевролиты нередко известковистые (содержание CaO — до 15%).

Мощность ассоциации этих пород, залегающей на контакте с кечьпельской свитой (флишевой формацией), равна приблизительно 150 м.

Харутская градация. Названная градация выделяется по разрезам харутского типа, которые развиты на рр. Харуте, Колокольне, Б. Хойле, Манитошоре и др. В ней распространены в основном те же породы, что и в воргашорской градации. Однако если в последней преобладают карбонатные породы, то здесь трудно выбрать преобладающий тип пород. В нижней части она сложена преимущественно известняками и доломитами, в средней — аргиллитами и известковыми алевролитами, в верхней — глинисто-кремнистыми сланцами. Мощность этих частей градации приблизительно одинакова: нижней — 30 м, средней — 30-40, верхней — 20-30 м. Таким образом, при почти одинаковой роли названных пород все же первое место занимают аргиллиты, второе — карбонатные породы, третье — кремнистые. Нетрудно заметить, что вверх по разрезу уменьшается роль карбонатных пород за счет появления глинистых, а затем глинисто-кремнистых пород. Отличительной чертой этой градации является и исключительно малая мощность отложений (80-100 м).

В центральной градации выделяются в стратиграфической последовательности следующие породные ассоциации: микрозернистых известняков, доломитов, кремней и аргиллитов (верхневизейская); аргиллитов и алевролитов (верхневизейская); глинисто-кремнистых сланцев и аргиллитов (среднекаменноугольная?).

Ассоциация микрозернистых известняков, доломитов, кремней и аргиллитов соответствует второму горизонту воргашорской свиты К.Г. Войновского-Кригера (1963). Для этой толщи характерны тонкослоистые известняки и доломиты, часто с "поясками кремня". Здесь также встречаются доломитовые брекчии, редкие маломощные прослои аргиллитов и кремней. Послойный разрез толщи приведен в работе автора (Елисеев, 1973, с. 29). В этом разрезе общей мощностью 30 м преобладают темно-серые микрозернистые известняки, пласты которых достигают 4 м.

Обычно известняки тонкоплитчатые (10-15 см), переслаивающиеся с кремнями и аргиллитами. Мощность прослоев кремней и аргиллитов равна нескольким сантиметрам. Встречаются темно-серые тонкослоистые доломиты, а также доломитовые брекчии

(мощностью 3-5 м). Обломки в брекчиях, имеющие размеры до 20 см, не окатаны. Судя по ассоциации пород, отложения эти являются относительно глубоководными. Появление же брекчий в разрезе скорее всего вызвано толчками моретрясений (обломки в брекчиях не отличаются от вмещающих пород).

Ассоциация аргиллитов и алевролитов сменяет вверх по разрезу предыдущую ассоциацию. Толща этих пород обнажена всегда слабо, поэтому трудно составить ее послойный разрез и выяснить истинную мощность. Судя по имеющимся данным, на р. Харуте она равна 30 м, на р. Б. Хойле — 30-40 м. Отдельные части разреза все же послойно описаны (Елисеев, 1973, с. 30, 33). Основную роль в строении толщи играют аргиллиты, темно-серые, листоватые. На выветрелой поверхности они имеют желтоватый цвет и рассыпаются на тонкие листочки. Аргиллиты в значительной степени известковые (содержание CaO достигает 25-26%). Характерной их особенностью является то, что они содержат конкреции округлой формы, отмеченные еще К.Г. Войновским-Кригером (1963). Состав конкреций оказался, однако, не кремнисто-глинистым, как предполагалось раньше, а известково-кремнисто-фосфатным. Содержание CaO — 34.61, P_2O_5 — 25.56%. Размеры их достигают всего лишь 5-7 см. Аргиллиты образуют прослои по 5-10 м мощностью.

Алевролиты, переслаивающиеся с аргиллитами, достигают мощности 5 м. Это темно-серые или землисто-серые породы, всегда сильноизвестковые, вплоть до перехода в алевритовые известняки. В них содержатся редкие визейские фораминиферы. Характерно, что обломочный материал в алевролитах полимиктовый, правда, с преобладанием кварцевого. Из других минералов чаще всего встречаются полевые шпаты, реже — мелкие обломки эффузивных пород. Нередко эти породы обладают тонкой горизонтальной слоистостью, особенно заметной на выветрелой поверхности.

Ассоциация глинисто-кремнистых сланцев и аргиллитов залегает на предыдущей, имея мощность 20-30 м. Она наблюдается на рр. Харуте, Колокольне, Б. Хойле. Это так называемая толща "массивных сланцев", выделявшаяся К.Г. Войновским-Кригером (1963). Характерная черта сланцев — залегание в виде плит мощностью 2-5 см, площадью в несколько квадратных метров.

Преобладают среди сланцев глинисто-кремнистые сланцы, темно-, голубовато- или зеленовато-серые. В таких сланцах видны остатки радиолярий. Содержание SiO_2 в них равно 69-73, Al_2O_3 - 10-11%. По мере увеличения содержания глинистого материала порода переходит в аргиллиты, но в значительной мере кремнистые. В этой толще не найдена фауна, кроме радиолярий и конодонтов плохой сохранности. Возраст ее условно считается среднекаменноугольным. Выше толщи сланцев залегает кечьпельская свита, относящаяся к флишевой формации.

Харотская градация. Восточнее разрезов харутского типа, которые характеризуются малыми мощностями, развит харотский тип. Здесь мощности по сравнению с предыдущим типом увеличиваются примерно в 8-10 раз, достигая 1000 м. По-видимому, данные отложения необходимо выделить в особую градацию. Заметим, что эту толщу К.Г. Войновский-Кригер в своих отчетах называл "толщей черных сланцев". Среди пород здесь действительно резко преобладают черные аргиллиты, второе место занимают черные фтаниты и глинисто-кремнистые сланцы, третье — известняки и доломиты. Сложная тектоника и плохая обнаженность не дают возможности получить достоверную картину строения градации. Есть основание предполагать, что она сложена не только толщей черных сланцев. По всей вероятности, необычный разрез, наблюдаемый в верховьях р. Грубею и характеризующийся широким развитием доломитов, является основанием харотской градации. А толща черных аргиллитов, местами алевритистых (р. Няньворгавож), составляет верхнюю часть градации. Эти предположения кажутся вполне допустимыми, если учесть, что в рассмотренных ранее воргашорской и харутской градациях окские отложения представлены преимущественно карбонатными породами, а в верхней части градаций преобладают глинистые породы с алевритовой примесью. С учетом этих двух допущений в харотской градации можно выделить следующие породные ассоциации: доломитов, известняков и аргиллитов (верхневизейская, по-видимому, окская); аргиллитов, известняков и доломитов (верхневизейская); аргиллитов, кремнистых сланцев, известняков и доломитов (среднекаменноугольная); аргиллитов (среднекаменноугольная?).

Ассоциация доломитов, известняков и аргиллитов наблюдалась только в одном месте — по руч. Грубешору, в верховьях р. Грубею. Наблюдаемый здесь разрез мощностью около 150 м (Елисеев, 1973, с. 44-45) сложен преимущественно темно-серыми микрозернистыми доломитами. Породы эти образуют значительные пласты, один из них имеет мощность 80 м. Доломиты переслаиваются с микрозернистыми и микродетритовыми известняками и аргиллитами, мощность которых не превосходит нескольких метров. Мелкодетритовые известняки сильноглинистые (нерастворимые остатки составляют 30-40%), содержат спикулы губок, а в некоторых прослоях — раковинки фораминифер. Встречаются участки в разрезе (до 15 м) с частым переслаиванием известняков, доломитов и аргиллитов. Заметим, что это единственный разрез в Лемвинской зоне, где наблюдаются такие мощные прослои доломитов.

Ассоциация аргиллитов, известняков и доломитов выделена в верхневизейских отложениях р. Яйю (Елисеев, 1973, с. 34-35). Здесь отмечается переслаивание названных пород, образующих прослои по нескольку метров; правда, аргиллиты достигают и более значительной мощности (до 35 м). Известняки темно-серые, но разнообразные по

своей структуре: микродетритовые, микрозернистые, мелкообломочные. Доломиты, такие же темно-серые, тонкослоистые, встречены в разрезе всего лишь дважды. Аргиллиты обычно черные, сильноуглистые. Многие из них содержат значительное количество кремнистого вещества, т.е. переходят в глинисто-кремнистые сланцы, в которых четко видны остатки радиолярий. Мощность ассоциации около 150 м.

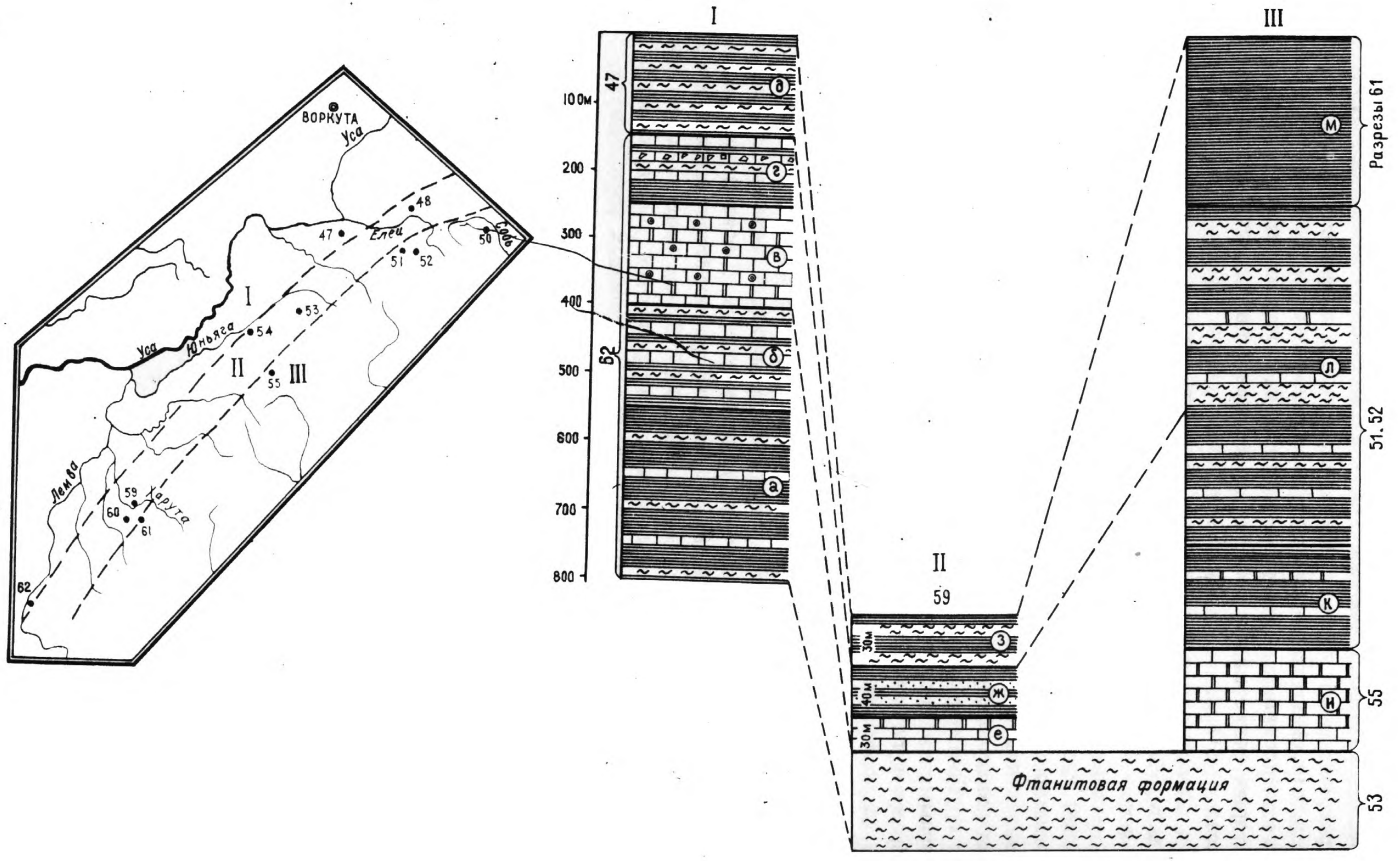
Ассоциация аргиллитов, кремнистых сланцев, известняков и доломитов является наиболее характерной для градации. Она имеет значительную мощность (приблизительно 300-500 м), охватывая средний карбон и часть визейского яруса. Разрезы этой ассоциации, представленные сильно смятыми толщами сланцев, наблюдаются неоднократно на рр. Яйю и Хароте. Один из разрезов приведен ранее автором (Елисеев, 1973, с. 56-57). Здесь отмечается грубое чередование черных глинистых сланцев (аргиллитов) с черными глинисто-кремнистыми сланцами и фтанитами. Те и другие образуют пачки мощностью по 20-30, иногда 60-80 м. Известняки и доломиты имеют мощность всего лишь по нескольку метров и встречаются сравнительно редко. Известняки при этом обычно крупнодетритовые, состоящие из хорошо окатанных остатков криноидей, мшанок, кораллов, фораминифер. Доломиты микрозернистые, темно-, голубовато-серые на выветрелой поверхности. В известняках и доломитах встречаются желваки кремня. К этой же ассоциации относится, по-видимому, часть верхнесобского комплекса, выделенного А.С. Перфильевым (1968). Здесь среди мощной толщи глинистых и кремнистых сланцев встречаются редкие пласты известняков, содержащие остатки каменноугольных фораминифер.

Ассоциация аргиллитов выделена на р. Няньворгавоже (Елисеев, 1973, с. 50). Здесь наблюдается значительная толща (видимая мощность около 300 м) черных рассланцованных аргиллитов, иногда алевритистых. Она похожа на толщу черных сланцев рр. Хароты и Яйю, но отличаются от нее отсутствием кремнистых и карбонатных пород. Можно лишь предполагать, что это переходная толща к кечьпельской свите, т.е. к флишевой формации.

Особенности строения и условия образования

Как уже было показано, в толеровой формации выделяются три градации: западная — воргашорская, центральная — харутская и восточная — харотская.

Воргашорская градация находится на границе с Елецкой структурно-формационной зоной, чем и объясняется большая роль карбонатных пород в ее строении. Образование ее связано в основном с относительно глубоководными условиями. Однако ассоциация ооли-


Воркута
Уса
Елец
Сыда
Юньяга
Лемва
Торуга
47
48
50
51
52
53
54
55
59
60
61
62
I
II
III
100м
200
300
400
500
600
700
800
47
62
а
б
в
г
д
30м
40м
30м
е
ж
з
Фтанитовая формация
53
55
51.52
Разрезы 61
к
л
м
н

товых известняков и доломитов является мелководной. Участок, где развита эта ассоциация, был приподнят относительно впадины, в которой шло накопление осадков основной части формации. Заметим, что этот участок находился по соседству с Большенадотским рифорым массивом, который развивался в визейское (окское) время на границе Елецкой и Лемвинской зон.

Харутская градация представляет собою образование, более глубоководное по сравнению с западной. Малая мощность осадков (80-100 м) говорит о резко некомпенсированном прогибе. Характерно, что в середине поздневизейского времени усилился привнос полимиктового материала с востока, так как в более нижних частях разреза такой материал не отмечен. Но после этого снова наблюдается накопление тонких илов, теперь уже глинисто-кремнистых (ассоциация глинисто-кремнистых сланцев и аргиллитов), без какой-либо песчанистой или алевригисгой примеси.

Харотская градация образовалась в относительно глубокой и подвижной части впадины. Мощность отложений здесь в несколько раз бо́льшая по сравнению с центральной градацией. Образование глинистых и кре́мнистых пород, явно преобладающих в этой градации, связано с глубоководными условиями. Прослои же известняков образованы за счет материала, приносимого в эту относительно глубоководную впадину. Не случайно раковинки фузулинид здесь обычно сильно окатаны. Известняки крупнодетритовые (скорее, детритовые), нередко обломочные. Труднее объяснить образование доломитов, прослои которых, местами значительные, встречаюгся в этой градации. Они имеют, по-видимому, хемогенное происхождение, но связаны не с мелководьем, а с большими глубинами. Рассмотрев разницу в строении формации в различных ее частях в латеральном направлении, остановимся на том, что объединяет все три выделенные градации. Во-первых, все они являются образованиями сравнительно

Рис. 8. Схема распространения и строения толеровой формации.

Градации: I - кремнисто-глинисто-карбонатная (воргашорская), II - кремнисго-карбонатно-глинистая (харутская), III - карбонатно-кремнисто-глинистая (харотская). Породные ассоциации: а - аргиллитов, кремнистых сланцев и известняков; б - известняков, аргиллитов и кремней; в - оолитовых известняков и доломитов; г - известняков, карбонатных брекчий, аргиллитов и кремней; д - аргиллитов и кремнистых сланцев; е - микрозернистых известняков, доломитов и кремней; ж - аргиллитов и алевролитов; з - глинисто-кремнистых сланцев и аргиллитов; и - доломитов, известняков и аргиллитов; к - аргиллитов, известняков и доломитов; л - аргиллитов, кремнистых сланцев, известняков и доломитов; м - аргиллитов. На схеме и колонках — номера разрезов.
Остальные условныеобозначения см. на рис. 2.

10 141

глубоководной впадины. В образовании формации намечаются этапы, которые прослеживаются через все градации. Так, например, окское время связано во всех частях впадины с усиленным карбонатонакоплением. Ассоциации карбонатных пород выделены по этим отложениям во всех градациях (рис. 8). Общей тенденцией является также прекращение или замедление карбонатонакопления в среднекаменноугольную эпоху. Наоборот, в эго время развиваются глинистые осадки, часто содержащие алевритовую примесь. Такая закономерность отмечена во всех градациях, в тех слоях, которые являются переходными к флишевой формации (кечьпельской свите). Таким образом, эти главные особенности строения позволяют считать все три градации единой формацией. Различие в строении частей (градаций) объясняется тем, что образование их связано с различными участками одной и той же глубоководной впадины. Заметим, что эта впадина в основном наследует глубоководный прогиб, в котором шло образование фтанитовой формации.

ФЛИШОИДНАЯ ФОРМАЦИЯ (КАРБОНАТНО-ТЕРРИГЕННАЯ)

В восточной части Лемвинской зоны верхневизейско-среднекаменноугольные отложения отличаются значительной пестротой. Даже близлежащие разрезы иногда трудно сравнивать в деталях по их литологическому составу. Однако в общих чертах характер отложений выдержан на значительном расстоянии, на протяжении всей зоны. Здесь развиты преимущественно терригенные породы: песчаники, алевролиты и аргиллиты, часто в значительной степени известковые, вплоть до перехода в песчанистые и глинистые известняки. Частое переслаивание пород носит нередко флишеподобный характер, поэтому формация названа флишоидной, но четкая ритмичность, присущая флишу, здесь проявляется спорадически. Важной особенностью этой формации является значительная мощность, которая, по-видимому, достигает 1500 м.

Отложения этой формации наблюдались во многих разрезах, соответствуя яйюской свите К.Г. Войновского-Кригера (1963). Они протягиваются неширокой полосой вдоль Урала: от р. Воравож на юге до р. Соби на севере. Подобные отложения встречены также на р. М. Печоре. Предположительно к этой же формации, к ее восточной градации, отнесена райизская свита (Войновский-Кригер, 1963), которая условно считается фациальным аналогом яйюской свиты.

Типы пород

Флишоидная формация сложена в основном терригенными породами, однако карбонатные породы, особенно в нижней части формации,

играют также существенную роль. Они представлены известняками, обычно в значительной степени глинистыми или песчанистыми. Чистые известняки встречаются редко. Кремнистые породы не характерны для формации, они отмечены лишь в единичных разрезах в виде тонких прослоев. Заметим, что в этом разделе рассмотрены породы только яйюской градации, поскольку райизская градация включена в эту формацию условно. Краткая характеристика пород последней будет дана ниже, при описании самой градации.

Терригенные породы. Среди терригенных пород выделяются песчаники, алевролиты и аргиллиты. Грубообломочные породы в флишоидной формации не встречены, за исключением одного пласта (0.8м) мелкогалечного конгломерата в визейских отложениях р. Пальникъю.

Песчаники и алевролиты в подавляющей массе полимиктовые, нередко содержащие значительное количество известкового материала (до 30-35%). Обломочный материал в песчаниках представлен кварцем и полевыми шпатами, а также обломками карбонатных, эффузивных и реже кремнистых пород (табл. XIII, 4, 5). В составе тяжелой фракции наиболее характерны пирит, магнетит, турмалин, циркон, эпидот, хлорит, глауконит, гранат. Интересно присутствие зерен хромита. Цемент чаще всего известковый, реже глинистый и в некоторых случаях кремнистый. Цвет пород серый или голубовато-серый. Чаще песчаники мелкозернистые и постепенно переходят в алевролиты, которые отличаются от них только крупностью зерен. Те и другие образуют пласты по нескольку метров, реже — первые десятки. Нередко они обладают тонкой слоистостью, иногда среди них встречаются гиероглифы. Кварцевые песчаники встречены только в разрезе визейских отложений на р. Пальникъю.

Аргиллиты распространены очень широко, особенно в северной части Лемвинской зоны. Обычно это темно-серые или черные глинистые сланцы. Иногда они в значительной степени известковые и образуют все переходы к глинистым известнякам. Глинистый материал, как показывают данные термического анализа, представлен гидрослюдами, часто с углистой примесью и сильно измененными (серицитизированными в некоторой степени). Прослои аргиллитов бывают различные: от нескольких сантиметров до нескольких метров и даже первых десятков метров. Иногда они в значительной степени алевритистые. Такие аргиллиты наиболее часто встречаются в северной части района. Они часто рассланцованы, превращены в алевропелитовые сланцы.

Конгломераты встречены только в одном разрезе — визейских отложениях на р. Пальникъю. Это мелкогалечные породы, где размер обломков обычно не более 2-3 см. Обломки представлены различными породами: известняками, доломитами, кремнистыми породами, кислыми и основными эффузивами. Встречаются также известковые оолиты, обломки раковин брахиопод, членики криноидей и большое количество песчанистого материала, среди которого преобладают зерна кварца и полевых шпатов. Цемент конгломерата известковый, содержащий значительное количество фораминифер.

