



Российская академия наук
Уральское отделение
Коми научный центр

НАУЧНЫЕ ДОКЛАДЫ

ФОРМАЦИИ ПАЛЕОЗОЯ СЕВЕРО-ВОСТОЧНОЙ ОКРАИНЫ ЕВРОПЕЙСКОЙ ПЛАТФОРМЫ

Российская академия наук
Уральское отделение
Коми научный центр

Научные доклады
Выпуск 481

**А. И. Елисеев, А. И. Антошкина, В. А. Салдин, Н. Ю. Никулова,
И. В. Козырева, А. Н. Сандула**

ФОРМАЦИИ ПАЛЕОЗОЯ СЕВЕРО-ВОСТОЧНОЙ ОКРАИНЫ ЕВРОПЕЙСКОЙ ПЛАТФОРМЫ

Доклад на заседании президиума
Коми научного центра
УрО Российской академии наук

Сыктывкар 2006

УДК 552.54:551.73 (470.1), 550.263:551.73 (470.1)

ФОРМАЦИИ ПАЛЕОЗОЯ СЕВЕРО-ВОСТОЧНОЙ ОКРАИНЫ ЕВРОПЕЙСКОЙ ПЛАТФОРМЫ / А. И. Елисеев, А. И. Антошкина, В. А. Салдин, Н. Ю. Никулова, И. В. Козырева, А. Н. Сандула. Сыктывкар, 2006. – 72 с. (Научные доклады / Коми научный центр УрО Российской академии наук; Вып. 481).

Палеозойские осадочные бассейны северо-востока Европейской платформы – это составная часть крупного мегабассейна северо-восточной пассивной континентальной окраины Европейского континента в палеозое. Установление связи между палеодинамической историей бассейна и типами выполняющих его осадочных формаций, которые служат наиболее надежными индикаторами геодинамических обстановок, является одной из основных задач современной литологии. Надежными индикаторами при геодинамических реконструкциях являются генетически predetermined латеральные и вертикальные ряды осадочных формаций. Были рассмотрены формационные ряды пассивных континентальных окраин западноуральского типа в палеозое, формации и литологические комплексы, являющиеся наиболее яркими индикаторами смены режимов в палеодинамике бассейна.

PALEOZOIC FORMATIONS OF THE NORTHEAST MARGIN OF THE EUROPEAN PLATFORM / A. I. Eliseev, A. I. Antoshkina, V. A. Saldin, N. Yu. Nikulova, I. V. Kozyreva and A. N. Sandula. Syktyvkar, 2006. – 72 p. (Scientific Reports / Komi Science Centre, Ural Branch, Academy of Sciences of Russia; Issue 481).

Paleozoic sedimentary basins of the northeast European Platform is a component of large megabasin of the northeast passive continental margin of the European continent in the Paleozoic. The establishment of a connection between a paleodynamic history of a basin and its sedimentary formations types, which are the most reliable indicators of geodynamic conditions, is one of the primary problems of modern lithology. Reliable indicators at geodynamic reconstructions are genetically predetermined by lateral and vertical lines of the sedimentary formations. Formations and lithological complexes being the brightest indicators of the paleodynamic regimes change of the basin have been considered formations lines of the passive continental margin of the westuralian type during the Paleozoic.

Редакционная коллегия

М. П. Рощевский (отв. редактор), Б. А. Голдин (зам. отв. редактора),
Н. В. Ладанова (отв. секретарь), В. А. Головкин, Н. А. Громов, А. В. Кучин,
В. Н. Лаженцев, Н. А. Манов, Ю. С. Оводов, Э. А. Савельева,
А. Ф. Сметанин, А. И. Таскаев, Н. П. Юшкин

Рецензенты

доктор геолого-минералогических наук, профессор Л.В.Махлаев
кандидат геолого-минералогических наук Э.С.Щербаков