Мощность прослоя конгломератов 0.8 м. Подстилающими и покрывающими породами являются полимиктовые известковые песчаники.

Карбонатные породы (известняки). Среди карбонатных пород отмечены только известняки, которые отличаются значительным разнообразием. Они чаще всего содержат го или иное количество терригенного полимиктового материала, образуя все переходы от чистых известняков до чистых песчаников или алевролитов. Эти смешанные терригенно-карбонатные породы и являются наиболее характерными для формации. Обычно они зеленовато- или голубовато-серые, реже серые или темно-серые (как и песчаники). Наиболее распространенными являются мелкозернистые разности. На вид они всегда кажутся более песчанистыми, чем на самом деле. Поэтому определить породу можно только в шлифе или с помощью анализов. Мощность пластов, образуемых песчанистыми известняками, различна, часто достигает нескольких десятков метров.

Основная масса песчанистых известняков сложена детритовым материалом, а также округлыми обломками пелитоморфных или микрозернистых известняков (табл. XIII, 6). Среди детритового материала отмечены скелетные остатки брахиопод, водорослей, мшанок, нередко встречаются раковинки фораминифер. Терригеннный материал в них имеет тот же полимиктовый состав, что и в песчаниках. Нередко вместе с терригенными присутствуют аутигенные — кварц и полевой шпат. Содержание их значительное, поэтому совершенно необходимо различать эти минералы, оценивая количество терригенной примеси. Среди обломочного материала встречаются также известковые оолиты размером 0.1-0.2 мм. Цементирующим веществом, содержание которого значительно, является кристаллический кальцит.

Глинистые известняки обычно темно-серые, тонкозернистые, тонкослоистые, со значительным количеством спикул губок. Мощность их сравнительно невелика, чаще всего не более 2-3 м. Они образуют прослои среди известняков или песчаников, встречаясь гораздо реже по сравнению с последними.

Известняки чистые или с незначительной глинистой примесью встречены в нескольких местах, но наиболее характерны они для верхневизейских отложений р. Грубею. Здесь выходят пласты темно-серого известняка, микрокристаллического, напоминающего по внешнему виду доломиты. Мощность этих пластов достигает 10-12 м. Породы довольно однородные (содержание CaO - 46-49, нерастворимого остатка — 8-10%), разбиты густой сетью жилок кальцита с флюоритом. Никакая фауна в них не встречена.

В некоторых разрезах, особенно в верховьях р. Соби, в значительном количестве присутствуют криноидно-детритовые известняки, довольно чистые (содержание CaO - 51-52 %). Мощность их достигает десяти и более метров.

Строение формации

В соответствии с двумя типами разрезов карбонатно-терригенных отложений нижнего и среднего карбона в флишоидной формации выделяются две градации: западная карбонатно-терригенная - яйюская и восточная терригенная - райизская. Первая из них соответствует яйюской, а вторая - райизской свите (Войновский-Кригер, 1963). Основную роль в строении формации играет яйюская градация. Отложения райизской градации встречены лишь на весьма ограниченной территории, в самых восточных разрезах. Кроме того, надо заметить, что райизская градация в составе флишоидной формации рассматривается с известной степенью условности, так как возраст ее не установлен.

Яйюская градация. Отложения этой градации наблюдаются в многочисленных обнажениях на рр. Воравоже, Колокольне, Няньворгавоже, Молюдвоже, Молюдмусюре, Тумбалове, Пальникъю, Грубею, Хароте, Яйю, Ельце и Соби. Они представлены полимиктовыми песчаниками и алевролитами, аргиллитами, в меньшей мере известняками. Характерны сильноизвестковые песчаники и сильнопесчанистые известняки, т.е. смешанные терригенно-карбонатные породы. Мощность отложений достигает 1500 м. Отложения градации отличаются значительной пестротой своего состава, однако в ней можно выделить две ассоциации: полимиктовых песчаников, алевролитов, аргиллитов и известняков; песчанистых детритовых и микрозернистых известняков.

Ассоциация полимиктовых песчаников, алевролитов, аргиллитов и известняков является наиболее распространенной, определяя лицо градации. Мощность ее около 1000 м. Хотя набор пород остается во всех разрезах практически одним и тем же, характер их напластования значительно меняется. Примеры переслаивания пород, т.е. послойные описания разрезов, приведены в предыдущей работе автора (Елисеев, 1973, с. 46-53, 58-60), поэтому сейчас остановимся лишь на характерных особенностях сочетания названных пород в разных разрезах. В одних из них, как на р. Пальникъю, преобладают полимиктовые песчаники, образующие пласты до 1.5-2 м. Переслаивающиеся с ними песчанистые известняки имеют мощность прослоев не более 1 м, аргиллиты - 0.5 м. В большинстве же разрезов преобладают песчаники и алевролиты, чередующиеся с аргиллитами. Это особенно характерно для самых восточных разрезов, которые находятся уже в предгорьях Урала (рр. Яйю, Харота и др.). Частое переслаивание пород является обычным для этой градации. Местами (рр. Молюдвож и Молюдмусюр) отмечается типичная ритмичность флиша, характеризующаяся правильным чередованием песчаников, алевролитов и аргиллитов небольшой мощности (до 0.5 м). Интересно заметить, что участками на р. Молюдвоже в переслаивании принимают участие и кремнистые породы, образующие тонкие прослои (20-30 см). Это единственный

участок, где в флишоидной градации встречены кремнистые прослои.

Для меньшей части разрезов (рр. Грубею, Собь и некоторые другие) характерно большое количество известняков. Во многих из них найдены фораминиферы, что, кстати говоря, и позволило определить возраст отложений. Мощность прослоев известняков достигает в этих разрезах 10-15 м.

Плохая обнаженность мешает установить характер изменения пород на площади. Однако имеющиеся данные, которые уже приводились, показывают, что наиболее восточные разрезы представлены почти нацело терригенными породами; карбонатные породы в них играют второстепенную роль. Наоборот, в западных разрезах роль карбонатных пород существенно возрастает. Отмечается изменение характера разреза и в зависимости от возраста. Нижние горизонты этой ассоциации более обогащены карбонатным материалом, который постепенно исчезает и сходит на нет на границе с флишевой формацией (кечьпельской свитой). В нижней части градации известняки играют такую большую роль, что требуют выделения в особую ассоциацию — песчанистых детритовых и микрозернистых известняков.

Ассоциация песчанистых детритовых и микрозернистых известняков наблюдается на р. Грубею, где имеет значительную мощность, порядка 500 м (Елисеев, 1973, с. 37-40). Здесь наблюдается переслаивание песчанистых и сильнопесчанистых детритовых известняков с микрозернистыми, сравнительно чистыми известняками. Первые из них преобладают в разрезе, образуя пласты мощностью до 20-30 м. Правда, пласты эти имеют сложное строение, представляя собой чередование тонких слоев песчанистых, алевритистых и глинистых известняков. Прослои же микрозернистых известняков довольно однородны и имеют мощность до 10 м. В этой ассоциации нет такого частого чередования пород в разрезе, который характерен для предыдущей ассоциации. Она является переходной между толеровой и флишоидной формациями (от первой здесь унаследованы микрозернистые известняки и аргиллиты). Однако появление обильного песчанистого материала полимиктового состава в известняках заставляет относить эту ассоциацию к основанию флишоидной формации.

Райизская градация. Градация выделяется в объеме райизской свиты, которая развита на северном склоне перидотитового массива Райиз и сложена глинистыми сланцами и грубозернистыми полимиктовыми песчаниками. Эти породы переслаиваются пачками в несколько десятков метров, играя примерно одинаковую роль в строении разреза. В нижней части разреза преобладают глинистые сланцы, в верхней — песчаники. Общая мощность отложений составляет сотни метров, по крайней мере не менее 300 м. Характеристика пород этой толщи была дана еще А.Н. Заварицким (1932), поэтому остановимся на ней очень кратко.

Песчаники имеют темно-серый или зеленовато-серый цвет. По составу они полимиктовые и сложены зернами кварца, альбита, пегматита, кварцевых порфиров, плагиогранитов и др. (Войновский-Кригер, 1963). Цемент в песчаниках базальный, кварцево-полевошпатовый. Преобладают грубозернистые их разности, вплоть до переходящих в гравелиты. Слоистость в песчаниках отсутствует. По внешнему виду это разнозернистая, несортированная порода с неокатанными обломками. По мнению А.С. Перфильева (1968), состав обломков свидетельствует о размыве в основном рифейско-нижнепалеозойских пород, выходящих в непосредственной близости. Глинистые сланцы темно-серые, серые, с поверхности зеленоватые. Они раскалываются на большие тонкие пластины. Как видно из приведенного краткого описания, эти породы и характер их переслаивания отличаются от яйюских, что еще раз подчеркивает условность отнесения райизской свиты к флишоидной формации.

Особенности строения и условия образования

Карбонатно-терригенная флишоидная формация занимает в Лемвинской зоне крайнее восточное положение. Она охватывает верхневизейские и среднекаменноугольные отложения и развита на значительной территории: от р. Соби на севере до р. Воравожа на юге. Подобные отложения встречены далее намного южнее — на р. М. Печоре.

В строении формации выделяются две градации: карбонатно-терригенная — яйюская и терригенная — райизская.

Флишоидная формация в начале поздневизейского времени сменяет на востоке зоны толеровую формацию и вплоть до конца среднего карбона является фацйальным аналогом последней. О характере перехода толеровой формации в флишоидную можно судить по разрезу на р. Грубею. Здесь в верхнем течении реки развита ассоциация доломитов, известняков и аргиллитов толеровой формации, на которой залегает ассоциация песчанистых детритовых и микрозернистых известняков флишоидной формации. Хотя непосредственный контакт этих толщ не наблюдается, судя по имеющимся выходам, переход толеровой формации в флишоидную происходит постепенно. Вначале в небольшом количестве появляется полимиктовый терригенный материал, который "засоряет" детритовые известняки (микрозернистые же известняки остаются довольно чистыми). С течением времени привнос материала увеличивался, так как известняки становятся все более песчанистыми, появляются прослои песчаников и алевролитов, которые затем становятся преобладающими.

Уменьшение роли карбонатных пород наблюдается и в латеральном направлении — с запада на восток. Наибольшая карбонатность разреза характерна для западной части, т.е. пограничной с толеровой формацией. В восточной части яйюской градации карбонатные

породы играют гораздо меньшую роль, в райизской градации они вообще отсутствуют.

Большая мощность отложений яйюской градации свидетельствует о значительном прогибании территории, на которой шло ее образование. Хотя в строении формации принимают участие в основном терригенные породы, трудно допустить ее мелководное происхождение по крайней мере для яйюской градации. Здесь терригенные породы обладают тонкой слоистостью, сильной карбонатностью. Они переслаиваются с микрозернистыми и микродетритовыми известняками, содержащими спикулы губок. Грубозернистые породы отсутствуют. Известняки не содержат фауны, которая была бы характерна для мелководья. Плохая отсортированность материала, его смешанный состав также не свидетельствуют в пользу мелководных условий образования осадков. Следы гиероглифов, изредка наблюдаемые в песчаниках яйюской градации, указывают на влияние течений. Однако безусловно эти образования являются более мелководными по сравнению с предшествующей толеровой формацией. По-видимому, образование осадков флишоидной формации шло на восточном склоне впадины, в которой накапливались илы толеровой формации: грубый терригенный материал осаждался на склоне, более же тонкий поступал в саму впадину.

Полимиктовый характер обломочного материала свидетельствует о том, что снос его происходил с востока, где в это время уже начали образовываться поднятия. Более грубый характер осадков райизской градации говорит о ее близком расположении к источнику сноса.

ФЛИШЕВАЯ ФОРМАЦИЯ

Флишевая терригенная формация соответствует по объему кечьпельской свите, выделенной и наиболее детально изученной К.Г. Войновским-Кригером (1945, 1947 и др.). Возраст свиты считается позднекаменноугольным-раннепермским. Она развита на всей территории Лемвинской зоны, образуя полосу шириной до 25 км. Мощность формации предполагается равной первым тысячам метров. Поскольку автор не занимался детальным изучением этой формации, описание ее будет дано кратко в основном по работам К.Г. Войновского-Кригера.

Типы пород

В строении флишевой формации принимают участие три типа пород: песчаники, алевролиты и аргиллиты, образующие, как правило, частое переслаивание. Мощность прослоев обычно менее одного метра, однако в отдельных местах наблюдаются и более мощные пачки песчаников и аргиллитов, достигающие нескольких метров.

Песчаники обычно мелкозернистые, с размером зерен от 0.1 до 0.2 мм. Они имеют серый или темно-серый цвет, на выветрелой поверхности — буроватые. Характерны также песчаники перечного цвета с маленькими буроватыми крапинками. По составу все они полимиктовые. Среди обломочного материала преобладают кремнистые породы, порфириты, плагиоклаз кварц. В виде примеси встречаются пластинки биотита, мусковита, хлорита. Из акцессорных минералов характерны магнетит, циркон, турмалин, гранат, апатит. Цемент в песчаниках занимает очень мало места и представлен глинисто-хлоритовым веществом.

Алевролиты — обычно более темные породы, часто тонкослоистые, плитчатые. Для них характерно присутствие слюды на плоскостях сланцеватости и обилие растительных обрывков размером 1-3 см с сильно закругленными краями. Остатки эти черные, блестящие, обугленные.

Аргиллиты также темно-серые или черные, тонколистоватые или сланцеватые. Характерно, что в них, как и во всех породах флишевой формации, практически отсутствует известковый материал. Растительные остатки не встречаются, если не считать совершенно измельченных остатков.

Строение и условия образования

На всем своем протяжении флишевая формация имеет довольно однообразный песчано-глинистый состав. Перечисленные выше породы образуют единственную породную ассоциацию: песчаников, алевролитов и аргиллитов. Характерным для формации является присутствие отчетливой флишевой ритмичности. Каждый из ритмов начинается более грубозернистыми осадками, ложащимися с размывом на более тонкозернистый слой верхней части предыдущего, ритма. Флишевый характер толщи подчеркивается присутствием флишевых гиероглифов, а также полным отсутствием фауны. "Мелкозернистая структура, малый набор фациальных типов, горизонтальная слоистость, отсутствие каких-либо признаков мелководья говорят о достаточном удалении от берега. Большое обилие обугленных, плоских, но всегда округленных в плане обрывков растений, присутствующих только в породах с определенным размером зерна (мелкозернистые алевролиты), указывает на их перенос течениями... Пермский флиш Лемвинской зоны отлагался в относительно узкой ложбине ("флишевый трог") в эпоху верхней части карбона-низов перми. С запада ложбина ограничивалась, по-видимому, приподнятой областью (этот подъем обусловил здесь перерыв в отложении осадков). Где-то восточнее Лемвинской зоны находилась область размыва, питающая флишевый трог осадками" (Войновский-Кригер, 1965, с, 85).

ФОРМАЦИОННЫЕ РЯДЫ И ГРАНИЦА ПЛАТФОРМЫ

Палеозойские отложения западного склона севера Урала многие исследователи относят к миогеосинклинали (Херасков, Перфильев, 1963; Перфильев, 1968, и др.). Однако еще К.Г. Войновским-Кригером (1945) было показано, что эти отложения представлены резко различными фациально-структурными комплексами, названными им елецким и лемвинским. Последующие работы полностью подтвердили этот вывод. При этом оказалось, что если геосинклинальный характер отложений Лемвинской зоны ни у кого не вызывает сомнений, то природа отложений Елецкой зоны, находящейся на границе платформы и геосинклинали, до сих пор остается дискуссионной. К.Г. Войновский-Кригер (1956, с. 418) одним из первых отметил противоречивый характер Елецкой зоны. Он писал: „Геотектоническая природа карбонатного разреза является спорной. Развитие на огромной территории, отсутствие вулканических пород, отсутствие резких фациальных изменений и резких градиентов мощностей препятствует отнесению к геосинклинали. Большие мощности, линейная складчатость на западном склоне Северного Урала и „настоящая складчатость" в мегантиклиналях внутри угольного бассейна не дают возможности рассматривать их как платформенные. С долей условности, до выработки более дробной терминологии, я отношу их к отложениям краевого прогиба". Идею о краевом прогибе раннего заложения развивал затем А.В. Македонов (1961), который считает Елецкую зону краевой, переходной к геосинклинали, подвижной зоной Русской платформы или краевым прогибом в начальной фазе его заложения.

Вместе с тем работавшие в Печорском бассейне Б.Л. Афанасьев и В.И. Яцук (1965) относят рассматриваемую зону к миогеосинклинали, а Лемвинскую зону - к промежуточной (между мио- и эвгеосинклиналью).

В те же годы возникают и другие представления. Так, В.А. Варсанофьева (1961) связывает палеозойские карбонатные отложения западного склона Урала с платформенным этапом развития, считая, что линейная складчатость относится к более позднему време-

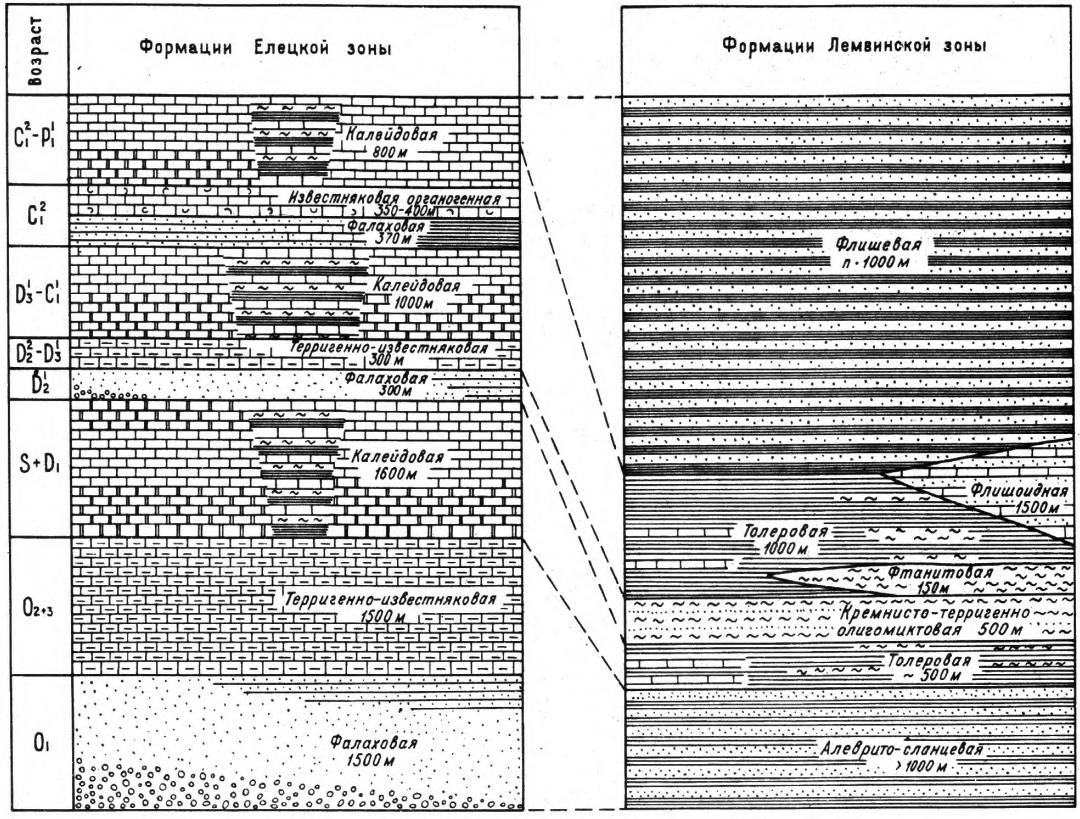
ни, т.е. является наложенной. В последнее время эта точка зрения становится преобладающей. Многие исследователи относят отложения Елецкой зоны к образованиям краевой части платформы или перикратонного прогиба (Султанаев, 1966; Муравьев, 1968, и др.). В.Н. Пучков (1975, с. 164), рассмотрев различные варианты тектонического районирования рассматриваемой территории и проведения границы платформы и геосинклинали, приходит к выводу: "Все вышеизложенное позволяет выделять в современной структуре складчатого Урала краевую зону, которая по характеру доорогенных формаций и конседиментационных структур гораздо ближе к платформе, чем к геосинклинали; существенным отличием этой зоны от современной платформы является лишь наличие наложенной, постседиментационной линейной складчатости. Поэтому название миогеосинклиналь (в переводе с греческого — меньшая геосинклиналь) здесь не подходит. Правильнее считать эту краевую зону перикратоном, захваченным внегеосинклинальной линейной складчатостью".

Ввиду дискуссионного характера этого вопроса представляется целесообразным провести сравнительный анализ формаций Елецкой и Лемвинской зон, чтобы установить правомерность или, наоборот, невозможность отнесения их к одной тектонической категории.

Как можно видеть из характеристики разрезов и описания формаций, в Елецкой структурно-формационной зоне главную роль играют карбонатные породы. Глинистые и кремнистые породы составляют не более 10%, встречаясь в основном в специфических прогибах (глинисто-кремнисто-карбонатные градации в калейдовых формациях). В Лемвинской зоне наблюдается обратное соотношение: подавляющая масса отложений представлена глинистыми и кремнистыми сланцами, а выше — терригенными породами (флишоидная и флишевая формации). Карбонатные породы в Лемвинской зоне не образуют самостоятельных формаций.

Имеются значительные отличия и в типах пород. Так, например, для Елецкой зоны характерны кварцевые или олигомиктовые песчаники, образующие вместе с аргиллитами фалаховую формацию. В Лемвинской зоне песчаники полимиктовые, играющие большую роль в строении флишоидной и особенно флишевой формации. Далее, доломиты в Елецкой зоне представлены в основном седиментационно-диагенетическими разностями, а в Лемвинской имеют первичное (седиментационное) происхождение. Большая разница имеется и в составе кремнистых пород: в Елецкой зоне преобладают кремнистые образования, имеющие седиментационно-диагенетический характер, в Лемвинской широко развиты первичные породы, чаще всего радиоляриты. Отмечается также разница в окраске пород: основная масса елецких отложений имеет светло-серый, серый или коричневато-серый цвет, для лемвинских же отложений характерна темно-серая, часто черная окраска.

Существенная разница наблюдается и в степени отсортированности отложений. Терригенные отложения Елецкой зоны, как правило, хорошо отсортированы. В Лемвинской же зоне ши-


Возраст
Формации Елецкой зоны
Формации Лемвинской зоны
C_1^2-P_1^1
Калейдовая
800 м
C_1^2
Известняковая органогенная
350-400 м
Фалаховая
370 м
D_3^1-C_1^1
Калейдовая
1000 м
D_2^2-D_3^1
Терригенно-известняковая
300 м
D_2^1
Фалаховая
300 м
S+D_1
Калейдовая
1600 м
O_{2+3}
Терригенно-известняковая
1500 м
O_1
Фалаховая
1500 м
Флишевая
n·1000 м
Флишоидная
1500 м
Толеровая
1000 м
Фтанитовая
150 м
Кремнисто-терригенно-
олигомиктовая 500 м
Толеровая
~500 м
Алевритo-сланцевая
>1000 м

роким развитием пользуются плохо отсортированные породы смешанного состава (терригенно-карбонатные).

Елецкие отложения, где главную роль играют известняки, отличаются богатством и разнообразием фауны, которая нередко имеет хорошую сохранность. Отложения Лемвинской зоны, даже известняки, чрезвычайно бедны фауной. В некоторых разностях известняков здесь встречаются фораминиферы, но гораздо в меньшем количестве, чем в известняках Елецкой зоны. Макрофауна же в лемвинских известняках встречается исключительно редко, да и то в виде мелких обломков. Не случайно поэтому, что для верхнедевонских и каменноугольных отложений Елецкой зоны вполне применима стратиграфическая схема Русской платформы, по которой отложения расчленяются вплоть до горизонтов. В Лемвинской же зоне детальное расчленение отложений пока провести не удалось. В будущем при стратиграфических построениях здесь придется опираться на специфическую фауну, еще слабо изученную в этом районе — конодонты и радиолярии. К сожалению, эта фауна встречается далеко не везде и имеет часто плохую сохранность (особенно радиолярии).

Изучение разрезов показывает, что в Елецкой зоне при сравнительной полноте разреза все же встречаются перерывы в осадконакоплении (в калейдовых формациях). В Лемвинской зоне такие перерывы нигде не установлены. Значительное различие наблюдается и в изменении мощностей. Как в той, так и другой зонах это изменение более всего наблюдается вкрест простирания. Однако если в формациях Елецкой зоны разница мощностей одновозрастных отложений составляет обычно 1.5-2 раза, то в Лемвинской зоне это различие увеличивается до 5-10 раз. Примером последнего служит толеровая формация.

Остановимся на разнице между вертикальными формационными рядами Елецкой и Лемвинской зон, охватывая весь палеозойский разрез. Этот вопрос рассмотрен недавно в статье В.Н. Пучкова (1976), где показаны формационные ряды внешней и внутренней зон западного склона Урала (соответственно Елецкой и Лемвинской зон применительно к рассматриваемому району). С учетом выделенных нами новых формаций (калейдовой, толеровой и фтанитовой) эти ряды представляются нами в несколько ином виде (рис. 9).

Формационный ряд Елецкой зоны составляют следующие формации: 1) фалаховая (нижнеордовикская), 2) терригенно-известняковая (средне-верхнеордовикская), 3) калейдовая (силурийско-нижнедевонская), 4) фалаховая (нижнеэйфельская), 5) терригенно-известняковая (эйфельско-франская), 6) калейдовая (среднефранско-турнейская), 7) фалаховая (нижне-средневизейская), 8) известняковая

Рис. 9. Сопоставление формационных рядов Елецкой и Лемвинской зон.

Условные обозначения см. на рис. 2.

органогенная (средне-верхневизейская), 9) калейдовая (верхневизейско-нижнеартинская). Характерной отличительной особенностью этого ряда, что легко заметить, является цикличность развития. За промежуток времени от раннего ордовика до ранней перми намечается три цикла: ордовикско-раннедевонский, среднедевонско-турнейский и визейско-раннеартинский. В каждом из них происходит закономерная смена формаций: фалаховые формации сменяются терригенно-известняковыми или известняковыми, на смену которым приходят калейдовые формации (существенно карбонатные, но неоднородные по своему составу и строению). При сходстве выделенных циклов между ними наблюдаются и заметные отличия. Так, например, происходит значительное уменьшение мощностей фалаховых формаций: ордовикская фалаховая формация достигает 1500 м (Варсанофьева, 1963), эйфельская — 300 м (Щербаков, 1977), визейская — 300-370 м. Уменьшается роль песчано-глинистого материала в терригенно-известняковых формациях. Если эти формации в двух первых циклах терригенно-известняковые, то в последнем наблюдается известняковая органогенная формация (средне-поздневизейская). В ходе геологического развития происходит изменение и калейдовых формаций. Особенно сказывается в них снижение роли доломитовых пород. Так, если в силурийско-нижнедевонской калейдовой формации доломитовые породы являются преобладающими, то в среднефранско-турнейской формации их роль заметно снижается, хотя и продолжает оставаться еще значительной. В верхневизейско-нижнеартинской же формации доломиты уходят на второй план (более или менее значительная толща их встречена только в веневско-серпуховских отложениях).

Формационный ряд Лемвинской зоны образуют следующие формации: 1) алевролито-сланцевая (ордовикская), 2) толеровая (силурийско-нижнедевонская), 3) кремнисто-терригенно-олигомиктовая (среднедевонская), 4) фтанитовая (верхнедевонско-средневизейская), 5) толеровая верхнедевонско-среднекаменноугольная), 6) флишоидная (верхневизейско-среднекаменноугольная), 7) флишевая (верхнекаменноугольно-нижнепермская).

Заметим, что названия первой и третьей из названных формаций заимствованы нами у В.Н. Пучкова (1976). По-видимому, изучение этих формаций и поиски их аналогов позволят заменить эти названия на более обобщенные, как это сделано, например, с карбонатно-кремнисто-глинистой сланцевой формацией, которую мы назвали толеровой.

Приведенный вертикальный формационный ряд резко отличается от формационного ряда Елецкой зоны. В самом деле, нет ни одной формации, которая была бы общей для обоих рядов. Формационный ряд Лемвинской зоны не обладает той цикличностью, которая была характерна для Елецкой зоны, где троекратно появлялись однотипные формации. В Лемвинской зоне за этот же период времени только толеровая формация наблюдается дважды. Учитывая это, можно выделить такие этапы. Первый этап (ордовикско-раннедевон-

ский) охватывает алевролито-сланцевую и толеровую формации, второй этап (среднедевонско-среднекаменноугольный) включает кремнисто-терригенно-олигомиктовую, фтанитовую и толеровую формации. Флишоидная и флишевая формации не укладываются в подобные этапы, составляя существенно иной этап в развитии территорий.

Выделенные этапы носят, по-видимому, частный характер. Гораздо более важным является единый крупный этап, охватывающий все палеозойские отложения. Действительно, территория Лемвинской зоны испытывала опускание начиная с ордовика и вплоть до позднего девона-раннего карбона, т.е. до образования фтанитовой формации, которую мы считаем самой глубоководной из всех рассмотренных формаций. Затем наблюдается некоторое поднятие, которое привело к смене фтанитовой формации на толеровую. Далее в связи с воздыманием участков к востоку от Лемвинской зоны начинается формирование флишоидной и флишевой формаций. Таким образом, в Лемвинской зоне гораздо ярче проявилась необратимая эволюция формационного ряда, чем его этапность или цикличность. Действительно, характерные флишоидная и флишевая формации, отсутствующие ранее, появляются только на заключительном этапе развития зоны.

Резкие отличия формаций и формационных рядов Елецкой и Лемвинской зон не представляют возможным объединять их под общим названием "миогеосинклиналь", как это часто делается. В самом деле, формационный ряд Елецкой зоны отличается многими чертами, характерными для платформ. Главные из них — цикличность платформенного типа и широкое развитие карбонатных формаций. Формационный же ряд Лемвинской зоны, как было показано выше, включает характерные для типичных геосинклиналей формации (фтанитовую, толеровую, флишевую), отличаясь лишь отсутствием или слабым развитием вулканизма.

Таким образом, Елецкая зона является краевой частью платформы, а Лемвинская имеет геосинклинальную природу. Граница между ними соответственно является северо-восточной границей Европейской платформы и Уральской геосинклинали в палеозое. Резкое отличие этих двух зон свидетельствует о том, что сочленение их происходило скорее всего по разломному "шву". Заметим, что к такому же выводу о характере сочленения геосинклинали и платформы пришла ранее И,В. Хворова (1961), анализируя флишевую и нижнемелассовую формации Южного Урала и связь их с платформенными формациями.

Краевые зоны платформ, типа Елецкой зоны, являются перикратонными опусканиями или перикратонными прогибами, что уже отмечалось различными исследователями. Исключив их из миогеосинклиналей, вряд ли целесообразно термин миогеосинклиналь использовать для районов типа Лемвинской зоны. Для них необходимо во избежание путаницы другое наименование. Такие названия уже предложены — это "лептогеосинклиналь" (Хайн, 1973), "батиклиналь" (Пучков, 1974) и др. Однако ни одно из предложенных на-

званий еще не получило широкого распространения. По этой причине, до выработки более или менее общепринятой терминологии, мы будем называть Лемвинскую зону краевой зоной Уральской геосинклинали.

В заключение остановимся на специфике формаций перикратонного прогиба типа Елецкой зоны, на отличии их от типично платформенных. Главные особенности этих формаций: повышенная мощность (в 3-5 раз большая, чем в типично платформенных формациях); выдержанность формаций вдоль прилегающей геосинклинали и часто резкое изменение их вкрест простирания (особенно характерное для калейдовых формаций); чистота карбонатных пород на поднятиях (на мелководье) и загрязненность их терригенной примесью во впадинах. Такой характер формаций обусловлен тем, что перикратонный прогиб, располагавшийся на краю платформы, на границе с геосинклиналью, испытывал влияние как платформенных, так и геосинклинальных движений. Так, например, при образовании фалаховых формаций обломочный материал давали поднятия на платформе. Однако возможность накопления значительных его толщ была обусловлена погружением края платформы, вызванного движениями в геосинклинали. Если при образовании карбонатных формаций на платформе резко сказываются эпейрогенические поднятия, которые приводят к частому переслаиванию карбонатных пород с глинистыми, алевритовыми и песчаными прослоями, то в перикратонном прогибе они сказываются в меньшей степени, и здесь часто наблюдаются сплошные мощные толщи карбонатных пород. Это происходило в первую очередь ввиду удаленности от источника сноса. Играл роль и тот фактор, что здесь погружения преобладали над поднятиями, а отсюда — сравнительно устойчивый характер осадконакопления. Видимо, ввиду значительных погружений роль климата в осадконакоплении здесь сказывалась меньше, чем в центральных районах платформы.

Важной особенностью перикратонного осадконакопления является также компенсированный его характер. Даже депрессионные осадки являются компенсированными, за исключением начальных стадий развития депрессий. Характерно, что карбонатные осадки, хотя и обладают нередко исключительной чистотой, являются мелководными, о чем свидетельствует широкое развитие рифовых, биогермных, оолитовых и обломочных образований. Важно отметить развитие грубообломочных карбонатных пород (брекчий), характерных для калейдовых формаций.

ПРОГНОЗ ПОЛЕЗНЫХ ИСКОПАЕМЫХ

Верхнедевонско-каменноугольные формации Елецкой и Лемвинской зон, как было показано, многообразны по своему литологическому составу и палеотектоническому положению. Отсюда - различный набор встреченных или предполагаемых полезных ископаемых, связанных с этими формациями.

Рудные и нерудные ископаемые. Среди формаций Елецкой зоны в отношении рудоносности прежде всего обращает внимание нижне-средневизейская фалаховая формация, в которой уже давно установлены месторождения железных руд. Руды эти представлены в основном сидеритами. Одно из таких месторождений было открыто на р. Кожиме А. А. Черновым (А.А. Чернов, Г.А. Чернов, 1940). Детальные работы, проведенные здесь А.А. Чумаковым (1947), показали, что месторождение не представляет промышленного интереса ввиду бедности руд (содержание железа в сидеритах равно 30%, путем обжига оно увеличивается до 50-60%) и залегания их в основном в виде конкреций. Отметим, что если возникнет необходимость в добыче этих руд, то прежде всего надо обратить внимание на участок р. Тырбылью, где рудоносная, толща залегает горизонтально, поэтому руду можно добывать открытым способом. Правда, сидериты здесь залегают также только в виде конкреций (до 0.5-0.7 м). Однако обнаженность района очень плохая. Не исключено, что здесь могут быть встречены пласты сидерита, вернее, его крупные конкреции. К этой же формации приурочено Усть-Бердышское месторождение бурых железняков (Варсанофьева, 1944, б). Оно когда-то разрабатывалось, однако в настоящее время его масштабы интереса не представляют. Усть-Бердышское месторождение расположено в зоне тектонического контакта нижневизейских терригенных отложений, надвинутых на известняки ассельского возраста. Руды представлены либо массивными образованиями, почти нацело сложенными бурым железняком, либо брекчиями. Рудное вещество состоит из гидрогетита и гетита. Предполагается, что источником железа была сама терригенная толща, которая промывалась горячими глубинными водами в текто-

нически ослабленных зонах (Юцович и др., 1975). Качество руды хорошее (железа около 52%, серы — следы, фосфора — в пределах 1%). Запасы месторождения невелики, но оцениваются по-разному. Видимо, целесообразно поставить доразведку месторождения.

Имеющиеся данные позволяют предполагать развитие месторождений подобного типа к югу и северу от Усть-Бердышского месторождения (Гуслицер, 1959). Особенно интересно рудопроявление, открытое Г.Ф. Проскуриным в верховьях р. Кобылки, левого притока р. Подчерема (Юцович и др., 1975). С целью поисков месторождений железных руд этого типа необходима постановка детальных геологосъемочных и геофизических работ. Для выяснения генезиса месторождений требуются и специальные тематические исследования.

Рассмотренные калейдовые и известняковая органогенная формации представлены в основном известняками и доломитами. Среди них можно найти в массовом количестве породы, которые могут быть использованы как разнообразный строительный материал (бутовый и облицовочный камень, цементное сырье).

Переходя к прогнозу полезных ископаемых, связанных с верхнедевонско-каменноугольными формациями Лемвинской структурно-формационной зоны, необходимо отметить, что в них пока неизвестны месторождения каких-либо полезных ископаемых. Однако в толеровой формации отмечены рудопроявления барита (р. Собь) и фосфатов (рр. Харута и Б. Хойла). По аналогии с однотипными формациями других районов здесь могут быть также встречены рудопроявления марганца, ванадия и некоторых других элементов. К сожалению, плохая обнаженность этих формаций, представленных преимущественно сланцами, а также их недостаточная изученность не позволяют сделать какие-либо определенные выводы. Выяснение перспектив рудоносности осадочных формаций Лемвинской зоны — задача предстоящих исследований.

Уголь. К фалаховой нижне-средневизейской формации приурочены месторождения каменного угля. Наиболее крупное из них (Еджыд-Кыртинское) открыто К.Г. Войновским-Кригером (1944) и некоторое время разрабатывалось. Промышленные пласты углей (до 0,7 м) известны также в районе Югыд-Вуктыла (Добролюбова, Тебеньков, 1930). Можно согласиться с мнением В.А. Варсанофьевой (1944а) и И.С. Муравьева (1968), что подобные залежи угля могут быть встречены и в бассейне рр. Кожима и Илыча. Однако во всех этих районах трудно ожидать месторождения, представляющие большой интерес.

Нефть и газ. Проблема перспектив нефтегазоносности западного склона севера Урала в настоящее время привлекает все большее внимание. Ей были посвящены специальные исследования (Елисеев и др., 1975), ставящие своей целью рассмотрение литологических, геохимических и тектонических критериев перспектив нефтегазоносности названной территории. Геохимические исследования показали, что процессы нефтегазообразования в палеозойских толщах отлича-

лись широким развитием. В разрезе выделены толщи, которые обладают хорошими коллекторскими свойствами. Решающим же является тектонический фактор, так как в этом сложно построенном районе трудно найти структуры, где бы сохранились залежи нефти и газа. Однако такие структуры удалось наметить. Это в первую очередь поднадвиговые структуры и структуры, расположенные на большой глубине, где при приближении к фундаменту происходит их упрощение и выполаживание. Наиболее интересными при этом являются зоны поперечных опусканий Урала. Учитывая все названные критерии, мы высоко оцениваем перспективы нефтегазоносности западного склона севера Урала.

Рассмотрим более подробно перспективы нефтегазоносности карбонатных верхнедевонско-нижнепермских формаций. Известно, что карбонатные породы представляют большой интерес как коллекторы нефти и газа. С ними связано более половины мировых запасов этих полезных ископаемых. Велика роль карбонатных коллекторов и в Тимано-Печорской провинции. Два ее месторождения (Вуктыльское, Усинское и др.) приурочены именно к карбонатным породам. Проблема карбонатных коллекторов в провинции является одной из самых главных и вместе с тем одной из самых трудных. Дело в том, что карбонатные коллекторы — очень сложный объект для исследования, так как они сложены самыми различными типами пород, что в свою очередь обусловливает вариации пористости, проницаемости и других параметров коллекторов. Исследование их затруднено также тем, что карбонатные породы в значительной степени подвергаются вторичным изменениям.

Среди карбонатных пород интерес представляют прежде всего доломитовые — обычно более пористые и обладающие лучшими коллекторскими свойствами. Наибольшей пористостью отличаются доломиты, образовавшиеся в результате замещения известняков. Пористость в них формируется в основном в последующие стадии существования породы — за счет селективного выщелачивания кальцита. Доломитовые породы наиболее широко распространены в среднефранско-турнейской калейдовой формации, где составляют примерно половину разреза верхнего девона (около 300 м). В верхневизейско-нижнеартинской калейдовой формации доломиты слагают нижнюю ее часть. Эти мелкозернистые доломиты относятся к серпуховскому надгоризонту и имеют мощность около 70 м.

При рассмотрении известняков как возможных коллекторов важно выяснить, обладали ли они первичной пористостью. Это свойство является наиболее важным. Вторичная пористость тесно связана с локальными структурами, поэтому для каждой такой структуры должна рассматриваться отдельно. Первичная же пористость является более универсальной, и, самое главное, она предопределяет вторичную пористость (Соколов, 1958). Первичной пористостью обладали многие известняки верхнего девона-нижней перми (биогермные, детритовые и обломочные).

Наибольший интерес в отношении нефтегазоносности представляют породы восточных градаций всех трех рассмотренных карбонатных формаций. Дело в том, что, во-первых, эти градации сложены в значительной мере биогермными и рифовыми образованиями, во-вторых, часть их перекрыта надвигами, иногда большой амплитуды. Благодаря этому экранирующему эффекту рассмотренные карбонатные породы на глубине могли сохранить залежи нефти и газа.

ФОРМАЦИИ ОГРАНИЧЕНИЙ ДРЕВНИХ ПЛАТФОРМ

Сравнительный анализ формаций ограничений древних платформ является предметом специальных исследований. Однако, проведя изучение формаций северо-восточного ограничения Европейской платформы, автор считает необходимым хотя бы в общих чертах, основываясь на литературных материалах, рассмотреть формации ограничений платформ некоторых других регионов. В качестве таких регионов выбраны юго-западное ограничение Европейской платформы, южное и западное ограничения Северо-Американской платформы.

ЮГО-ЗАПАДНОЕ ОГРАНИЧЕНИЕ ЕВРОПЕЙСКОЙ ПЛАТФОРМЫ

Согласно представлениям А.А. Богданова (1968а, 19686), на юго-западе Европейская платформа ограничена северным фронтом варисциц Центральной Европы. Это районы Корнуэлла, Девоншира, Арденн и Рейнских Сланцевых гор. Пользуясь капитальными сводками Дж. Беннисона, А. Райта (1972) и М.Г. Руттена (1972), посвященными геологии этих территорий, попытаемся проанализировать формации в зоне сочленения платформы и геосинклинали. Геосинклинальный этап развития варисциц проходил здесь в девоне и карбоне, поэтому только отложения этих периодов и будут рассмотрены нами.

Прежде всего обращает внимание геотектоническое положение Арденн. М.Г. Руттен (1972, с. 86) так определяет его: "Составляя северо-западное окончание герцинской Европы, Арденны располагаются сразу же южнее границы между континентом древнего красного песчаника, стабильной частью Европы, и примыкающим к нему девонским геосинклинальным морем. Это краевое положение и обусловило значительные колебания в мощностях и фациях девонских серий южных и северных Арденн, а также фациальные различия между девоном Арденн и девоном южной окраины Барбантского

массива". На той же странице приведен генерализованный стратиграфический разрез центральных Арденн, который показывает сходство строения терригенных и карбонатных формаций Арденн с подобными формациями Елецкой структурно-формационной зоны севера Урала.

Нижнедевонские отложения Арденн сложены терригенной формацией, состоящей в основном из песчаников и глин. Наблюдается увеличение размера обломочного материала к северу, что свидетельствует о том, что снос материала происходил с севера, с приподнятых участков платформ. Характерно изменение мощности отложений — от 2 км на севере до 7.5 км на юге. Эти особенности формации позволяют относить ее к категории фалаховых.

С началом среднего девона принос терригенного материала резко сократился, начинает преобладать карбонатное осадконакопление. Среднедевонские отложения относятся к терригенно-карбонатной формации. "Для франского яруса верхнего девона характерно довольно резкое чередование глинистых и известняковых отложений. К франскому времени относятся великолепные рифовые постройки" (Руттен, 1972, с. 88). По-видимому, это формация, которую мы называем калейдовой. Мощность ее меняется от 1 км на севере до 3.5 км на юге. Таким образом, здесь наблюдается такой же ряд формаций, как и в Елецкой зоне Урала: фалаховая-терригенно-карбонатная-калейдовая. Как было показано выше, этот ряд характерен для краевых частей платформ или перикратонных прогибов.