© А. И. Елисеев и др., 2006

© Коми научный центр УрО Российской АН, 2006

ВВЕДЕНИЕ

Изучение осадочных бассейнов является новым направлением в науке, которое привлекает все большее внимание исследователей. Палеозойские осадочные бассейны северо-востока Европейской платформы - это составная часть крупного мегабассейна северо-восточной пассивной континентальной окраины Восточно-Европейского континента в палеозое. Процессы заполнения осадочных бассейнов различными осадками непосредственно зависят от геодинамической позиции бассейна. Отсюда следует и обратное: литологические особенности пород могут свидетельствовать о геодинамике бассейна, то есть быть литологическими индикаторами геодинамики бассейна. Ранее полагали, что такими индикаторами могут быть отдельные породы. Но уже вскоре выяснилось, что отдельные разновидности пород хорошими индикаторами служить не могут, так как одни и те же породы часто отлагаются в различных фациальных обстановках. Более того, даже отдельные формации не всегда позволяют реконструировать палеодинамические обстановки. Следовательно, не отдельные типы пород и даже не индивидуальные типы формаций, а только латеральные и вертикальные ряды осадочных формаций являются надежными индикаторами при палеодинамических реконструкциях (Романовский, 1998). Формационные ряды дают историю всего бассейна, отдельные же формации помогают раскрыть историю и палеодинамику бассейна на определенных этапах его развития.

В связи с этим нами изучались формации и литологические комплексы, являющиеся наиболее яркими индикаторами смены режимов в палеодинамике бассейна. Это основание рифтогенной фалаховой верхнекембрийско-нижнеордовикской формации, карбонатные верхнеордовикско-нижнедевонская и верхневизейско-нижнеартинская формации и терригенная нижнепермская формация.

Первая глава представляет собой сравнение по литературным данным формационных рядов пассивных окраин Восточно-Европейского и Северо-Американского континентов. Все другие разделы являются результатом полевых работ и изучения литологических материалов различными методами в лабораторных условиях.

Полученный фактический материал позволил дать литологическую характеристику формаций и определить палеогеодинамику бассейна на определенных этапах его развития.

Глава 1. **ФОРМАЦИОННЫЕ РЯДЫ ПАССИВНЫХ КОНТИНЕНТАЛЬНЫХ ОКРАИН ЗАПАДНО-УРАЛЬСКОГО ТИПА В ПАЛЕОЗОЕ**

Как известно, среди континентальных окраин выделяются пассивные и активные окраины. В геосинклинальной терминологии пассивным окраинам соответствует понятие "миogeосинклиналь" (Хаин, Ломизе, 1995). Типичным примером пассивной континентальной окраины является северо-восточная окраина Европейского континента в палеозое, т. е. северная часть западного склона Урала и прилегающая часть Европейской платформы. Этот район является благоприятным для исследований, так как палеозойские отложения здесь прослеживаются по естественным выходам, а также вскрыты буровыми скважинами. Палеозойские отложения на северо-восточной окраине Европейской платформы относятся к двум различным структурно-формационным зонам - Елецкой и Лемвинской, что впервые установлено К. Г. Войновским-Кригером (1945). Для выяснения палеотектонической природы района большую роль играет формационный анализ. Такой анализ для Елецкой и Лемвинской зон проведен А. И. Елисеевым (1978, 1982) и В. Н. Пучковым (1979). При этом последним было показано, что Елецкая зона отвечает шельфу, а Лемвинская - батинальной части бассейна.

Формационный анализ относится к выдающимся открытиям и обобщениям в геологической науке двадцатого столетия (Щеглов, 1998). Еще недавно занятие формациями было очень распространено, если не сказать - модно. Однако в последние годы наступило заметное ослабление интереса к ним. Так, Ю. Г. Леонов пишет: "В настоящее время формационный анализ как направление теоретической геологии себя в основном исчерпал" (Леонов, 1995, с. 21). Одним словом, у некоторых исследователей возникло разочарование в формационном анализе. Одна из причин этого состоит в том, что термин "формация" стали применять не по назначению, а как синоним комплекса осадков или отложений. Работ по формациям много, но это только судя по названиям. Практически же многие работы рассматривают просто отложения, а никак не формации. Кроме того, стал широко применяться термин "литодинамические комплексы" вместо формаций. Оценивая в целом современное состояние изучения осадочных формаций, приходится признать, что единого учения об осадочных формациях пока нет. Об этом свидетельствует, в частности, существование различных направлений формационного анализа, десятков определений формаций. Одним словом, учение о формациях находится в стадии становления, идет этап накопления фактического материала. Правда, в последнее время в связи с изучением осадочных бассейнов вновь возник угасший было интерес к формационному анализу (Романовский, 1998). Причем особое внимание при этом уделяется формационным рядам. "...Не отдельные типы пород и даже не индивидуальные виды формаций, а только генетически предопределенные лате-

ральные и вертикальные ряды осадочных и осадочно-вулканогенных формаций могут служить надежными индикаторами при геодинамических реконструкциях" (Романовский, 1998, с.10).

Формационные ряды пассивных континентальных окраин западноуральского типа можно наблюдать и в других местах. Такие ряды хорошо прослеживаются на западной пассивной окраине Северо-Американского континента, менее полно на южной и восточной окраинах того же континента, а также на юго-западной окраине Европейского континента в позднем палеозое. В данной работе рассмотрены только два наиболее ярких примера – формационные ряды северо-восточной окраины Европейского континента и западной окраины Северо-Американского континента.

Формационные ряды северо-востока пассивной окраины Восточно-Европейского континента в палеозое (западноуральский тип пассивных окраин)

Как уже указывалось ранее, палеозойские отложения в этом регионе относятся к двум различным структурно-формационным зонам – Елецкой и Лемвинской. А. И. Елисеевым (1978) были установлены вертикальные формационные ряды этих зон с выделением новых типов формаций. За прошедшие годы представления об этих формациях уточнялись, детализировались, и в настоящее время возникла необходимость их систематизации.

Основываясь на опыте своих многолетних исследований, он еще в 1982 г. пришел к следующему определению осадочной формации: "Осадочная формация – это парагенез пород или чаще ассоциаций пород, отличающийся своим составом и строением от смежных парагенезов и являющийся вещественным выражением определенной стадии развития крупную палеотектонической зоны" (Елисеев, 1982, с. 3).

Весьма сложной и еще недостаточно разработанной проблемой является вопрос о строении формаций, о ее составных частях. Здесь большую роль сыграли исследования И. В. Хворовой (1963), которая ввела представление об элементарных породных ассоциациях и градациях. При изучении формации обычно выделяются типы разрезов, отличающиеся один от другого различными породными ассоциациями, характером их строения, а также мощностями отложений. Такие части формаций, характеризующиеся особым типом разреза, мы вслед за И. В. Хворовой, называем градациями.

Методически выделение формаций проходит в несколько этапов. Вначале проводятся сравнение и типизация литолого-стратиграфических разрезов на основе изучения парагенезов пород, когда литологические исследования тесно связаны со стратиграфическими. На первой стадии вырисовываются лишь "контуры" формации. Затем начинается детальное изучение парагенезов пород, выделение породных ассоциаций и градаций, уточнение объема и границ формаций. На этой стадии главенствующим

является выяснение особенностей литогенеза отложений. На заключительном этапе синтезируется весь материал с целью выяснения генезиса формации, положения ее в палеоструктуре района. На этом этапе литологические исследования тесно связаны с тектоническими. Таким образом, данный метод предусматривает и литологический, и стратиграфический, и тектонический подходы при изучении формаций. Необходимость такого подхода была блестяще обоснована Н. С. Шатским.

Шельфовый ряд формаций (елецкая зона)

В Елецкой зоне был установлен формационный ряд (рис. 1.1), в котором трижды повторяется триада формаций: фалаховая – платамовая – калейдовая (Елисеев, 1978, 1982). Троекратное появление и смена формаций объясняются сменой палеотектонического режима. Отсюда ясно, что эти формации выделены по литолого-палеотектоническому принципу. Литологически же одноименные формации могут в достаточной степени отличаться друг от друга. Отсюда возникает необходимость выделения литолого-палеотектонических семейств формаций, которые образуют такой ряд: семейство фалаховых, семейство платамовых и семейство калейдовых формаций (Елисеев, 1999).

Семейство фалаховых формаций

Фалаховыми Б. М. Келлер (1973) предложил называть терригенные олигомиктовые формации, источником вещества которых была не складчатая область, а платформа. Эти формации отвечают началу опускания области и началу трансгрессии. В палеозойском разрезе северо-восточной пассивной окраины Европейского континента фалаховые формации появляются трижды: верхнекембрийско-нижнеордовикская, среднедевонская и нижнекаменноугольная формации. Начальная из них, верхнекембрийско-нижнеордовикская, отличается не только более значительной мощностью (1500 м), но и более сложным характером своего состава и строения. Сравнительный анализ показал, что такая же картина наблюдается и на других континентальных окраинах (Елисеев, 1982). Отличие начальных фалаховых формаций связано с тем, что они образуются вследствие рифтогенеза, а не простого погружения окраины континента и трансгрессии моря. Предлагается такие формации именовать рифтогенными фалаховыми формациями.