Более молодые (раннекаменноугольные) отложения имеют мощность 1000 м и представлены в основном известняками. Для этих отложений характерна правильная морская ритмичность: каждый ритм начинается более грубообломочными и зоогенными известняками, а заканчивается более тонкозернистыми и фитогенными. Считается, что условия осадконакопления были одинаковыми практически на всей территории. Однако появление грубообломочных известняковых брекчий в конце раннекаменноугольного времени говорит о том, что эти условия не всегда были постоянными. Возможно, что здесь мы также имеем дело с калейдовой формацией.

Позднекаменноугольные отложения, наблюдаемые непосредственно к северу от Арденн (в Намюрской синклинали), представлены многокилометровой толщей песчаников и глинистых сланцев, включающих угольные пласты (формация предгорного прогиба). В этом также заметно сходство с Елецкой зоной севера Урала. Однако между Елецкой зоной и Арденнами безусловно имеются и различия. Цикличность или этапность в этих зонах имеет одинаковый характер, но время этапов не совпадает. Так, если в Арденнах в раннедевонское время происходит формирование фалаховой формации, то в Елецкой зоне Урала наблюдается карбонатное осадконакопление (образование калейдовой формации). Заметим также гораздо большую мощность фалаховой формации в Арденнах, достигающую 7.5 км. Самая же мощная фалаховая формация в Елецкой зоне (раннеордовикская) имеет мощность 1.5 км. Это связано с тем,

что размываемая суша на юго—западе платформы была более приподнятой, а область накопления осадков была гораздо ближе к источнику сноса, чем на северо-востоке платформы.

Девонские и каменноугольные отложения Корнуэлла, Девоншира и Рейнских Сланцевых гор сложены резко отличными отложениями явно геосинклинального типа, где преобладают терригенно-сланцевые породы. Однако области их развития не являются однородными. Прежде всего, разница между ними состоит в характере магматизма. "Здесь сразу же следует отметить различие между кислыми изверженными породами, развитыми в районе восточного погружения массива Ставло в северо-западной части Рейнских Сланцевых гор, и основными породами, находимыми в юго-восточной части этих гор, в районе рек Лан и Дилль" (Руттен, 1972, с. 112). Считается, что породы кислого состава являются посторогенными образованиями каледонского орогенического цикла. Основные же породы юго-восточной части гор принадлежат к спилитово-кератофировой формации. Таким образом, здесь выделяются типично эвгеосинклинальная область на юго-востоке и краевая часть геосинклинали на северо-западе. Остановимся на характеристике формаций именно этой краевой части геосинклинали. Заметим, что в Англии к этой области может быть отнесена только территория Северного Девоншира, так как в Корнуэлле и Южном Девоншире встречаются породы основного состава (спилитовые лавы).

Девонские отложения в Северном Девоншире представлены в основном аспицными сланцами, среди которых встречаются прослои конгломератов, гравелитов, песчаников и очень редко — известняков. Каменноугольные отложения этого района резко отличаются от одновозрастных отложений так называемой Юго-западной провинции, сложенных преимущественно карбонатными отложениями. Считается, что переход этот "должен быть сравнительно резким, однако он недоступен для изучения, поскольку переходная зона скрыта под мезозойскими отложениями" (Беннисон, Райт, 1972, с. 143). Каменноугольные отложения Северного Девоншира известны под названием кульма и представлены преимущественно глинистыми осадками, в которых также встречаются кремнистые и песчаные слои (граувакки, гравелиты). Встречаются "нечистые" известняки, резко отличные от известняков более северных районов. "Судя по литологическим особенностям, отложения кульма почти несомненно накапливались в условиях быстро погружавшегося геосинклинального, или передового, прогиба, и эти осадки аналогичны геологически более молодым отложениям альпийского "флиша" (Беннисон, Райт, 1972, с. 143). По нашему мнению, к флишевой формации следует относить только верхнюю часть кульмовых, отложений. В нижней же части характер отложений существенно иной, что позволяет предполагать развитие здесь толеровой формации, возможно также и фтанитовой. К последней, по-видимому, следует отнести так называемые кремнистые слои.

В Рейнских Сланцевых горах девонские отложения представлены граувакками, которые в большинстве своем являются турбидитами. Это дает основание считать их глубоководными образованиями. "В каменноугольных отложениях наибольшей интерес представляет смена фаций раннего карбона, происходящая на участке между Арденнами и Рейнскими Сланцевыми горами. В динанте (нижний карбон) Арденн мы находим известняковую фацию. В то же время турне (или нижний динант) Рейнских Сланцевых гор представлен главным образом кремнистыми сланцами, а визе (или верхний динант) — кульмской фацией обломочных пород, развитой на большей части территории Рейнских Сланцевых гор" (Руттен, 1972, с. 113).

Рассмотрев девонские и каменноугольные отложения юго-западного ограничения Европейской платформы, можно провести некоторые сравнения с северо-восточным ограничением. В юго-западном ограничении платформы, как было показано выше, можно предполагать область, сходную с Елецкой зоной, которая расположена в Арденнах. Здесь отмечен такой же формационный ряд: фалаховая формация—терригенно-известняковая формация—калейдовая формация. Эта область является краевой частью платформы или перикратонным прогибом. К югу от нее расположена геосинклинальная область, которая в общих чертах напоминает Лемвинскую зону, обладая многими существенными отличиями. Самое главное из них — наличие терригенного (грауваккового) материала на протяжении всего периода развития геосинклинальной впадины. Однако массовое развитие различных сланцев, иногда кремнистых толщ (фтанитовых формаций), отсутствие вулканизма — все это черты, свойственные и для Лемвинской зоны.

ЮЖНОЕ ОГРАНИЧЕНИЕ СЕВЕРО-АМЕРИКАНСКОЙ ПЛАТФОРМЫ

К югу от Северо-Американской платформы находится, складчатая система Уачита, строение которой рассматривалось многими американскими и другими геологами (Кинг, 1961; Шатский, 1965а, и др.). Она представляет собой сложный складчатый массив, разбитый рядом крупных надвигов и щарьяжных перекрытий. Формации системы Уачита являются типично геосинклинальными и представлены в основном различными сланцами и песчаниками. Однако в отличие от эвгеосинклиналей здесь чрезвычайно слабо развиты вулканогенные образования. Как показал Б.М. Келлер (1949), палеозойские формации Уачиты сходны с формациями Зилаирского синклинория западного склона Урала. К.Г. Войновским-Кригером (1953 г.), а затем В.Н. Пучковым (1974) было показано большое сходство формаций Уачиты с формациями Лемвинской структурно-формационной зоны.

Палеозойские отложения системы Уачита начинаются кембрийскими (?) или нижнеордовикскими отложениями (Goldstein, 1961).

Вся нижняя часть разреза, включая среднеордовикские отложения, представлена черными и зеленоватыми сланцами и кварцитовидными песчаниками. В некоторых интервалах разреза присутствуют прослои известняков, обычно окремненных. Мощность отложений около 1000 м. Эти отложения, названные В.Н. Пучковым карбонатно-терригенно-олигомиктовой формацией, имеют много общего с ордовикской алевролито-сланцевой формацией Лемвинской зоны.

Верхнеордовикские отложения (Бигфорк и Полк Крик) сложены в основном черными и коричневато-серыми граптолитовыми сланцами, переслаивающимися с кремнистыми и карбонатными породами общей мощностью до 300 м. Подобные отложения, как уже отмечалось выше, мы считаем толеровой формацией.

Силурийские отложения представлены серыми и зеленоватыми песчаниками, часто кварцитовидными, с прослоями сланцеватых длюдистых алевролитов и тонкослоистых кремней (в верхней части). Мощность отложений достигает 600 м. Они сопоставимы с кремнисто-терригенно-олигомиктовой формацией (среднедевонской) Лемвинской зоны.

Выше залегает кремнистая толща (так называемый Арканзасский новакулит), охватывающая по возрасту девон и низы карбона. Общая мощность её достигает 300 м. По составу здесь выделяются нижняя и верхняя части. Первая из них сложена белыми и зеленовато-серыми массивными кремнями и зелеными тонкослоистыми кремнистыми сланцами. Верхняя же часть представлена красными, коричневыми, зелеными и серыми радиоляриевыми кремнистыми породами. Эта толща имеет много общего с фтанитовой формацией Лемвинской зоны. Хотя мнение об условиях образования Арканзасского новакулита значительно расходятся, большинство исследователей считают их глубоководными образованиями (Park, Croneis, 1969, и др.). Заметим, кстати, что И.В. Хворовой (1968) Арканзасский новакулит отнесен к терригенно-кремнистой (новакулитовой) ассоциации. Выше залегают флишевая (C_1-C_2) и молассовая (C_2-C_3) формации, каждая из которых имеет мощность в несколько тысяч метров.

Приведенное сравнение показывает явное сходство формационных рядов системы Уачита и Лемвинской зоны. Можно отметить некоторые различия, которые, однако, не являются принципиальными. Во-первых, не совпадает возраст формаций. Так, кремнисто-олигомиктовая формация в системе Уачита имеет силурийский, а в Лемвинской зоне — среднедевонский возраст и т.д. Во-вторых, что более важно, в системе Уачита, по существующим мнениям, флишевая формация непосредственно сменяет новакулитовую (кремнистую), в то время как в Лемвинской зоне фтанитовая и флишевая формации разделены толеровой и флишоидной формациями. Однако надо иметь в виду, что флишевые толщи Уачиты (Стенли и Джекфорк) отличаются от Типичного флища рядом особенностей: отсутствием градационной слоистости, присутствием прослоев кремнистых и туфогенных пород. Учитывая названные и другие особенности, Б.М. Келлер (1949) считает эти толщи аспидной формацией. В последние годы

описанию рассматриваемых толщ посвящено значительное количество работ (Cline, I960; Briggs, Cline, 1967; Morris, 1971; Johnson, 1968, и др.), и большинство исследователей считают эти толщи флишевыми. Правда, при этом отмечается, что наиболее типичными флишевыми отложениями являются более молодые образования — основание серии Атока. Отметим также слишком широкое понимание термина флиш у некоторых американских геологов. Так Р. Морис (Morris, 1974) считает, что термин флиш может быть применен для всего фанерозойского разреза Уачита. Принимая во внимание сказанное, можно предположить, что новакулитовая формация в Уачите сменяется не флишевой, а флишоидной формацией. Тогда разница между формационными рядами Уачиты и Лемвинской зоны становится еще менее заметной. О палеотектонической природе подобного палеозойского разреза Ф. Кинг (1961) писал так: "Эти породы не являются фациями, обычными для миогеосинклинали, но имеют почти эвгеосинклинальный характер; возможно, они представляют собой переходные фации от миогеосинклинальных к эвгеосинклинальным" (с. 125).

К северу от системы Уачита находятся одновозрастные палеозойские породы, но совершенно отличные по своему характеру. Контакты между этими различными литологическими комплексами не обнажены, так как зона сочленения перекрыта более молодыми отложениями. Наиболее близкие к Уачите обнаженные участки имеются в горах Арбакл и Вичита, где разрезы палеозоя далеко неполные. Многие данные получены в результате бурения. Установлено при этом, что палеозойские отложения представлены здесь преимущественно карбонатными породами с подчиненными сланцами и песчаниками. Они похожи на отложения внутренней части платформы, но из-за большой мощности относятся к миогеосинклинальному поясу (King, 1961). К сожалению, данных по литологическому описанию пород, вскрытых скважинами, опубликовано очень мало.

Для характеристики разреза палеозоя этого типа воспользуемся сводкой "Перспективные нефтегазоносные провинции Соединенных Штатов Америки" (1974), где можно найти, правда, лишь краткие сведения по разрезу палеозоя впадин складчатого пояса Южной Оклахомы и Северного Арканзаса.

Кембрийские и нижнеордовикские отложения (Арбакл) представлены преимущественно известняками и доломитами мощностью более 2000 м. Средне- и верхнеордовикские отложения (Симпсон, Виола, СиЛван) сложены терригенными и карбонатными породами небольшой мощности — около 300 м (Flawn, 1861). Силурийские и девонские отложения (Хантон и Вудфорд) представлены глинами и известняками. Низы карбона сложены также известняками, в некоторой степени песчанистыми, мощностью до 300 м. Уже в верхней части Миссисипи я появляется терригенная толща, которая охватывает и весь пенсильваний. Мощность этой толщи достигает нескольких километров.

Данные, которыми мы располагаем, позволяют судить о резком отличии только что описанного разреза палеозоя от палеозойского разреза Уачиты. Однако они недостаточны для выделения здесь формаций, которые можно было бы сравнивать с разрезом Елецкой зоны Урала. Учитывая широкое распространение карбонатных пород, их большую мощность, можно лишь предполагать, что образование их также связано с краевой частью платформы — с ее перикратонным опусканием.

ЗАПАДНОЕ ОГРАНИЧЕНИЕ СЕВЕРО-АМЕРИКАНСКОЙ ПЛАТФОРМЫ

Одним из наиболее благоприятных районов, где удается наблюдать западное ограничение Северо-Американской платформы, является штат Невада. Во многих работах можно найти описание перехода карбонатных формаций, считаемых миогеосинклинальными, через зону сланцевых формаций к типичной эвгеосинклинали (Лоувелл, 1963; Кей, 1963; Богданов, 1975; Roberts, 1964; Washburn, 1970; Smith, Ketner, 1975, и др.).

Рассматривая палеозойский разрез, представленный карбонатными и терригенно-олигомиктовыми породами увеличенной мощности, относимый упомянутыми исследователями к миогеосинклинали, нетрудно заметить, что он имеет много общего с краевой частью платформы, выделяемой нами на Урале и в других рассмотренных районах.

Кембрийские отложения представлены в нижней части кварцитами мощностью около 1000 м, а выше их залегают карбонатные породы такой же мощности. Затем следуют известняки Погонип, относимые к нижнему ордовику, общей мощностью около 1100 м. Выше карбонатное осадконакопление сменяется терригенным, о чем свидетельствует образование кварцитов Юрика (мощность около 300 м). На них залегают верхнеордовикские известняки и доломиты, а еще выше — карбонатные отложения силура. Силур в восточной части Невады представлен в основном доломитами, достигающими 1000 м мощности. Однако фации силура довольно неоднородны. Здесь чистые известняки формировались на отмелях, которые были окружены более глубоководными зонами. Девонские отложения представлены в нижнем и среднем отделах среднеслоистыми доломитами и мергелями, в верхнем — глинистыми и доломитизированными известняками. Каменноугольные отложения имеют резко различные мощности, на отдельных участках отложения нижнего карбона выпадают из разреза. В восточной части зоны они представлены в основном карбонатными породами. Однако при движении на запад их разрез существенно меняется. В центральной части Невады верхняя половина карбона, как и пермские отложения, участвуют в выполнении крупной синклинальной структуры — впадины Окурш (Богданов, 1975). Разрез этих отложений здесь достигает мощ-

ности 3000-4000 м. Они представлены в нижней части конгломератами и песчаниками, которые выше сменяются известняками, а затем — чередующимися глинистыми сланцами, известняками, песчаниками и конгломератами. Общая мощность палеозойских отложений достигает 8000 м (Hyde, Hutter, 1970).

Приведенное краткое описание палеозоя центральной Невады свидетельствует о том, что отложения эти являются окраинно-платформенными, накапливавшимися в постепенно погружающейся области. Здесь, как и во всех ранее рассмотренных случаях ограничений древних платформ, наблюдаются широкое развитие карбонатных формаций и цикличность перикратонного типа: фалаховые формации сменяются терригенно-известняковыми, а те в свою очередь — калейдовыми. Примерами фалаховых формаций являются в данном случае нижнекембрийские и среднеордовикские отложения. К калейдовой формации относятся силурийские отложения, где наблюдается развитие рифогенных и депрессионных осадков (Winterer, Murphy, I960).

К западу от зоны, сложенной преимущественно карбонатными формациями, расположена сланцевая, или переходная зона (Кау, Crawford, 1964). Здесь ордовикские отложения сложены глинистыми сланцами, известняками и кремнями (Лоувелл, 1963; Smith, Ketner, 1975). Сланцы обычно черного цвета, тонкоплитчатые, с граптолитами. Известняки представлены темными, сильноглинистыми разностями. Плохая обнаженность и сложная тектоника не дают возможности определить точно мощность отложений в этой зоне. Однако определенно можно считать, что она значительно меньше мощности отложений одновозрастных карбонатных отложений, расположенных к востоку. Имеющиеся факты позволяют также предполагать, что накопление осадков в переходной зоне происходило в более глубоководных условиях, чем формирование отложений карбонатного комплекса. Силурийские отложения в рассматриваемой зоне представлены глинистыми известняками, глинистыми сланцами и тонкозернистыми песчаниками и алевролитами (Богданов, 1975). Девонско-каменноугольная история переходной зоны устанавливается с трудом, так как наблюдаются лишь фрагменты отложений этого возраста. С конца девона в центральной Неваде началось интенсивное развитие поднятий, накопление мощных терригенных толщ и развитие тектонических покровов. Рассмотренные особенности переходной зоны центральной Невады позволяют сопоставлять ее с Лемвинской зоной севера Урала, что уже было ранее отмечено В.Н. Пучковым (1974).

З А К Л Ю Ч Е Н И Е

В заключение кратко изложим основные выводы.

1. Впервые проведенный литолого-формационный анализ верхнедевонско-каменноугольных отложений северо-восточного ограничения Европейской платформы (Елецкой и Лемвинской зон севера Урала и Приуралья) позволил выяснить состав, строение и условия образования осадочных формаций.

2. В Елецкой зоне выделены четыре формации: калейдовая- (среднефранско-турнейская), фалаховая (нижне-средневизейская), известняковая органогенная (средне-верхневизейская) и калейдовая (верхневизейско-нижнеартинская). Выделение калейдовых формаций предлагается автором впервые.

Калейдовая среднефранско-турнейская формация состоит из трех градаций: западной доломитово-известняковой - сынинской, центральной глинисто-кремнисто-известняковой - вангырской и восточной доломитово-известняковой - патокской. Образование западной и восточной градаций происходило в условиях мелководного шельфа и связано с приподнятыми, медленно погружающимися блоками платформы. Особенно мелководны отложения патокской градации, где широко развиты биогермные, оолитовые и мелкообломочные известняки. Центральная глинисто-кремнисто-известняковая градация является депрессионным образованием, возникшим между двумя приподнятыми блоками. Широкое развитие доломитовых пород в этой формации позволяет предполагать, что климат в это время был аридным или субаридным.

Фалаховая формация (нижне-средневизейская) делится на четыре градации. Западная глинисто-песчаниковая угленосная (вуктыльская) градация представляет собою ассоциацию дельтовых и придельтовых образований. Следующая к востоку сынинская градация (песчаниково-глинистая сидеритоносная) - прибрежно-морская. Более глубоководной морской является вангырская градация, где появляются прослои известняков. Крайняя восточная (кожимская) градация служит примером иловых впадин. Формация образовалась в теплом влажном климате. В тектоническом отношении это было время начала широкой трансгрессии. Источником обломочного ма-

териала служили поднятия в пределах восточной части Европейской платформы.

Известняковая органогенная формация (средне-верхневизейская) состоит из трех градаций. На основной западной части территории развита градация детритовых известняков (подчеремская). Она является удивительно выдержанной не только в пределах рассматриваемого региона, но и практически на всем западном склоне Урала. Кремнисто-известняковая (кушковатская) градация наблюдается к востоку от первой, за которой далее к востоку развита рифовая (надотская) градация. Рифовая градация наблюдается только в одном месте (на р. Б.Надоте), но развитие ее можно предполагать и в других местах, на границе Елецкой и Лемвинской структурно-формационных зон. Образование известняковой органогенной формации связано с периодом широкой визейской трансгрессии. Климат во время ее образования был теплый, гумидный.

В строении калейдовой (верхневизейско-нижнеартинской) формации также выделяются три градации. Западная из них (шаръюская) занимает бо́льшую часть рассматриваемой территории, являясь по составу доломитово-кремнисто-известняковой. Известняковая (кожимская) градация занимает крайнее восточное положение, отличаясь широким развитием биогермных и грубообломочных известняков, отсутствием доломитов и кремней. Эта краевая часть зоны была наиболее приподнятой. Как и западная градация, она образовалась на мелководных участках, соответствующих медленно погружающимся блокам окраинной части платформы, вытянутым вдоль геосинклинальной области. На границе между двумя этими градациями местами развита глинисто-кремнисто-известняковая градация (щугорская), имеющая депрессионную природу. Климат на протяжении всего времени образования формации был аридным или субаридным. Образование этой формации свидетельствует о регрессии моря.

3. В Лемвинской структурно-формационной зоне на протяжении позднего девона-карбона выделены четыре формации: фтанитовая, толеровая, флишоидная и флишевая. Толеровая формация предложена автором впервые.

Фтанитовая формация развита в центральной и восточной частях Лемвинской зоны, имея на всем протяжении практически однотипный набор пород, среди которых преобладают фтаниты. Она охватывает отложения верхнего девона и нижней части карбона. По своему генезису это наиболее глубоководные осадки из всех отложений Лемвинской зоны. Осаждение кремнезема шло в основном биогенным путем (основная масса пород представлена радиоляриевыми фтанитами и фтанитоидами). Повышению концентрации кремнезема в морской воде, по-видимому, способствовали вулканические процессы, проявления которых отмечены на восточном склоне Урала.

В толеровой формации, которая в западной части охватывает диапазон от верхнего девона до среднего карбона включительно, выделяются три градации. Западная (воргашорская) градация, расположенная по границе с Елецкой зоной, характеризуется широким раз-

витием карбонатных пород. Центральная (харутская) градация состоит, из глинистых, кремнистых и карбонатных пород, распространение которых примерно одинаково. Главная особенность этой градации — ничтожно малая мощность отложений (около 100 м), если учесть, что мощность западной и восточной градаций соответственно равна 800 и 1000 м. Восточная (харотская) градация характерна преобладанием глинистых сланцев (аргиллитов). Образование толеровой формации связано с относительно глубокой впадиной.