Семейство платамовых формаций

Платамовые формации (от греческого "платамон" - широкий, плоский камень) - это карбонатные или терригенно-карбонатные формации на континентальной окраине, отвечающие трансгрессивному этапу ее развития и связанные с открытым шельфом (рампой) (Елисеев, 1982). В палеозойском разрезе шельфовой зоны такие формации появляются, как и фалаховые, трижды. Это средне-верхнеордовикская, эйфель-франская и средне-верхневизейская (окская) формации. Типичным примером платамовой форма-

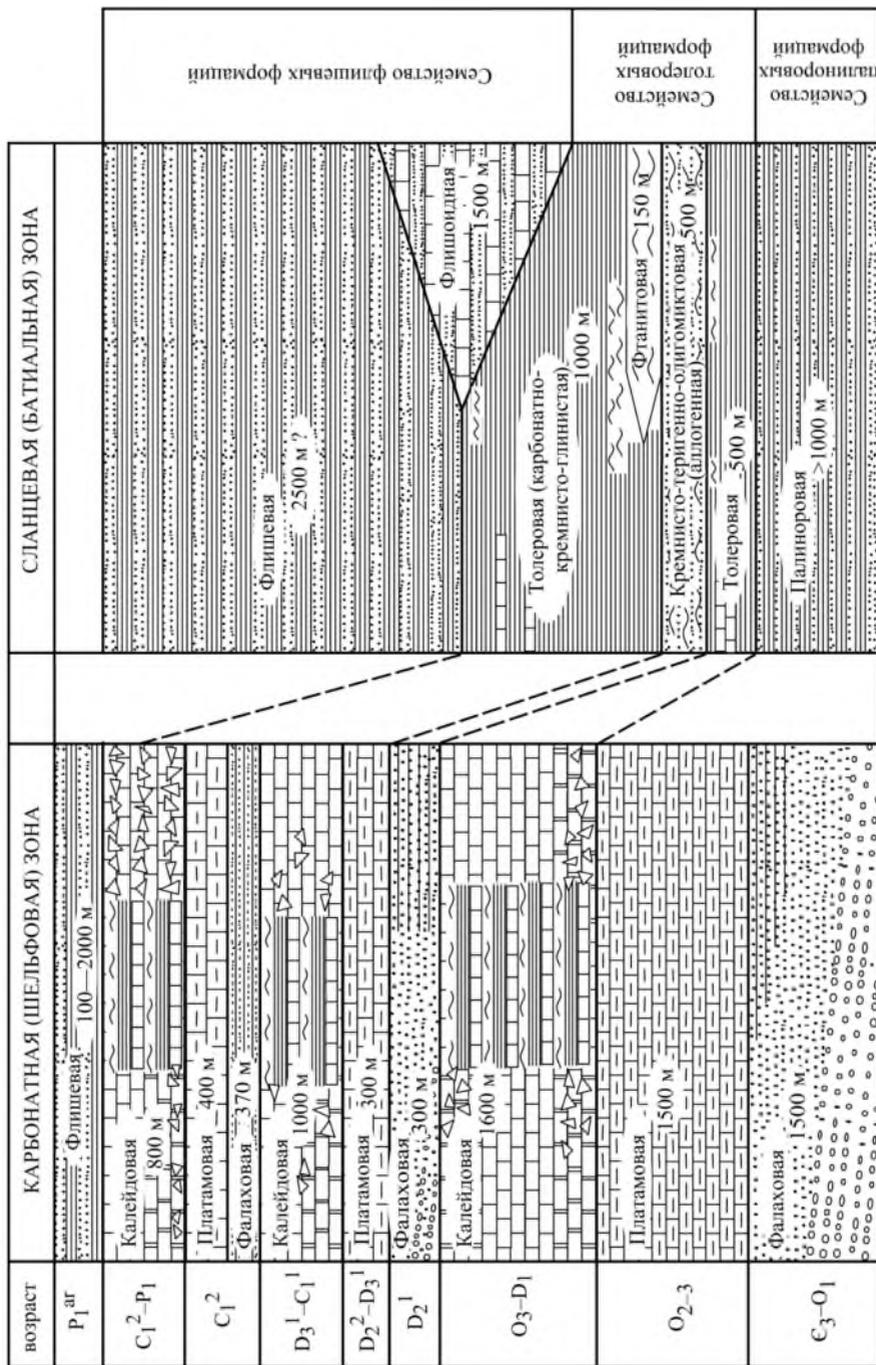


Рис. 1.1. Формационные ряды северо-восточной пассивной окраины Европейской платформы в палеозое.

ции является органогенно-известняковая (окская) формация. Она удивительно выдержана на протяжении всей Елецкой зоны (свыше 800 км), и прослеживается в районы, расположенные южнее и севернее её. Она сложена в основном темно-серыми и 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. Две другие платамовые формации (средне-верхнеордовикская и эйфельско-нижнефранская) также образовались на рампе в трансгрессивные этапы развития бассейна. Они имеют более сложный состав, включают в некотором количестве терригенные породы, поэтому их предлагается называть терригенно-карбонатными платамовыми формациями.

Семейство калейдовых формаций

Калейдовые формации - это карбонатные формации закрытого шельфа, отвечающие регрессивному этапу развития бассейна. Название формации дано автором от греческих слов "калос" - красивый и "ейдос" - вид. Породы данной формации часто образуют живописные скалы (Елисеев, 1978). Эти формации отличаются более сложным строением: вдоль края континента на возвышенных участках образовывались светлые и чистые карбонатные породы, а в промежутке между ними (во впадинах) - более темные кремнисто-глинисто-карбонатные осадки. По этой причине такие формации называются автором также депрессионно-мелководными. В палеозойском разрезе Елецкой зоны к таким формациям относятся верхнеордовикско-нижнедевонская, среднефранско-турнейская и верхневизейско-нижнеартинская карбонатные формации.

Батиальный ряд формаций (лемвинская зона)