Флишоидная (карбонатно-терригенная) формация расположена в восточной части Лемвинской зоны и фациально замещает толеровую формацию в период позднего визе-среднего карбона. Она отличается значительной пестротой разрезов. Здесь развиты преимущественно терригенные породы: песчаники, алевролиты и аргиллиты, часто в значительной степени известковые, переходящие в песчанистые и глинистые известняки. Переслаивание пород носит иногда флишеподобный характер, почему и формация названа флишоидной. Образно говоря, ее можно считать предвестником флиша. Мощность формации достигает 1500 м. В строении ее выделяются две градации: западная карбонатно-терригенная (яйюская) и восточная терригенная (райизская). Однако вторая из них выделена лишь условно, так как возраст пород райизской свиты не установлен. Большая мощность отложений яйюской свиты связана со значительным прогибанием территории, на которой шло ее образование. Полимиктовый характер обломочного материала свидетельствует о том, что снос его происходил с востока, где в это время уже начали образовываться поднятия.

Флишевая формация соответствует кечьпельской свите, охватывая по возрасту отложения позднего карбона—ранней перми. Она представлена толщей терригенных пород с типичной флишевой цикличностью. Образовалась формация в сравнительно узкой ложбине, так называемом флишевом троге. Мощность отложений по данным геологических и геофизических исследований предполагается равной нескольким тысячам метров.

4. Вопрос о границе платформы и геосинклинали в рассматриваемом регионе является спорным. Одни исследователи (Н.П. Херасков, А.С. Перфильев и др.) считают Елецкую зону миогеосинклинальной, другие (В.А. Варсанофьева, А.А. Султанаев, И.С. Муравьев, В.Н. Пучков и др.) относят ее к краевой части платформы. Решение этого вопроса во. многом зависит от выяснения характера формаций Елецкой зоны. Сравнение формаций Елецкой и Лемвинской зон показывает, что их нельзя объединять под общим названием "миогеосинклиналь". Широкое развитие карбонатных формаций в Елецкой зоне, характерная платформенная цикличность указывают на то, что этот район относится к краевой части платформы, к зоне ее перикратонного опускания. В Елецкой зоне за период ордовик-карбон выделяются три цикла, в ходе которых наблюдается закономерное чередование формаций. Каждый цикл, начинаясь фалаховой формацией (начало трансгрессии), сменяется терригенно-известняковой или

известняковой (максимальное развитие трансгрессии) и завершается калейдовой формацией (регрессивная стадия). В Лемвинской же зоне проявляется иной цикл, единый для всего палеозоя: от ордовика до визе идет опускание территории, а затем происходит инверсия с образованием флишоидной и флишевой формаций. На основании резкого отличия формационных рядов мы считаем, что Елецкая зона является краевой частью платформы, а Лемвинская — краевой частью геосинклинали. Граница между ними является соответственно границей между платформой и геосинклиналью. Резкое отличие этих двух зон свидетельствует о том, что сочленение их происходило скорее всего по разломному "шву".

Краевые зоны платформ, типа Елецкой зоны, являются перикратонными опусканиями или перикратонными прогибами, что уже неоднократно отмечалось различными исследователями. Исключив такие зоны из миогеосинклинали, очевидно, невозможно термин "миогеосинклиналь" использовать для районов типа Лемвинской зоны. Для них необходимо другое наименование. До выработки более или менее общепринятого термина мы называем Лемвинскую зону краевой зоной Уральской геосинклинали.

Специфика формаций перикратонного прогиба типа Елецкой зоны состоит в следующем: повышенная мощность отложений (в 3-5 раз бо́льшая, чем в типично платформенных разрезах); выдержанность формаций вдоль прилегающей геосинклинали и часто резкое изменение их вкрест простирания; широкое развитие карбонатных формаций; чистота карбонатных пород на мелководных участках и загрязненность их терригенной примесью во впадинах. Такой характер формаций перикратонных прогибов (типа Елецкой зоны) обусловлен их палеотектоническим положением: они испытывали влияние как платформы, так и геосинклинали.

5. Вопрос о формациях зон ограничения древних платформ, т.е. сочленении платформ и геосинклиналей, помимо большого теоретического, имеет немаловажное и практическое значение. Формации рассмотренного перикратонного прогиба содержат месторождения угля, железных руд, богатейшие запасы строительных материалов. Но весьма важно подчеркнуть их большие перспективы в отношении поисков нефти и газа, особенно в поднадвиговых зонах. Формации краевой зоны геосинклинали перспективны в отношении поисков марганца, фосфатов, ванадия, барита и других полезных ископаемых.

6. Сравнение формаций зон ограничения древних платформ, в частности юго-западного ограничения Европейской платформы, южного и западного ограничений Северо-Американской платформы, показывает много общего в их строении с Елецкой и Лемвинской зоной севера Урала. По-видимому, рассмотренный характер сочленения платформы и геосинклинали является довольно распространенным. Детальный анализ формаций на более широком материале позволит вскрыть общие закономерности строения и развития зон ограничения древних платформ.

ЛИТЕРАТУРА

Атлас литолого-палеогеографических карт палеозоя и мезозоя Северного Приуралья. Масштаб 1:2 500 000. Л., "Наука", 1972.

Афанасьев Б.Л., Яцук В.И. Основные этапы геологического развития Печорского угольного бассейна и его современная структура. — В кн.: Материалы по геологии и полезным ископаемым Северо-Востока европейской части СССР. Вып. IV. М., "Недра", 1965, с. 5-30.

Багдасарова М.В. К минералогии терригенных отложений нижнего карбона Приполярного Урала. - В кн.: Фации и условия формирования нефтепроизводящих свит. М., „Наука", 1966, с. 64-9 2.

Беляков Л.Н., Чермных В.А. Яснополянские отложения верховьев рек Печоры и Илыча. Материалы по геологии и полезным ископаемым Северо-Востока европейской части СССР. Сб. 6, Сыктывкар, Коми кн. изд-во, 1970, с. 94-104.

Беляков Л.Н., Енокян Н.В. Каменноугольные отложения восточной части Большеземелъской тундры. — Матер. по геол. и полезн. ископ. Северо-Востока европейской части СССР. Сб. 7, 1972, с. 117-124.

Беннисон Дж, Райт А. Геологическая история Британских островов. М., "Мир", 1972. 320 с.

Богацкий В.И. Основные типы формаций Верхне-Печорской впадины и сопредельных территорий. - В кн.: Геология и полезные ископаемые Тимано-Печорской провинции. Вып. 3, Сыктывкар, Коми кн. изд-во, 1975, с. 124-130.

Богданов А.А. Тектоническая история территории СССР и сопредельных стран. - Вестн. Моск. ун-та. Геология, № 1, 1968а, с. 5-40.

Богданов А.А. О тектоническом строении западного угла Европейской платформы. - Вестн. Моск. ун-та. Геология, № 5, 19686, с. 3-12.

Богданов Н.А, Палеозойские геосинклинали обрамления Тихого океана. - Труды ГИН АН СССР, 1975, вып. 269. 260 с.

Варсанофьева В.А. Геологические исследования северо-западной части 124 листа общей геологической карты СССР. - Труды Всесоюз. разв. объед., 1934, вып. 311, 44 с.

Варсанофьева В.А. Геологическое строение территории Печорско-Илычского государственного заповедника. - Труды Печорско-Илычского гос. заповеди., 1940, вып. 1, с. 5-21'4.

Варсанофьева В.А. Об условиях залегания и угленосности нижневизейских отложений бассейна Верхней Печоры. - Изв. АН СССР. Сер. геод, № 2, 1944а, с. 22-39.

Варсанофьева В.А. К вопросу о генезисе и возрасте Усть-Бердышского месторождения бурого железняка на р. Унье. - Изв. АН СССР. Сер. геол., № 2, 1944б, с. 80-86.

¼ 12 141.

Варсанофьева В. А. Тектоническое и геоморфологическое развитие Урало-Тиманской области. — Бюл. МОИП, Отд. геол., 1961, т. 34, № 4, с. 7-35.

Варсанофьева В. А. О некоторых вопросах стратиграфии и литологии каменноугольных отложений западного склона Северного Урала. — Труды Ин-та геол. Коми филиала АН СССР, вып. 2, 1962, с. 11-26.

Варсанофьева В. А. Ордовикская и силурийская системы Урала, Пай-Хоя и Тимана. — В кн.: Геология СССР. Т. II, ч. I. М., Госгеолтехиздат, 1963, с. 169-255.

Варсанофьева В. А. К характеристике визейских отложений бассейна Малой Печоры. — Труды Ин-та геол. Коми филиала АН СССР, 1965, вып. 4, с. 3-20.

Варсанофьева В. А., Раузер-Черноусова Д. М. К характеристике среднекаменноугольных отложений р. Илыч. — Сб. трудов по геологии и палеонтологии. Сыктывкар, 1960, с. 94-126.

Варсанофьева В. А., Рейтлингер Е. А. К характеристике верхнедевонских и турнейских отложений Малой Печоры. — Бюл. МОИП. Отд. геол., 1962, т. 37, № 5, с. 36-60.

Варсанофьева В. А. Калашников Н. В., Постоялко М.В. Новые данные о нижневизейских отложениях на Северном Ура ле (бассейн реки Илыч). - Сб. науч. тр., № 121 Пермского политехн. ин-та, 1973, с. 113-120.

Васильев П. В. Палеогеографические условия формирования угленосных отложений нижнего карбона западного склона Урала. М., Углетехиздат, 1950. 208 с.

Вассоевич Н. Б. История представлений о геологических формациях (геогенерациях). — В кн.: Осадочные и вулканогенные формации, Л., "Недра", 1966, с. 5-35.

Войновский-Кригер К.Г. Угленосная площадь среднего течения р. Печоры. — Тр. Сев. геол. упр., вып. 10, 1944. 61 с.

Войновский-Кригер К.Г. Два комплекса палеозоя на западном склоне Полярного Урала. — Сов. геология, 1945, № 6, с. 27-44.

Войновский-Кригер К.Г. Кечь-пельская свита пермских отложений на западном склоне Полярного Урала. — Матер. второй геол. конф. Коми АССР, 1947, с. 98-108.

Войновский-Кригер К.Г. О тектонической структуре и основных этапах геотектонического развития Печорского угленосного бассейна. — Труды Лабор, геол. угля, 1956, вып. VI, с. 412-423.

Войновский-Кригер К.Г. Девонские отложения Лемвинской фациально-структурной зоны и прилегающих районов (западный склон Полярного Урала). — Бюл. МОИП. Отд. геол., 1962, т. 37, № 2, с. 103-123.

Войновский-Кригер К.Г. Каменноугольные отложения Лемвинской фациально-структурной зоны. — Бюл. МОИП. Отд. геол., 1963, т. 38, № 2, с. 56-77.

Войновский-Кригер К.Г. Особенности геотектонического развития Лемвинской фациально-структурной зоны (западный склон Полярного Урала). — Труды Казахск. политехи, ин-та, сб. 25, 1965, с. 80-91.

Волков С.Н., Дедеев В.А., Ерошевская Р.И. Восточный склон Полярного и Приполярного Урала. — В кн.: Стратиграфия СССР. Девонская система. М., "Недра", 1973, с. 335-344.

Горский В. П. Стратиграфия пермских отложений правобережья Средней Печоры. — Труды ВСЕГЕИ. Нов. Сер., 1964, т. 109, с. 70-91.

Горский В.П., Граматчикова Е.А. Значение известняковых брекчий каменноугольного возраста в выяснении особенностей тектонического развития Западно-Уральского прогиба. — Труды ВСЕГЕИ. Нов. сер., 1961, т. 67, с. 101-106.

Гуслицер Б.И. О возможном наличии месторождений бурого железняка к северу от д. Усть—Бердыш. — В кн.: Народное хозяйство Коми АССР. Бюлл. научн.-техн. информ., 1959, № 12 (24), с. 43-45.

Дедеев В. А. Фации и геологическая история среднего палеозоя восточного склона Полярного Урала. — Труды ВНИГРИ, 1959, вып. 131, с. 111- 137.

Добролюбова Т.А., Сошкина Е.Д. Общая геологическая карта европейской части СССР (Северный Урал). — Труды Ленингр. геол.-гидрогеодез. треста 1935, вып. 8. 190 с.

Добролюбова Т.А., Тебеньков В.П. Разведка на уголь по правым притокам р. Вуктыла в Печорском крае в 1927 г. Геологический комитет. Матер, по общей и прикл. геол., 1930, вып. 150. 31 с.

Евсеев К.П. Стратиграфия и фации палеозоя Лемвинской структурной зоны Полярного Урала. — Бюлл. ВСЕГЕИ, 1960, № 2, с. 3-13.

Елисеев А. И. Стратиграфия карбона южной части гряды Чернышева. — ДАН СССР, 1958, т. 121, № 2, с. 339-342.

Елисеев А.И. К вопросу о происхождении известняковых брекчий карбона гряды Чернышева. — ДАН СССР, 1959, т. 126, № 2, с.351-354.

Елисеев А.И. Литология фаменских и нижнетурнейских отложений реки Вангыра (южная часть грады Чернышева). — Сб. по геол. и палеонтол., Сыктывкар, 1960а, с. 127-155.

Елисеев А.И. Кремнистые образования в карбонатных породах карбона гряды Чернышева. — ДАН СССР, 1960б, т. 134, № 3, с. 670-673.

Елисеев А.И. Стратиграфия и литология каменноугольных отложений гряды Чернышева. М.-Л., Изд-во АН СССР, 1963. 172 с.

Елисеев А.И. О скрытых стратиграфических перерывах в карбонатных толщах карбона грады Чернышева. — В кн.: Палеозойские отложения Северного Приуралья. М.-Л. "Наука", 1966, с. 68-72.

Елисеев А.И. О фациальной зональности в раннем карбоне на территории западного склона Полярного Урала. — ДАН СССР, 1969, т. 184, № 4, с. 909-912.

Елисеев А.И. Визейский риф на западном склоне Приполярного Урала. — ДАН СССР, 1971, т. 200, № 3, с. 672-675.

Елисеев А.И. Карбон Лемвинской зоны Севера Урала. Л., "Наука", 1973, 95 с.

Елисеев А.И., Мизин А.И. Известняковые брекчии карбона в бассейне Верхней Печоры. Ежегодник-1973, Ин-т геол. Коми филиала АН СССР, 1974, с. 42-47.

Елисеев А.И., Семенов Г.Ф. Доломитовые породы верхнего девона и карбона северо-восточного обрамления Верхнепечорской впадины. — В кн.: Геология и нефтегазоносность Тимано-Печорской провинции. Сыктывкар, Коми кн. изд-во, 1975, с. 80-87.

Елисеев А.И., Пучков В.Н., Кононова Л.И. К вопросу о возрасте нижней подсвиты воргашорской свиты на Полярном Урале. Ежегодник-1971, Ин-т геол. Коми филиала АН СССР, 1972, с. 25—28.

Елисеев А.И., Тимонин Н.И., Михайлова З.П. Новые данные о средне- и верхнекаменноугольных отложениях южной око-

нечности гряды Чернышева. Ежегодник-1971, Ин-т геол. Коми филиала АН СССР, 1972, с. 40-44.

Елисеев А. И., Пучков В. Н., Тимонин Н. И., Юдович Я. Э., Юдин В. В. Перспективы нефтегаоопосности западного склона Северного, Приполярного и Полярного Урала и севера Предуральского краевого прогиба. Коми филиал АН СССР, серия препринтов "Научные рекомендации — народному хозяйству", вып. 5, 1975. 50 с.

Енокян Н. В., Беляков Л. Н., Чермных В. А. О нижневизейских отложениях в Печорском бассейне и на западном склоне Северного и Полярного Урала. — Матер, по геол. и полезн. ископ. Северо-Востока европейской части СССР. Сб. 6, Сыктывкар, 1970, с. 181-193.

Ермилов А. В. Новые данные по стратиграфии нижнепермских морских отложений юго-западной части грады Чернышева. — Труды Ин-та геол. Коми филиала АН СССР, 1962, вып. 2, с. 27—31.

Заварицкий А. Н. Перидотитовый массив Райиз в Полярном Урале. Л., 1932,

Иванова Е. А. Условия существования, образ жизни и история развития некоторых брахиопод среднего и верхнего карбона Подмосковной котловины. — Труды ПИН АН СССР, т. 21, 1948. 148 с.

Калашников Н. В. К стратиграфии нижнего карбона бассейна Верхней Усы. — Труды Ин-та геол. Коми филиала АН СССР, 1964, вып. 4, с. 86-94.

Калашников Н. В. Экология фауны и биономическое районирование каменноугольного моря Северного Урала. Л., "Наука", 1967.56 с.

Калашников Н. В. Нижнекаменноугольные отложения бассейна р. Уньи. — Труды Ин-та геол. Коми филиала АН СССР, 1970, вып. 11, с. 25—40.

Калашников Н. В., Михайлова З. П. К стратиграфии верхнего карбона р. Уньи. — Труды Ин-та геол. Коми филиала АН СССР, вып. 14, 1971, с. 55-65.

Кедров Б. М. О геологической форме движения в связи с другими его формами. — В кн.: Взаимодействие наук при изучении Земли. М., Изд-во АН СССР, 1963, с. 129-151.

Келлер Б. М. Флишевая формация палеозоя в Зилаирском синклинории на Южном Урале и сходные с ней образования. — Труды Ин-та геол. наук, вып. 104. Геол. сер. (34), 1949. 165 с.

Келлер Б. М. Тектоническая история и формации верхнего докембрия. — В кн.: Итоги науки и техники. Общая геология. Т. 5, 1973. 120 с.

Кей М. Край континента в палеозое в центральных частях штата Невада, запад Соединенных Штатов Америки. — Труды XXI МГК, вып. 1, М., 1963, с. 480-497.

Кинг Ф. Геологическое развитие Северной Америки. М., ИЛ, 1961. 299 с.

Крашенинников Г.Ф. Фации, генетические типы и формации. — Изв. АН СССР. Сер. геол., № 8, 1962, с. 3-13.

Круть И. В. Исследование оснований теоретической геологии. М., "Наука", 1973. 205 с.

Кузькокова Н.Н. Нижнепермские отложения Средней Печоры. Л., "Наука", 1976. 128 с.

Кузькокова Н.Н., Михайлова З.П., Чермных В.А. К стратиграфии сакмарского яруса правобережья Средней Печоры. — В кн.: Фауна и флора палеозоя Северо-Востока европейской части СССР. Л., "Наука", 1970, с. 15-28.

Кузькокова Н.Н., Черных В.А., Михайлова З.П., Калашников Н.В. Каменноугольные и пермские отложения разреза "Средние ворота" р. Щугора. Ежегодник-1975, Ин-т геол. Коми филиала АН СССР, 1976, с. 26—31.

Лисицын А. П. Процессы современного осадкообразования в Беринговом море. М., "Наука", 1966. 574 с.

Лоувелл Д.Л. Край ордовикской миогеосинклинали в центральной Неваде. — Труды XXI сессии МГК, вып. 1, М., 1963, с. 213-230.

Македонов А.В. Формации Печорского бассейна и некоторые закономерности образования и развития угленосных формаций. — Сб. ст. научн. сотр. ленингр. геол. учрежд. АН СССР, вып. 4, 1961, с. 147-186.

Македонов А.В. Подугленосные формации. — В кн.: История угле накопления в Печорском бассейне. Л., "Наука", 1965, с. 3 7.

Маслов В.П. Классификация брекчий. — Бюл. МОИП. Отд. геол., 1938, т. XVI, вып. 4, с. 313-321.

Маслов В.П. Карбонатные проблематики округлой формы. — Труды ИГН АН СССР, 1955, вып. 155, с. 156-164.

Махлаев В.Г. Условия осадконакопления в верхнефаменском бассейне Русской платформы. М., "Наука", 1964. 228 с.

Методы изучения осадочных пород. Т. II. Под ред. акад. Н. М. Страхова. М., Госгеолтехиздат, 1957. 564 с.

Михайлова З. П. Фузулиниды верхнего карбона Печорского Урала. Л., "Наука", 1974. 136 с.

Муравьев И. С. Карбон Печорского Приуралья. Изд-во Казан, ун-та, 1968. 226 с.

Муравьев И. С. Стратиграфия и условия формирования пермских отложений Печорского Приуралья. Изд-во Казан, ун-та, 1972. 202 с.

Наливкин Д. В. Учение о фациях. Т. I. М.-Л., Изд-во АН СССР, 1956. 534 с.

Осипова А. И. Литология и фациальный анализ верхнепалеозойских отложений среднего течения р. Юрезани. — Труды ПИН АН СССР, 1950, т. 30, с. 24-92.

Осипова А. И., Бельская Т. Н., Калашников Н.В. Сравнение отложений визейского и намюрского ярусов Северного Урала и Московской синеклизы на основе литолого-палеоэкологического анализа. Ежегодник-1971, Ин-т геологии Коми филиала АН СССР, 1972, с. 29-34.

Перспективные нефтегазоносные провинции Соединенных Штатов Америки. М., "Недра", 1974. 631 с.

Перфильев А.С. Особенности тектоники севера Урала. — Труды ГИН АН СССР, 1968, вып. 182. 222 с.

Першина А.И. Стратиграфия и палеогеография девонских отложений правобережья Средней Печоры и южной части гряды Чернышева. М.-Л., Изд-во АН СССР, 1960. 144 с.

Першина А.И. Силурийские и девонские отложения гряды Чернышева М,-Л., Изд—во АН СССР, 1962. 122 с.

Першина А.И., Цыганко В.С., Щербаков Э.С., Боринцева Н. А. Биостратиграфия силурийских и девонских отложений Печорского Урала. Л., "Наука", 1971. 130 с.

Плотников М.А. Бурые (?) водоросли из нижневизейских отложений западного склона Печорского Урала. — Бюл. МОИП. Отд. геол., 1947, т. 22, N9 2, с. 93-96.

Поршнякова Я.Ф, Новые данные о намюрских отложениях Алайского хребта (шаланская свита). — В кн.: Геология Средней Азии. Сб. ст. Изд-во Ленингр. ун-та, 1961, с. 194-207.

Пучков В.Н. О палеотектонической природе Лемвинской зоны Приполярного Урала. — Геотектоника, 1973, № 6, с. 54-63.