Формации Лемвинской зоны образуют закономерный ряд, отражающий этапы палеотектонического развития зоны. Основными здесь являются семейства палиноровых, толеровых и флишевых формаций. Семейство палиноровых формаций соответствует начальному этапу опускания территории, семейство толеровых - времени максимального погружения территории (зрелой стадии), семейство флишевых формаций - заключительной, инверсионной стадии.

Семейство палиноровых формаций

Палиноровые (от греческого "палинорос" - переменчивый) формации имеют в основном известняково-алевролитово-глинистый состав, значительно отличающийся в разных частях формации так же, как и цвет пород (Елисеев, 1982). К этой формации отнесены отложения ордовика. В связи с тем, что в ордовике Лемвинской зоны выделяется множество свит, эта ранее выделенная формация, скорее всего, является семейством формаций. Среди них наиболее уверенно можно выделить алевролитово-глинистую сланце-

вую палиноровую формацию, примерно совпадающую по возрасту с грубен-инской свитой. Что же касается других, менее распространенных свит, то их формационная принадлежность может быть определена лишь в ходе дальнейших исследований. Следует заметить, что требуется более детальная расшифровка условий осадконакопления в ордовикском периоде на территории Лемвинской зоны. Прежде всего, необходимо выяснить соотношение ордовикских осадочных и развитых вместе с ними вулканогенных формаций, возраст которых до сих пор остается дискуссионным.

Семейство толеровых формаций

Толеровые (от греческого "толерос" - иловатый, темный) формации сложены переслаивающимися кремнистыми и глинистыми сланцами и известняками (Елисеев, 1978). Сланцы играют главную роль в строении формации, хотя в отдельных разрезах могут преобладать известняки. Чаще всего породы имеют черный или темно-серый цвет, поэтому их обычно называют черносланцевыми формациями. В Лемвинской зоне выделялись первоначально две толеровые формации: силурийско-нижнедевонская и верхнедевонско-среднекаменноугольная. Максимальному погружению соответствует фтанитовая формация (франско-средневизейская). Она имеет много общего с толеровыми формациями, отличаясь лишь преобладанием кремнистых пород (фтанитов). Целесообразно отнести ее также и к семейству толеровых формаций и называть в дальнейшем "фтанитовая толеровая формация", в отличие от предыдущих карбонатно-кремнисто-глинистых толеровых формаций.