Пучков В.Н. Рифтогенные окраины континентов и их реликты в палеозоидах Лавразии. Коми филиал АН СССР, серия препринтов "Научные доклады", вып. 9, 1974. 47 с.

Пучков В.Н. Структурные связи Приполярного Урала и Русской платформы. Л., "Наука", 1975. 203 с.

Пучков В.Н. Палеозойские доорогенные формации западного склона Урала. — Геотектоника, № 5,1976, с. 24-35.

Равикович А.И. К характеристике биогермных фаций верхнего палеозоя бассейна Верхней Печоры (р. Унья). — Бюл. МОИП. Отд. геол., 1956, т. 31, № 2, с. 3 7-60.

Решения третьей палеоэколого-литологической сессии. — В кн.: Ископаемые рифы и методика их изучения. Свердловск, 1968, с. 248-251.

Ротай А.П. Новые данные по угленосности южной части Печорского бассейна. — Труды ИГН АН СССР, вып. 90. Угольная сер. (2), 1947, с. 111-133.

Руттен М.Г. Геологии Западной Европы. М., "Мир", 1972. 446 с.

Смирнов Г.А., Федорова Г.Г. Роль механического перераспределения частиц в осадках при диагенезе в образовании слоистости. — ДАН СССР, 1959, т. 129, № 4, с. 908-911.

Смирнов Г.А., Федорова Г.Г., Пумпянский А. М. Условия образования кремнистых тел в карбонатных породах. — Литология и полезные ископаемые, 1969, N® 3, с. 119-125.

Соколов Д.С. Формирование пористости и кавернозности растворимых пород. — Изв. вузов. Геология и разведка, 1958, № 1, с. 34-53.

Страхов Н.М. Доманиковая фация Южного Урала. — Труды ИГН АН СССР, Геологическая серия, 1939, вып. 16, № 6, 122 с.

Страхов Н.М. Известаово—доломитовые фации современных и древних водоемов. — Труды ИГН АН СССF, 1951, вып. 124, 3 71 с.

Страхов Н.М. О типах и генезисе доломитовых пород. — Труды ГИН АН СССР, 1956, вып. 4, с. 5-27.

Страхов Н.М. О некоторых вопросах геохимии кремнезема. — В кн.: Геохимия кремнезема. Л., "Наука", 1966, с. 5-8.

Страхов Н.М., Осипов С.С. Битуминозные породы среднего течения р. Юрезани. — Бюл. МОИП. Отд. геол., 1935, т. 12, № 1, с. 3-38.

Стратиграфические и литологические залежи нефти и газа. М., "Недра", 1975. 470 с.

Султанаев А.А. Особенности развития Западно-Уральского перикратона в раннекаменноугольную эпоху. — В кн.: Совещание по проблеме "Прогибы". Тезисы докладов. Л., 1966, с. 87-89.

Твенховел У. Учение об образовании осадков. М.-Л., ОНТИ, 1936. 915 с.

Теодорович Г.И. Литология карбонатных пород палеозоя Урало-Волжской области. М.-Л., Изд-во АН СССР, 1950. 213 с.

Тимонин Н.И. Тектоника гряды Чернышева, Л., "Наука", 1975. 130 с.

Устрицкий В.И. О фациальной зональности среднепалеозойских отложений Пай-Хоя и северной части Полярного Урала. — Тр. НИИГА, 1961, т. 123, с. 41-60.

Хайн В.Е. Общая геотектоника. М., "Недра", 1973, 510 с.

Хворова Н.В. История развития средне- и верхнекаменноугольного моря западной части Московской синеклизы. — Труды ПИН АН СССР, 1953, т. 43. 220 с.

Хворова И.В. Атлас карбонатных пород среднего и верхнего карбона Русской платформы. М., Изд-во АН СССР, 1958. 170 с.

Хворова И.В. Флишевая и нижнемолассовая формация Южного Урала. — Труды ГИН АН СССР, 1961, вып. 37. 316 с.

Хворова И.В. Задачи и некоторые результаты изучения литологии формации. — Труды ГИН АН СССР, 1963, вып. 81, с. 7-29,

Хворова И. В. Кремненакопление в геосинклинальных областях прошлого. — Труды ГИН АН СССР, 1968, вып. 195, с. 9-136.

Хворова И.В., Дмитрик А. Л. Микроструктуры кремнистых пород. — Труды ГИН АН СССР, 1972, вып. 246. 48 с.

Херасков Н.П. Геологические формации (опыт определения). — В кн.: Тектоника и формации. Избранные труды. М., "Наука", 1967, с.12-32.

Херасков Н.П., Перфильев А.С. Основные особенности геосинклинальных структур Урала. — Труды ГИН АН СССР, 1963, вып. 92, с. 35-63.

Чермных В.А. Оолитовые известняки каменноугольных отложений р. Б. Шайтановки. — Труды Коми филиала АН СССР, № 7, 1959, с. 97-102.

Чермных В.А, Выделение нортничской свиты на Приполярном Урале. — Изв. Коми филиала ВГО, 1967, т. 2, вып. 1(11), с. 132-137.

Чермных В.А. Стратиграфия карбона севера Урала. Л., "Наука", 1976. 303 с.

Чермных В.А., Чернявский Г.В. О перспективах нефтегазоносности терригенных отложений визейского яруса Тимано-Печорской провинции. — В кн.: Проблемы нефтегазоносности Тимано—Печорской провинции. ЦНИИТЭнефтегаз, М., 1964, с. 37-44.

Чермных В.А., Есева В. И., Михайлова З. П. К стратиграфии среднего карбона западного склона Северного Урала. — ДАН СССР, 1966, т. 170, № 4, с. 919-922.

Чермных В.А., Кузькокова Н.Н., Михайлова З.П. О следах размыва отложений швагеринового горизонта на р. Б. Патоке. — Труды Ин-та геол. Коми филиала АН СССР, 1965, вып. 5, с. 31-40.

Чермных В.А., Михайлова З.П., Саютина Т.А., Енокян Н.В. Нижние Ворота — опорный разрез карбона в бассейне р. Щугор (Северный Урал). — Труды Ин-та геол. Коми филиала АН СССР, 1970, вып. 11, с. 41-56.

Чермных В.А., Есева В.И., Калашников Н.В. Новые данные по стратиграфии нижнекаменкоугольных отложений Средней Печоры. Ежегодник-1972, Ин-т геологии Коми филиала АН СССР, 1973, с. 49-55.

Чернов А. А., Чернов Г. А. Геологическое строение бассейна реки Косью в Печорском крае. М., Изд-во АН СССР, 1940. 102 с.

Чернов Г. А. Геологическое строение южной оконечности гряды Чернышева. — Труды ВНИГРИ, 1956, вып. 7, с. 166-200.

Чернов Г.А. Девонские отложения восточной части Большеземельской тундры. М.-Л., Изд-во АН СССР, 1962. 117 с.

Чернов Г.А. Палеозой Большеземельской тундры и перспективы его нефтегазоносности. М., "Наука", 19 72. 313 с.

Чочиа Н.Г. Геологическое строение Колво-Вишерского края. Труды ВНИГРИ. Нов. сер., вып. 91, 1955.406 с.

Чумаков А.А. Нижнекаменноугольные сидериты р. Кожима (Приполярный Урал). — Уч. зап. Карело-финского гос. ун-та, 1948, т. 2, вып. 2, геол. науки. 52 с.

Шатский Н.С. Большой Донбасс и система Вичита. Избр. труды, т.П, 1965а, с. 426-458.

Шатский Н.С. Осадочные формации. Избр. труды, т. III, 1965, с. 175-184.

Швецов М. С. Петрография осадочных пород. М., Госгеолтехиздат, 1958. 358 с.

Щербаков О.А., Пахомов И.В., Шаронов Л.В., Юнусов М.А., Чувашов Б.И., Софроницкий П.А. Палеотектоника и фации позднего девона и раннего карбона западного склона среднего и южного Урала и Приуралья, — Литология и полезные ископаемые, 1966, № 2, с. 87-98.

Щербаков О.А. Каменноугольная система. Западный склон Урала. — В кн.: Геология СССР, т. XII, М., "Недра", 1969, с. 248-268.

Щербаков Э.С. Терригенный девон севера Урала. Л. "Наука", 1977, 160 с.

Юдович Я.Э. Особенности генезиса терригенной толщи нижнего карбона Тимано-Уральской области. Ежегодник-1973, Ин-г. геол. Коми филиала АН СССР, 1974, с. 34-41.

Юдович Я.Э., Шулепова А.Н., Проскурин Г.Ф. Минералогические особенности и генезис железных руд в нижнем карбоне севера Урала. — Тр. Ин-га геол. Коми филиала АН СССР, 1975, вып. 21, с. 89-104.

Briggs G., Cline L.M. Paleoccurents and source areas of late Paleozoic sediments of the Quachita Mountains, southeastern Oklachoma. — Journ. Sediment. Petrology, 1967, v. 37, p. 985-1000.

Cline L.M. Late Paleozoic Rocks of the Quachita Mountains. — Oklachoma Geol. Survey, Bull. 85, 1960. 113 p.

Dietze R., Holden J. Deep-sea deposits in but on the continents. — Bull. Am. Ass. Petrol. G-eol., 1966, v. 50, p. 308-326.

Plawn P.T. Foreland Basin and shelf Rocks North and West of the Quachita Strustural Belt. Univer. Texas. Publ. 6120, 1961, p. 129-145.

Goldstein A.J. The Quachita Mountains of Oklachoma and Arkansas. Univer. Texas. Publ. 6120, 1961, p. 21-48.

Hatch P.H., Rastall. The petrology of the sedimentary rocks. London, 1952. 383 p.

Hyde J.H., Hutter G.W. Geology of Central Grant Range, Nevada. — Am. Assoc. Petrol. Geol. Bull., 1970, v. 54, p. 503-521.

J o h n s o n K.E. Sedimentary Environment of Stanley Group of the Quachita Montains of Oklachoma, - Journ. Sed, Petrology, 1968, v. 38, p. 723-733.

K a y M., C r a w f o r d J. Paleozoic facies from the miogeosynclinal to the eugeosynclinal belt in thrust slices, central Nevada. - G-eol. Soc. Am. Bull., 1964, v. 75, p. 425-454.

K i n g, P.B. History of the Quachita System. Univ. Texas, Publ.6120, 1961, p. 175-190.

M o n a g h a n P.H,, M e l b a A. Lytll. The origin of Calcareous oolits. - Journ. Sed. Petrology, 1956, v. 26, p. 111-118.

M o r r i s R.C, Classification and interpretation of Disturbed Bedding Types in Gackfork Flysh Rocks (Upper Mississipian) Quachita Mountain, Arkansas. - Journ. Sed. Petrology, 1971, v. 41, p. 410-242.

M o r r i s R.C. Sedimentary and tectonic history of the Quachita Monntains. - Soc. Econ. Paleont. and Miner. Spec. Publ., 1974, N 22, p. 120-142.

P a r k D.E., C r o n e i s C. Origin of Caballos and Arkansas Novaculite Formations, - Am. Assoc, Petrol. Geol, Bull., 1969, v. 53, p. 94-111,

R o b e r t s B.J. Stratigraphy and Structure of the Antler Peak Quadrangle Humboldt and Lander Counties, Nevada, - Geol. Survey Prof. Paper 459a, 1964. 93 p.

S m i t h J.E., K e t n e r K.B. Stratigraphy of Paleozoic Rocks in the Carlin-Pinon Range Area, Nevada. - Geol. Survey Prof. Paper 867a, 1975. 87 p.

W a s h b u r n R.H. Paleozoic Stratigraphy of Toiyabe Range, feouthern Lander County, Nevada. - Am. Assoc. Petrol. Geol. Bull., 1970, v. 54, p. 275-284.

W i n t e r e r E.L., M u r p h y M.A. Silurian reef complex and associated facies, central Nevada. - Journ. Geol., 1960, v. 68, p. 117-139.

ОБЪЯСНЕНИЯ К ТАБЛИЦАМ

Таблица I

1. Известняковый песчаник. Обломки - микрозернистый известняк, присутствует редкий детритовый материал; цемент - кристаллический кальцит. Шл. 24/886, увел. 25; р. Б. Сыня, нижнетурнейский подъярус. 2. Известняковый песчаник, рассланцованный. Обломки - микрозернистый известняк, цемент - кристаллический кальцит. Шлиф 12/63, увел. 40; р. Щугор, фаменский ярус. 3. Микрокомковатый известняк с очень мелким детритом. Цемент - кристаллический кальцит. Шлиф 24/224, увел. 40; р. Изъяю, турнейский ярус. 4. Микродетритовый известняк. Детрит большей частью неопределимый, различимы лишь отдельные кальцитовые спикулы губок. Шлиф 640/16, увел. 40; р. Югыд-Вуктыл, турнейский ярус. 5. Водорослевый известняк. Наблюдаются "клубки" водорослей в известняковом песчанике. Пришлифовка 31/428, натуральная величина; р. Б. Паток, фаменский ярус. 6. Водорослевый (строматолитовый) известняк. Шлиф 84/100, увел. 8; р. Унья, фаменский ярус.

Таблица II

1. Амфипоровый известняк. Шлиф 30/463, увел. 10; р. Б. Паток, франский ярус. 2. Оолитовый известняк. В породе видны обломки (до 0.5мм), сложенные оолитовыми известняками. Шлиф 52/1074, увел. 10; р. Унья, фаменский ярус. 3. Доломит мелкозернистый. Шлиф 12/724, увел. 40; р. Щугор, фаменский ярус. 4. Доломит среднезернистый. Шлиф 83-а/94, увел. 40; руч. Кодзыдъель, фаменский ярус.

Таблица III

1. Поверхность псевдообломочного доломитового известняка, р. Подчерем, фаменский ярус. 2. Текстура псевдообломочного доломитового известняка. Пришлифовка 12/51; р. Щугор, фаменский ярус. 3. Тонкая слоистость в известково-доломитовых породах. Пришлифовка 12/34, р. Щугор, франский ярус. 4. Структура тонкослоистых известково-доломитовых пород. Ромбики доломита находятся среди микрозернистой известковой массы. Шлиф 12/38, увел. 40; р. Щугор, франский ярус. 5. Кремнисто-доломитовая порода. Видны ромбики доломита среди микрозернистой халцедоновой массы. Шлиф

12/662, увел. 67 (николи скрещены); р. Подчерем, верхнетурнейский подъярус.

Таблица IV

1. Переслаивание известняков, аргиллитов и кремней. Река Кожим, верхнетурнейский подъярус (пачка 6). 2. Переслаивание известняков и аргиллитов. Там же (пачка 3).

Таблица V

1. Кварцевый песчаник. Шлиф 6/405, увел. 50 (николи скрещены); р. Вангыр, нижневизейский подъярус. 2. Крупнодетриговый известняк, сложенный в основном члениками кригоидей. Шлиф 38/600, увел. 25; р. Подчерем, михайловский горизонт. 3. Мелкодетритовый известняк с кальцитовым цементом. Шлиф 61/331, увел. 40; р. Подчерем, верхневизейский подъярус. 4. Мелкодетритовый известняк с глинисто-известковым цементом. Шлиф 38/640, увел. 40; р. Подчерем, верхневизейский подъярус. 5. Оолитово-детритоидный известняк. Шлиф 87/160, увел. 40; р. Илыч, верхневизейский подъярус. 6. Водорослевый (?) известняк. Шлиф 5/242, увел. 8; р. Б. Надота, верхневизейский подъярус.

Таблица VI

1. Прослои глинистых известняков в полидетритовых известняках. Река Подчерем, тульский горизонт. 2. Грубообломочная брекчия (обломки достигают 1 м). Река Кожим, башкирский ярус. 3. Известняковая гравелито-брекчия. Некоторые обломки окатаны. Пришлифовка 29/229; р. Щугор (Средние ворота), средний карбон. 4. Известняковая конгломерато-брекчия. Пришлифовка 31/251; р. Щугор (Средние ворота), средний карбон.

Таблица VII

1. Обломок из брекчии — строматолитовый известняк. Шлиф 58/58, увел. 10; р. Илыч, верхневизейский подъярус. 2. Обломок из брекчии — биогермный водорослевый (?) известняк. Шлиф 86/32, увел. 40; р. Илыч, верхневизейский подъярус. 3. Обломок из брекчии — известняк с остатками водорослей (фасциелл). Шлиф 54/76, увел. 40; р. Илыч, верхневизейский подъярус. 4. Обломок из брекчии — полидетритовый известняк. Шлиф 12/27, увел. 40; р. Вангыр, башкирский ярус. 5. Крупнодетритовый известняк. В шлифе хорошо видны остатки мшанок. Шлиф 12/43-6, увел. 25; р. Б. Саръюга, аргинский ярус. 6. Детритовый известняк. Детритовый материал хорошо окатан (остатки криноидей, мшанок, водорослей). Шлиф 65/471а, увел. 25; р. Илыч, средний карбон.

Таблица VIII

1. Микродетритовый известняк с отдельными более крупными обломками (брахиоподы, криноидеи). Шлиф 76/62, увел. 40; р. Подчерем, веневский горизонт. 2. Унгдарелловый известняк. Шлиф 4/133, увел. 10: р. Кожим, московский ярус. 3. Фораминиферовый известняк. Шлиф 70/536, увел. 25; р. Илыч, московский ярус. 4. Строматолитовый известняк. Пришлифовка 86/25 (натуральная величина); р. Ильи, визейский ярус. 5. Водорослевый известняк линзовидно-слоистой текстуры. Пришлифовка 29/662 (натуральная величина); р. Подчерем, веневский горизонт. 6. Водорослевый (?) известняк. Шлиф 78/296, увел. 25; р. Шарью, верхневизейский подъярус.

Таблица IX

1. Столбчатые строматолиговые образования в мелкодетритовых известняках. Шлиф 85/59, увел. 8; р. Унья, верхневизейский подъярус. 2. Водорослевый (ортонелловый) известняк. Шлиф 85/48, увел. 40; р. Унья, верхневизейский подъярус. 3. Водорослевый (?) известняк. Шлиф 10/1011, увел. 40; р. Кожим, визейский ярус. 4. Гидракгиноидный (палеоаплизиновый) известняк. Шлиф 7/499, увел. 10; р. Заостренная, гжельский ярус. 5. Гидрактиноидный известняк. Пришлифовка 28/1313; р. Унья, ассельский ярус. 6. Фораминиферовый известняк. Шлиф 29/1292, увел. 10; р. Унья, верхний карбон.

Таблица X

1. Доломит микрозернистый. Шлиф 29/673, увел. 62; р. Подчерем, веневский горизонт. 2. Доломит микрозернистый с реликтовой структурой детритового известняка, пористый. Шлиф 70/74, увел. 40; р. Подчерем, серпуховский надгоризонт. 3. Доломит тонкозернистый, зерна имеют размеры 0.05-0.10 мм. Шлиф 61/112, увел. 40; р. Унья, визейский ярус. 4. Доломит тонкозернистый, имеющий биоморфную структуру. Шлиф 65/1021, увел. 25; р. Унья, визейский ярус. 5. Доломит тонкозернистый с реликтовой структурой детритового известняка, пористый. Отчетливо видны контуры фораминифер. Шлиф 29/669, увел. 40; р. Подчерем, веневский горизонт. 6. Доломит мелкозернистый, сильнопористый. Шлиф 53/165, увел. 40; р. Унья, визейский ярус.

Таблица XI

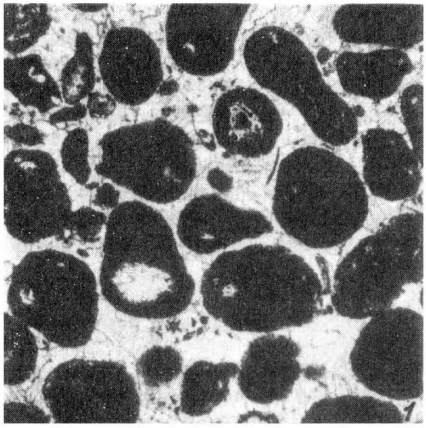
1. Спикуловый известняк. Основная масса спикул сложена кальцитом и рассеяна в микрозернистом известковом материале. Шлиф 12/530, увел. 40; р. Щугор, нижнемосковский подъярус. 2. Спонголит. Спикулы сложены кварцево-халцедоновым материалом. Шлиф 26/112, увел. 40; р. Б. Сыня, артинский ярус. 3. Линзы и пласты черного кремня. Река Илыч, верхний карбон. 4.. Радиоляриевый фтанит. Шлиф 39/47, увел. 40; р. Харута, франский ярус. 5. Радиоляриевый фтанит, углистый. Шлиф 2/5, увел. 25; р. Унья, франский ярус.

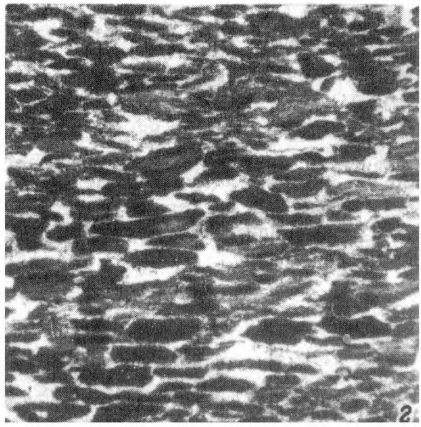
Таблица XII

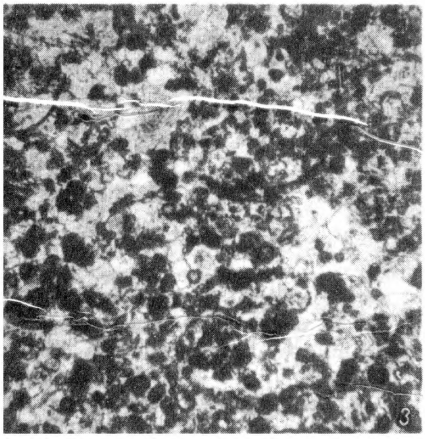
1. Микрозернистый фтанит. Шлиф 39/127, увел. 100 (николи скрещены); р. Харута, франский ярус. 2. Радиоляриевый фтанитоид. Шлиф 90/34, увел. 40; р. Унья, франский ярус. 3. Радиоляриевый фтанитоид. Шлиф 40а/740, увел. 50; р. Пальникъю, турнейский ярус (?). 4. Переслаивание фтанитов и глинисто-кремнистых сланцев. Шлиф 146/337, увел. 25; р. Б. Хойла, верхний девон. 5. Глинисто-кремнистый сланец. Шлиф 39/41, увел. 100 (николи скрещены); р. Харута, франский ярус. 6. Алевролит полимиктовый, известковый. Шлиф 147/380, увел. 50; р. Б. Хойла, визейский ярус.