Фтанитовая толеровая формация (франско-турнейская). К этой формации относится толща черных и цветных кремнистых пород, мощностью 100-150 м, развитая в верхнем девоне и низах карбона центральной и восточной подзонах Лемвинской зоны. Парагенез кремнистых и глинисто-кремнистых пород этой толщи остается устойчивым практически на протяжении всей Лемвинской зоны. Более того, эти породы можно наблюдать и в Малопечорской и Карской сланцевых зонах. Выдержанность строения формации на огромной территории позволяет считать, что условия ее образования были одинаковыми и характеризовали бассейн, достаточно стабильный и долго существовавший. О его значительной глубине свидетельствует небольшая мощность при непрерывном характере осадконакопления. Кремнистый состав формации, вероятно, обусловлен тем, что образование осадков происходило ниже критической глубины карбонатакопления.

Карбонатно-кремнисто-глинистая толеровая формация (верхнедевонско-среднекаменноугольная). В качестве примера приведем формацию, описанную автором. Она наблюдается на всем протяжении Лемвинской зоны. В составе ее выделяются три градации (с запада на восток): 1) кремнисто-глинисто-карбонатная (воргашорская); 2) кремнисто-карбонатно-глинистая (харутская), карбонатно-кремнисто-глинистая (харотская).

Между названными толеровыми формациями развита кремнисто-терригенная (среднедевонская), которая является как бы чужеродной, разбивающей семейство толеровых формаций и нарушающей формационный ряд. Предлагается такие формации называть аллогенными (от греческого "аллогенес" - инородный). Она сложена преимущественно терригенными олигомиктовыми породами, в меньшей степени кремнистыми и карбонатными. Частое переслаивание пород имеет местами флишеподобный характер, но от типичной флишевой - эта формация отличается преимущественно кварцевым составом обломочного материала.

Семейство флишевых формаций

Выделенные ранее автором флишеидная и флишевая формации (Елисеев, 1978) связаны с заключительной стадией развития Лемвинской зоны. Флишевая (раннепермская) на всем протяжении имеет довольно однообразный полимиктовый состав и может именоваться терригенной флишевой. Флишеидная (каменноугольная) отличается присутствием карбонатов, которые местами играют значительную роль, а также лишь спорадическим проявлением настоящей флишевой ритмичности. По происхождению и составу она имеет много общего с типичной флишевой, поэтому может быть отнесена к одному семейству под названием карбонатно-терригенной флишевой формации.

Карбонатно-терригенная флишевая формация (каменноугольная) наиболее детально изучена В. А. Салдиным (1996). В состав её включены отложения яйюской и райизской свит. Характерной особенностью их является смешанный состав пород. Мощность формации достигает 1000 м. В строении формации выделяются три градации: известняково-песчаниково-глинисто-алевролитовая (пальникско-няньворгавожская), кремнисто-глинисто-песчаниково-гравелитовая (райизская) и кремнисто-глинисто-алевролитово-известняковая (войшорская). Наиболее характерной является первая из них. Две другие имеют лишь ограниченное распространение в северо-восточной части Лемвинской зоны, причем райизская градация занимает более восточное положение. Выделенные градации отражают условия осадконакопления в различных частях бассейна. На основе изучения литологических особенностей и остатков фауны в строении градации выделяются две группы отложений: автохтонные и аллохтонные. Распространение их на площади и по разрезу неравномерно, но явно преобладают аллохтонные осадки. Среди них основную роль играют турбидиты.

Терригенная флишевая формация (нижнепермская) также наиболее детально изучена В. А. Салдиным (1996). Сразу же заметим, что им впервые было показано, что кечпельская свита, в объеме которой понимается выделенная формация, не включает верхнекаменноугольные отложения, как считалось ранее, а является только нижнепермской. Терриген-

ная формация характеризуется однообразным литологическим составом, хотя выходы ее на площади образуют широкие поля, а мощность не менее 2000 м. Структурно-текстурные особенности (циклы Боума) позволяют интерпретировать значительную часть её отложений как турбидиты.

Формационные ряды западной пассивной окраины Северо-Американского континента в палеозое

Одним из наиболее благоприятных районов, где удастся наблюдать западную пассивную окраину Северо-Американского континента в палеозое, являются Центральные Кордильеры в штате Невада. Во многих работах можно найти описание перехода карбонатных формаций к типичной эвгеосинклинали (Кей, 1963; Лоувелл, 1963; Богданов, 1975; Roberts et al., 1958; Smith, Ketner, 1975 и др.). В восточной Неваде между 116° и 117° и палеозойские породы от среднего кембрия до верхнего миссисипия представлены преимущественно известняками и доломитами с небольшим количеством сланцев и кварцитов. В центральной и западной Неваде разновозрастные отложения сложены преимущественно обломочными осадочными породами и кремнями, переслаивающимися с вулканическими и пирокластическими породами. Восточный комплекс имеет мощность 4500 м, западный более 15000 м. По своему происхождению западный и восточный комплекс различны: восточный комплекс миогеосинклиальный, западный – эвгеосинклиальный. Эти комплексы разделены надвигом Робертс Маунтинс. В некоторых случаях наблюдается переходный комплекс.

Дж. Стюарт и Ф. Пул (Stewart and Poole, 1974), суммируя работы многих предыдущих исследователей, выделяют на этой территории четыре ассоциации пород (с востока на запад): карбонатную, переходную, кремнистую внутреннего пояса и кремнистую внешнего пояса. Для сравнения с изученными нами Елецкой и Лемвинской зонами Урала интерес представляют все ассоциации, за исключением последней, которая является эвгеосинклиальной. По нашему мнению, карбонатную и переходную ассоциации можно объединить в одну, соответствующую карбонатной зоне, а кремнистую внутреннего пояса именовать сланцевой зоной. Относительно времени заложения Кордильерской геосинклинали существуют различные мнения. В работе Н. А. Богданова (1975) обоснован позднекембрийский возраст (800–900 млн. л) начальной стадии рифтогенеза, поэтому здесь будут рассмотрены не только палеозойские, но и верхнекембрийские образования.

Карбонатная (шельфовая) зона

Зона имеет широкое распространение – от центральной части Невады до западной части штата Юта, до так называемой линии Уосатч (с запада на восток около 400 км). По линии Уосатч проходит граница между мало-мощными типично платформенными отложениями и осадками подвижного шельфа, погружение которого компенсировалось осадконакоплением (бо-

лее 10 км осадков). Причем наблюдается неуклонное увеличение мощности осадков с востока на запад. Как уже указывалось, в шельфовой зоне развиты отложения верхнего докембрия и палеозоя. Верхнедокембрийские отложения в Центральной Неваде сложены преимущественно кварцитами, среди которых встречаются песчаники и алевролиты и тонкие прослои доломитов. Мощность отложений достигает 2500 м (Burchfiel, 1964). Палеозойские отложения представлены отложениями всех систем. Они широко развиты в Центральной Неваде и наблюдаются во многих разрезах: Руби Маунтинс (Sharp, 1942), Антелоуп Вэлли (Merriam, 1963), Грант Райндж (Hyde and Hutter, 1970), Шелл Крик Рейндж (Drewes, 1967), Эгейн Рейндж (Kellog, 1963), Бомбинг базе (Ekren et al., 1971), Спектер Рейндж (Burchfiel, 1964), Юрика. Наиболее характерным из них является разрез окрестностей Юрика, впервые описанный более 100 лет назад и с тех пор являющийся типовым для рассматриваемого региона (Nolan, Merriam, Williams, 1956).

Основываясь на изучении формаций северо-восточной пассивной окраины Европейского континента, в карбонатной зоне рассматриваемого региона нами выделяются (снизу вверх) следующие формации: 1) рифтогенная фалаховая (верхнедокембрийско-нижнекембрийская); 2) платамовая известняково-глинисто-доломитовая (кембрийская); 3) калейдовая известняковая (нижнеордовикская); 4) фалаховая олигомиктовая (среднеордовикская); 5) платамовая глинисто-доломитово-известняковая (верхнеордовикская); 6) калейдовая доломитово-известняковая (силурийско-нижнедевонская); 7) фалаховая олигомиктовая (среднедевонская); 8) платамовая известняково-доломитовая (среднедевонская); 9) калейдовая (среднедевонская); 10) калейдовая известняково-глинистая (верхнедевонско-миссисипская); 11) семейство молассовых формаций (миссисипско-нижнепермские отложения).