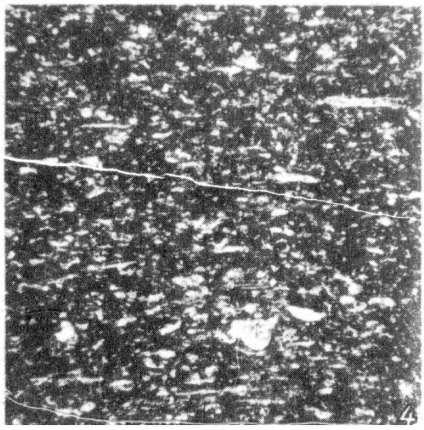
Таблица XIII

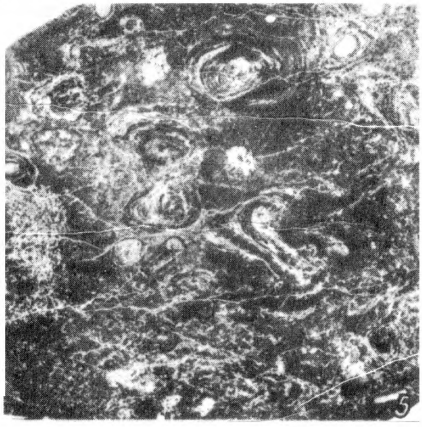
1. Полидегритовый известняк. Шлиф 7/50, увел. 10; руч. Воргашор, визейский ярус. 2. Полидетритовый известняк, рассланцованный. Шлиф 33/212, увел. 10; р. Харота, средний карбон. 3. Глинисто-кремнистый "массивный" сланец (видны реликты радиолярий). Шлиф 41/334, увел. 40; р. Харута, средний карбон (?). 4. Участок полимиктового песчаника, где преобладают кварцевые зерна. Шлиф 4 3/330, увел. 50 (николи скрещены); р. Пальникъю, визейский ярус. 5. Полимиктовый песчаник. Шлиф 41/312, увел. 50 (николи скрещены); р. Пальникъю, визейский ярус. 6. Песчанистый известняк. Шлиф 49/378, увел. 50 (николи скрещены); р. Грубею, визейский ярус.

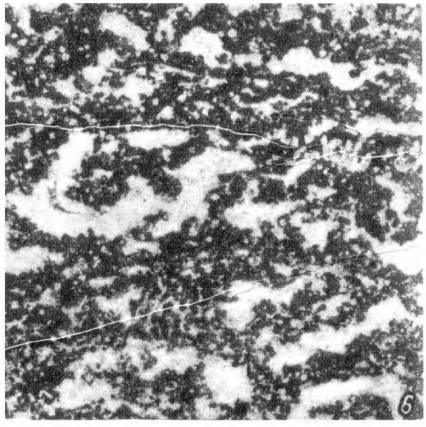

1

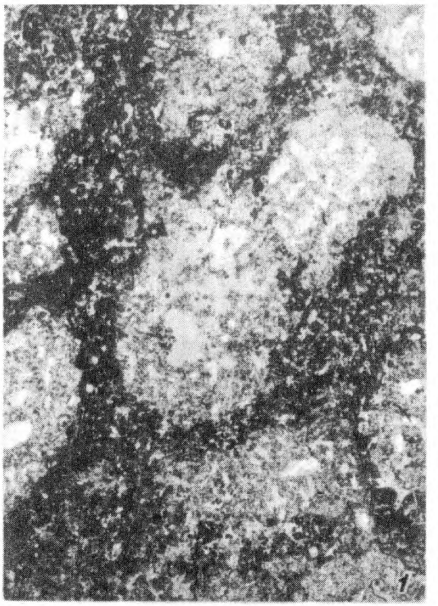

2

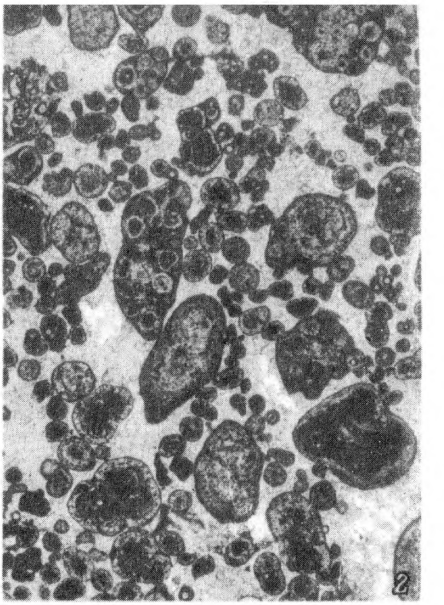

3

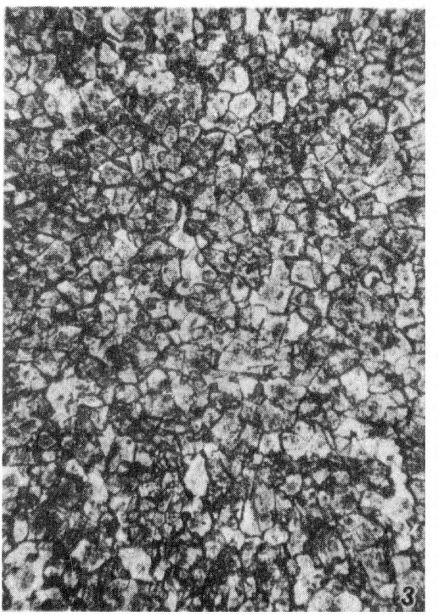

4

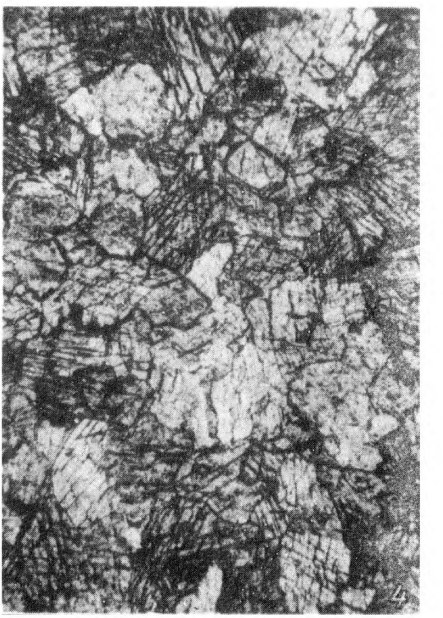

5

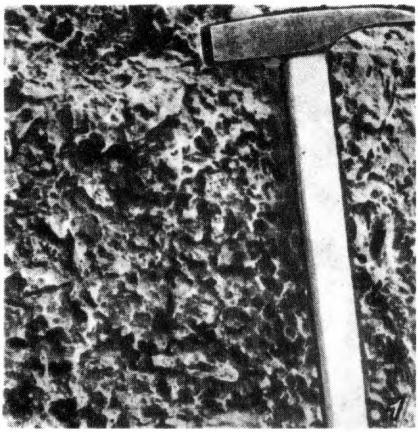

6

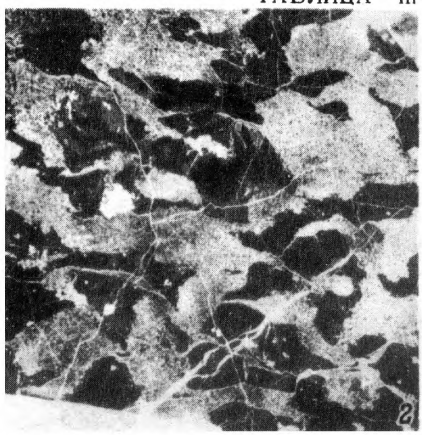

1

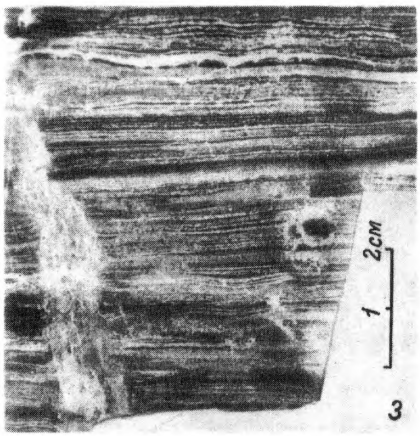

2

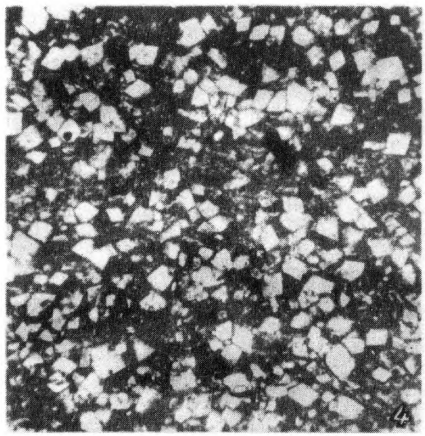

3

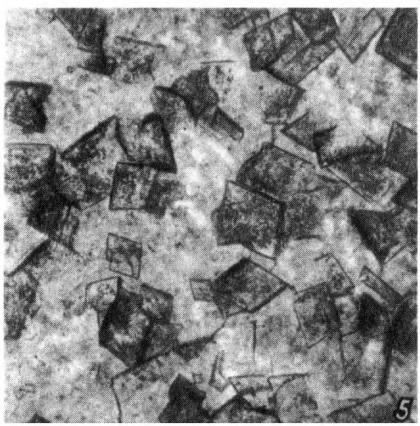

4


1


2


1
2см
3


4


5

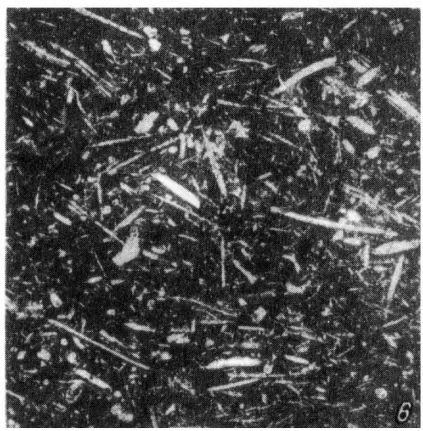
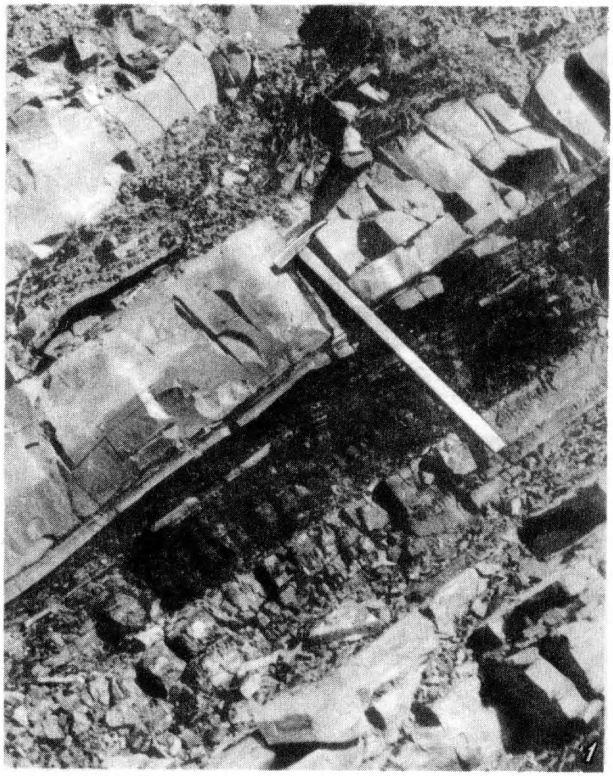

6

ТАБЛИЦА IУ



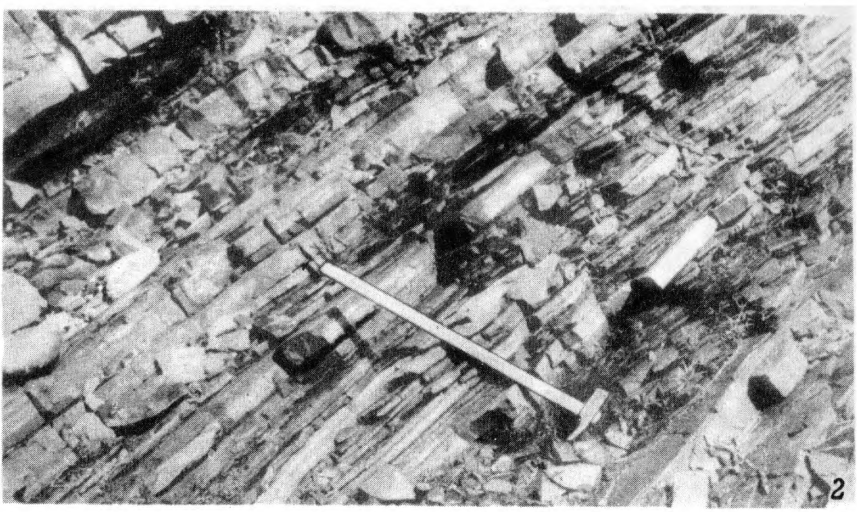
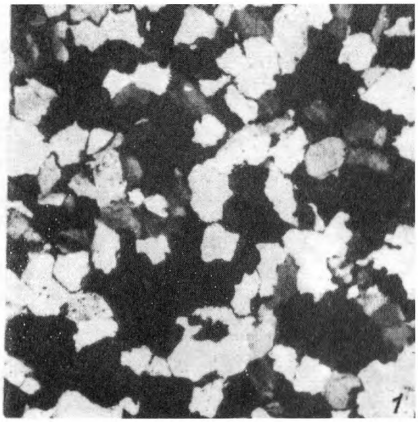
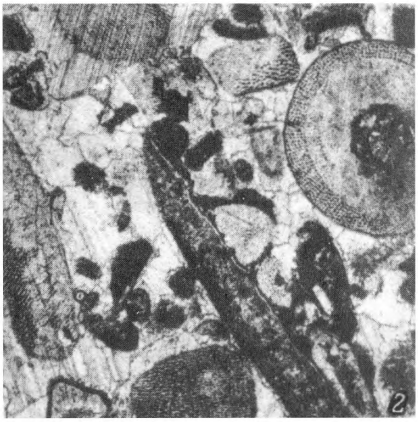
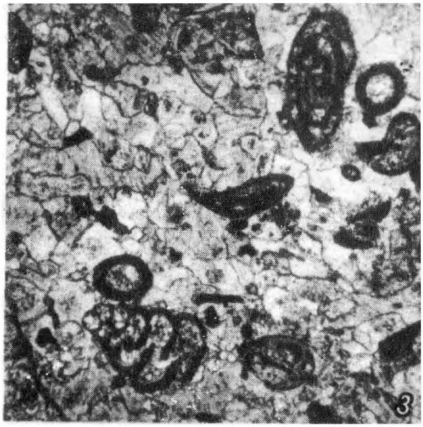
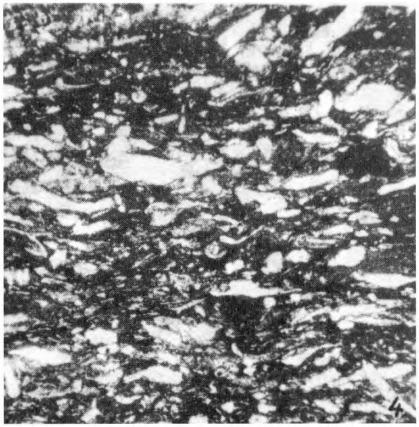


ТАБЛИЦА V









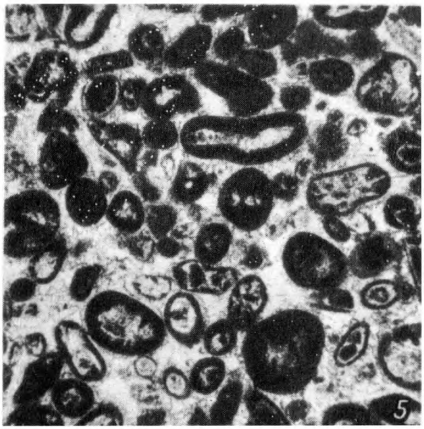
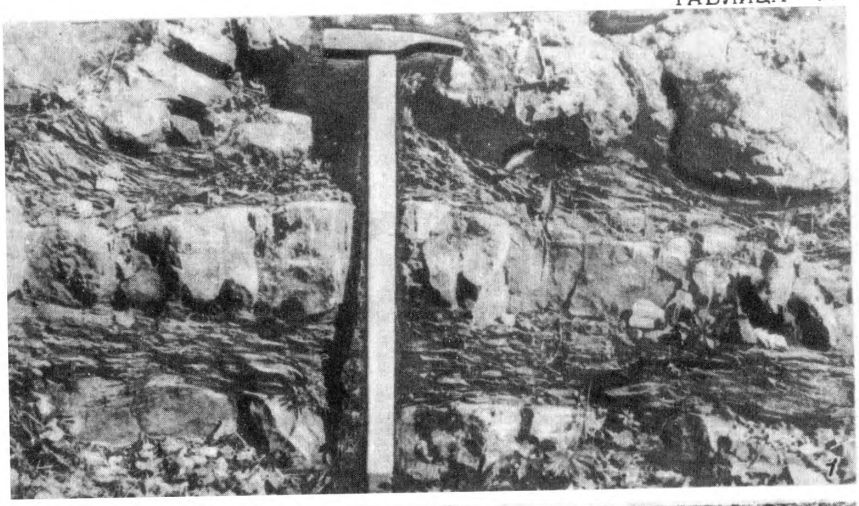
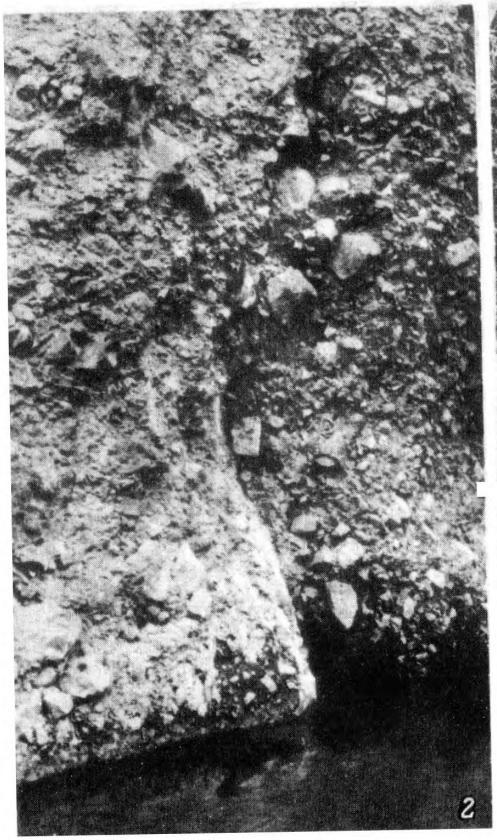
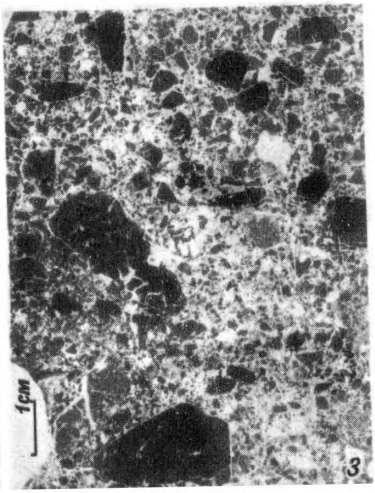
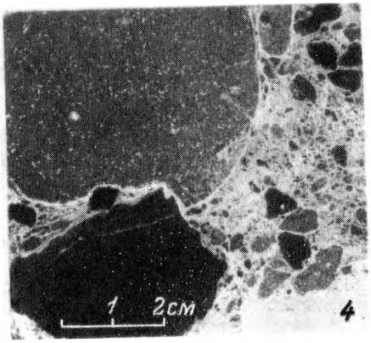


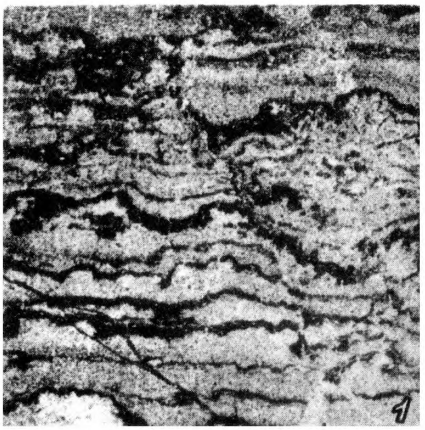
ТАБЛИЦА У1

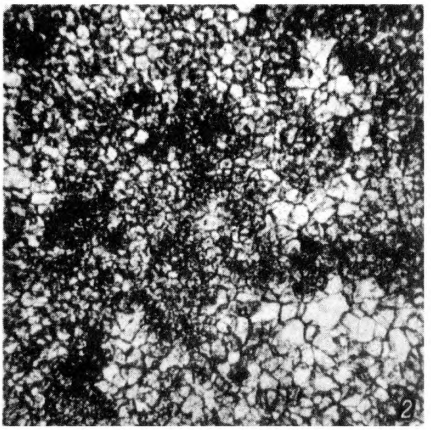




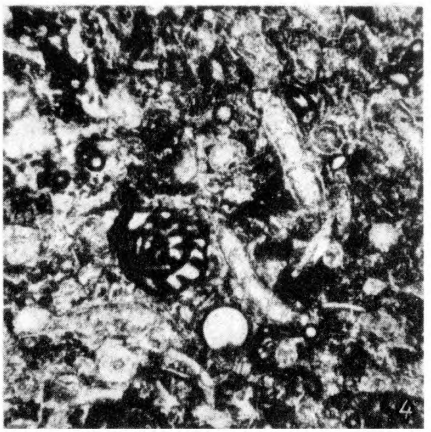


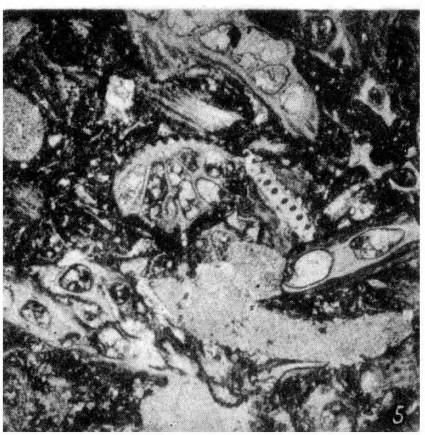



1

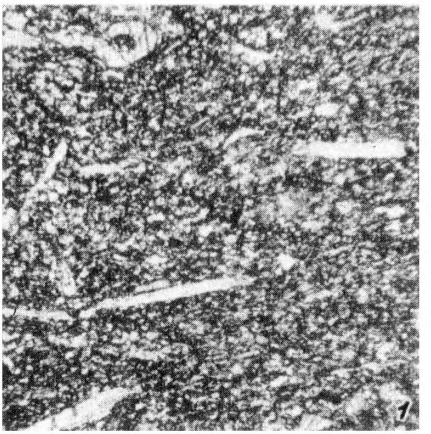

2

3


4

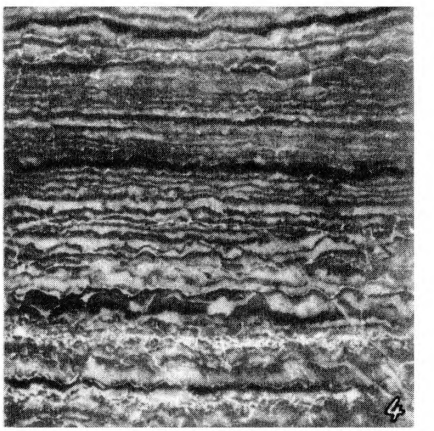

5

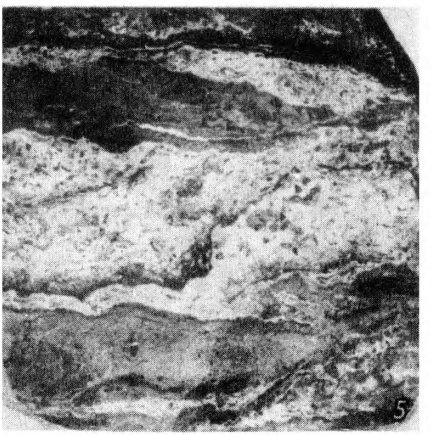
6


1

2

3


4


5

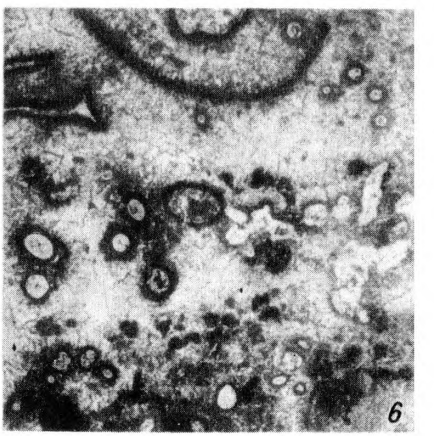
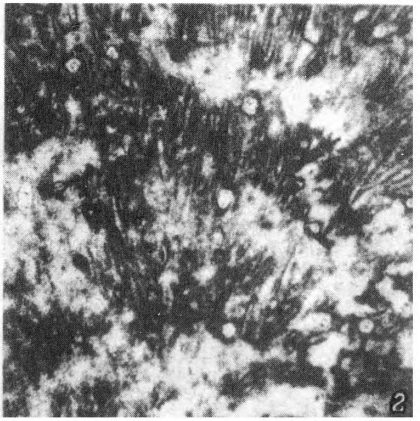
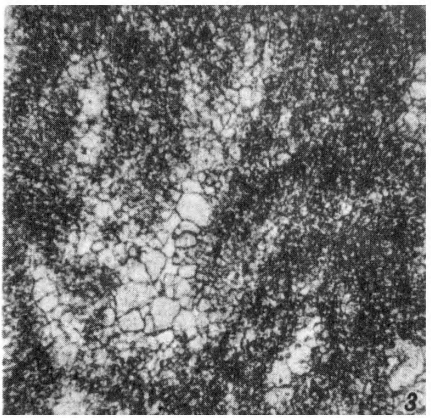
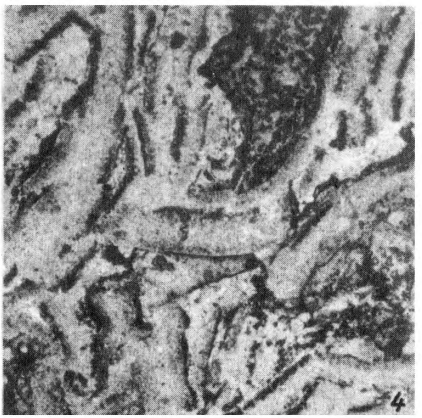
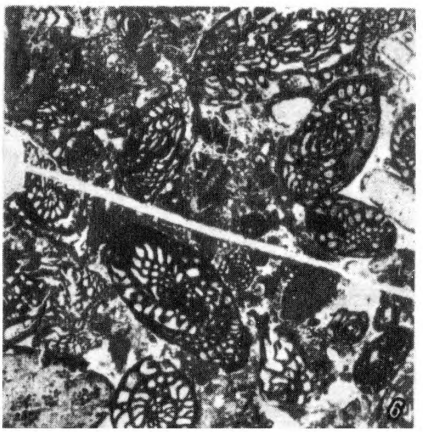

6

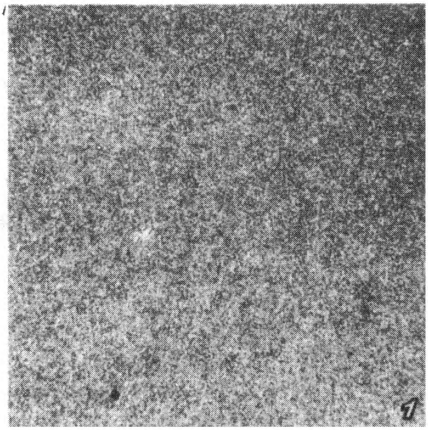
ТАБЛИЦА 1X

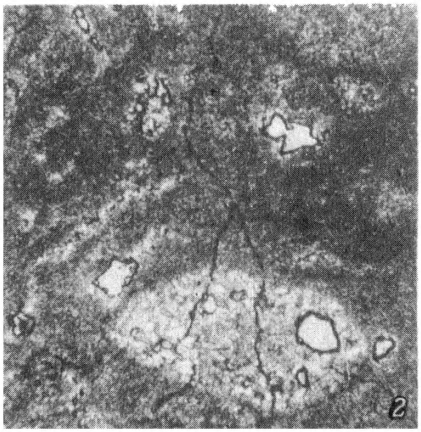


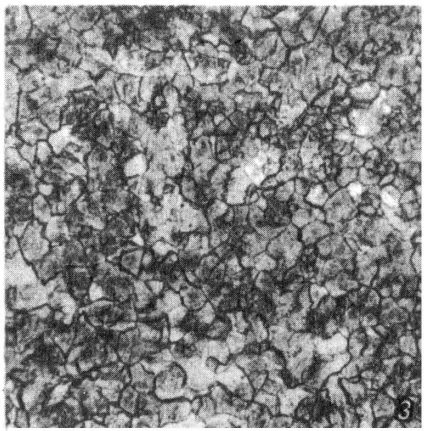


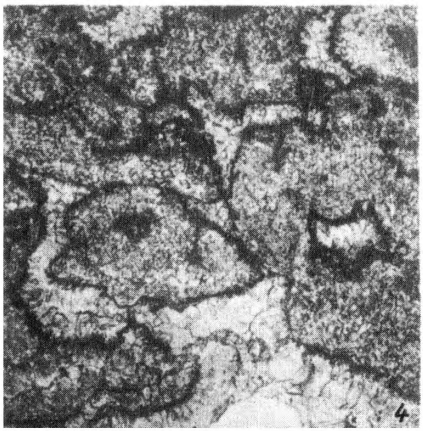


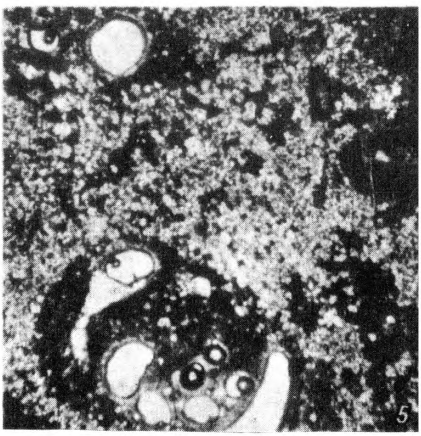



1

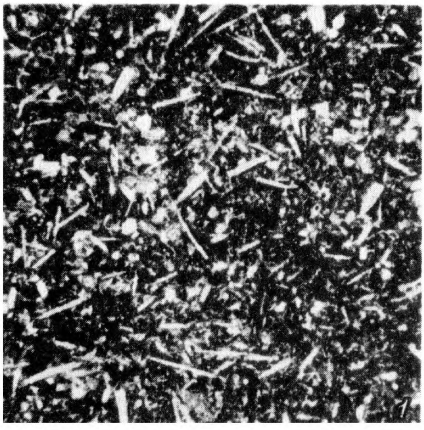

2


3

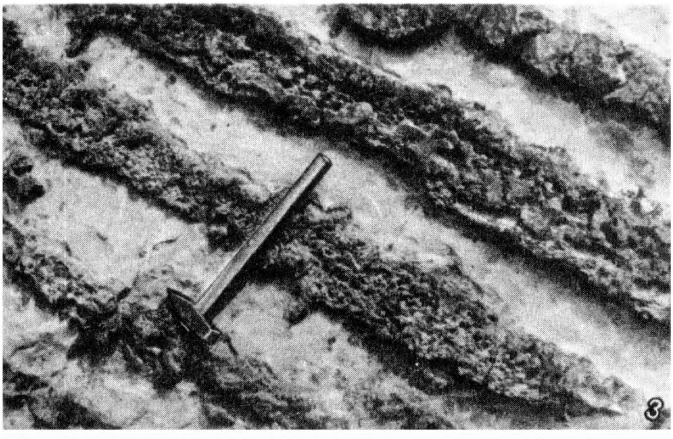

4

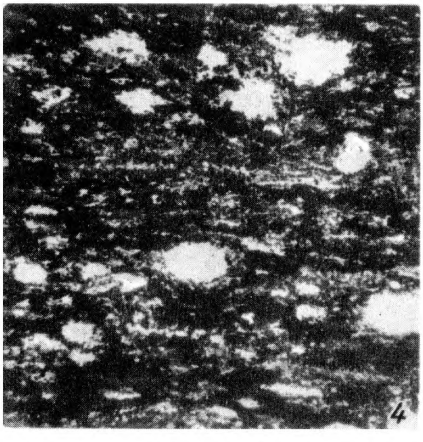

5

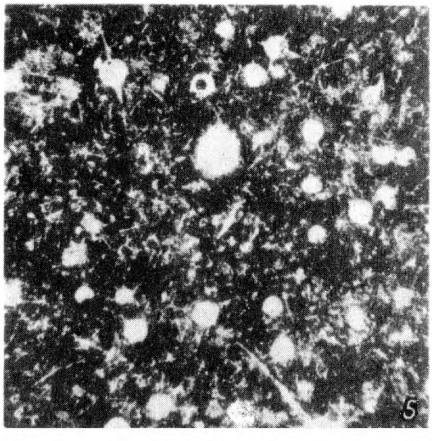
6

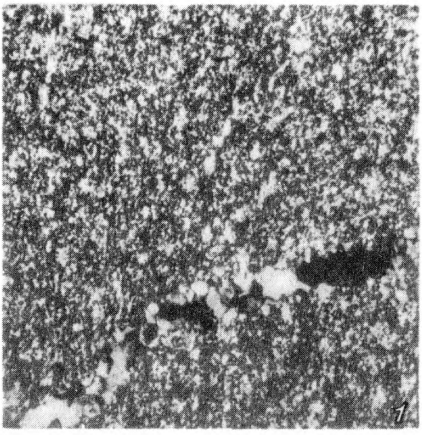

1

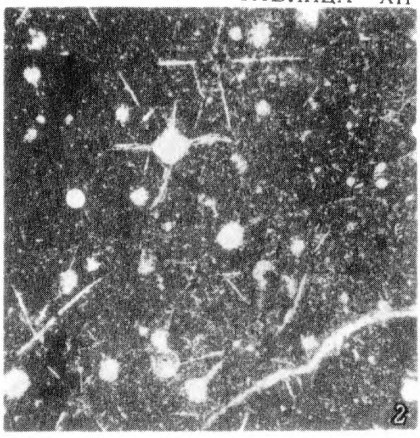
2

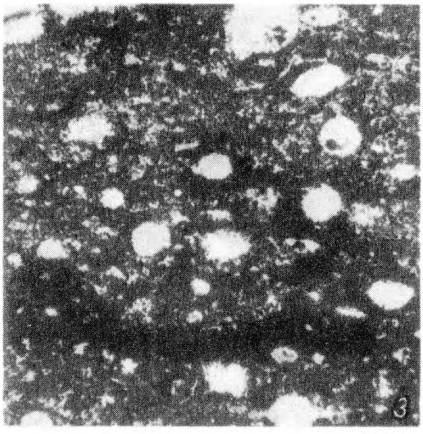

3

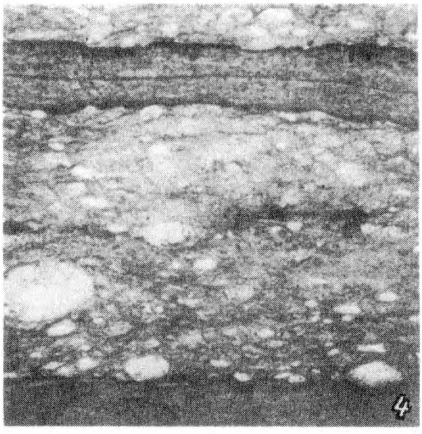

4

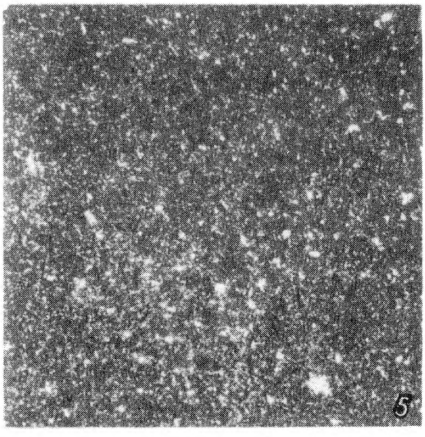

5

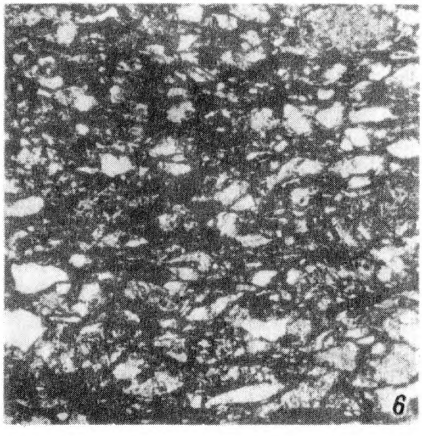

1

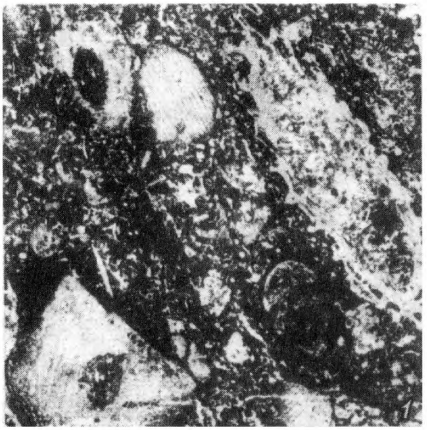

2

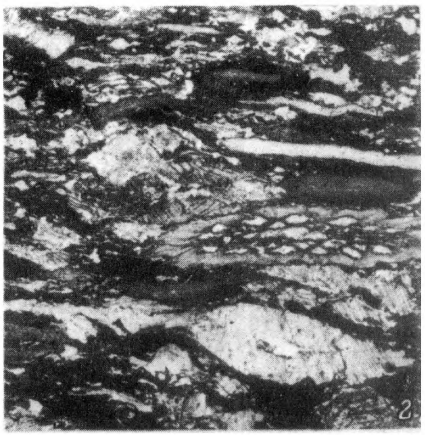

3

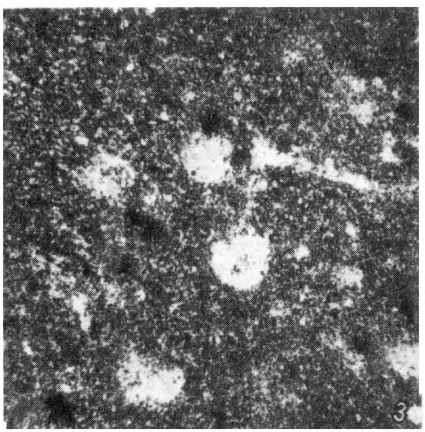

4

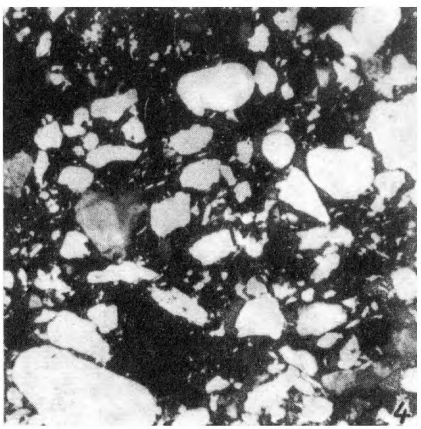

5


6

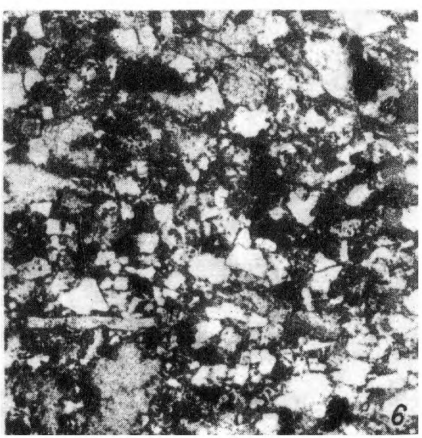

1


2


3


4

5


6

О Г Л А В Л Е Н И Е Стр.

ВВЕДЕНИЕ 3
ПАРАГЕНЕЗЫ ПОРОД - ОСНОВА ВЫДЕЛЕНИЯ ФОРМАЦИЙ 6
ТИПЫ РАЗРЕЗОВ 9
Елецкая структурно-формационная зона 12
Верхний девон 12
Нижний карбон 14
Средний карбон 24
Верхний карбон 27
Нижняя пермь 30
Лемвинская структурно-формационная зона 31
Верхний девон 32
Нижний карбон 34
Средний карбон 36
Верхний карбон (?) + нижняя пермь..... 38
ФОРМАЦИИ ЕЛЕЦКОЙ ЗОНЫ 39
Калейдовая формация (среднефранско-турнейская) 41
Типы пород 41
Строение формации 55
Особенности строения и условия образования 66
Фалаховая формация 68
Типы пород 69
Строение формации 70
Особенности строения и условия образования 73
Известняквая органогенная формация 74
Типы пород 75
Строение формации 80
Особенности строения и условия образования 85
Калейдовая формация (верхневизейско—нижнеартинская).... 86
Типы пород 87
Строение формации 103
Особенности строения и условия образования 119
ФОРМАЦИИ ЛЕМВИНСКОЙ ЗОНЫ 121
Фтанитовая формация 122
Типы пород 122
Особенности строения и условия образования 131
Толеровая формация 132
Типы пород 133
Строение формации 137
Особенности строения и условия образования 143
Флишоидная формация (карбонатно-терригенная) 146
Типы пород 146

Стр.

Строение формации 149
Особенности строения и условия образования 151
Флишевая формация 152
Типы пород 152
Строение и условия образования 153

ФОРМАЦИОННЫЕ РЯДЫ И ГРАНИЦА ПЛАТФОРМЫ 154
ПРОГНОЗ ПОЛЕЗНЫХ ИСКОПАЕМЫХ 161
ФОРМАЦИИ ОГРАНИЧЕНИЙ ДРЕВНИХ ПЛАТФОРМ 165

Юго-западное ограничение Европейской платформы..... 165
Южное ограничение Северо-Американской платформы..... 168
Западное ограничение Северо-Американской платформы 171

ЗАКЛЮЧЕНИЕ 173

Литература 177
Объяснения к таблицам 186
Таблицы I-XIII 190

Александр Иванович Елисеев

ФОРМАЦИИ ЗОН ОГРАНИЧЕНИЯ СЕВЕРО-ВОСТОКА
ЕВРОПЕЙСКОЙ ПЛАТФОРМЫ

Утверждено к печати Президиумом Коми
филиала АН СССР

Редактор издательства Т.П. Жукова
Художник Д.А. Андреев
Технический редактор З.А. Соловьева
Корректоры Г.А. Александрова и Г.Н. Атлас

ИБ № 8434

Подписано к печати 31.08.78.М-32361.Формат 60x90 1/16. Бумага офсетная № 1.
Печать офсетная. Печ. л. 12 3/4+3 вкл. (3/4 печ.л.) = 13,5 усл. печ. л.
Уч.-изд. л. 14.86. Тираж 650. Изд. № 6859. Тип.зак. №141. Цена 2р. 30к.

Издательство "Наука", Ленинградское отделение
199164, Ленинград, В-164, Менделеевская лин., 1

Ордена Трудового Красного Знамени
Первая типография издательства "Наука"
199034, Ленинград, В-34, 9 линия, 12