Рифтогенная фалаховая формация включает верхнедокембрийские и нижнекембрийские отложения (кварциты Проспект Маунтин). Это типичная фалаховая формация, сложенная преимущественно кварцитами, реже встречаются кварцевые конгломераты. Она залегает с несогласием на более древних докембрийских породах – гнейсах и кристаллических сланцах. С востока на запад наблюдается увеличение мощности её отложений – до 5000 м.

Платамовая известняково-глинисто-доломитовая (кембрийская) формация включает значительной мощности (до 1800 м) толщу известняков, глинистых сланцев и доломитов, а по возрасту почти весь кембрий, за исключением низов, которые относятся к фалаховой формации. В стратиграфическом отношении она охватывает сланцы Пайош, доломиты Элдорадо, известняки Джиддис, сланцы Сикрит Каньон, доломиты Гамбург, сланцы Дандерберг, свиту Виндфэл. Многие пласты содержат фауну трилобитов. Заметим, что, по мнению большинства исследователей, доломиты являются вторичными. Многие отмечают удивительную выдержанность

характера кембрийских отложений на огромном протяжении - это характерное свойство платамовых формаций.

Калейдовая известняковая (нижнеордовикская) формация в стратиграфическом отношении соответствует группе Погонип (нижний ордовик). Представлена массивными и тонкоплитчатыми известняками, часто с кремнистыми образованиями, иногда доломитизированными, а также прослоями аргиллитов. В отличие от подстилающей платамовой формации здесь наблюдаются значительные фациальные изменения даже на небольшом расстоянии. В некоторых разрезах отмечается большое количество известняковых конгломератов, а в Южной Неваде в этих слоях встречены обильные строматактисы, которые считаются типичными структурами иловых холмов. Они имеют куполообразные формы высотой 80 м и шириной 300 м. Мощность формации меняется значительно - от 500 до 1500 м.

Фалаховая олигомиктовая (среднеордовикская) формация, к которой относятся кварциты Юрика. Они со стратиграфическим несогласием залегают на подстилающих известняках. Это типичная фалаховая формация, сложенная белыми сахаровидными кварцитами. Обычно кварциты Юрика четко отличаются от других кварцитовых формаций своей чистотой, хотя отмечается, что их можно спутать с кварцитами и нижележащей фалаховых формаций. Фауна в кварцитах не встречена. Возраст определен лишь по стратиграфическому положению. Мощность отложений не более 150 м.

Платамовая глинисто-доломитово-известняковая (верхнеордовикская) формация принимается в объеме свиты Хэнсэм Крик. Причем выделение ее производится с некоторой степенью условности. На востоке она имеет доломитовый состав, к западу же сменяется известняками. Известняки темно-серые до черных, среднезернистые, содержащие членики криноидей. Нередко они глинистые и в них значительное количество органических остатков, по которым определен позднеордовикский возраст отложений, мощность которых 170 м.

Калейдовая доломитово-известняковая (силурийско-нижнедевонская) формация. Силурийскому комплексу известняков и доломитов посвящено большое количество исследований. Это известняки Робертс Маунтинс и доломиты Лоун Маунтин. По структурным и фаунистическим особенностям доломиты Лоун Маунтин представлены рифовым комплексом, который сильно изменен доломитизацией, а известняки Робертс Маунтинс являются глубоководным окаймлением рифа (Winterer and Murphy, 1960). Общая мощность формации около 900 м.

Фалаховая олигомиктовая (среднедевонская) формация. В свите Невада развиты песчаники и кварциты Каньон Эксион. По своему характеру они напоминают кварциты и песчаники двух ранее описанных фалаховых

формаций. Отличие состоит лишь в том, что цементом в них является доломит. Однако, следует отметить, что эта формация является своеобразной и заслуживает специального изучения. Дело в том, что она залегаёт среди доломитовых пород, которые сильно песчанистые. Остается неясным вопрос о соотношении песчаников с этими доломитовыми породами. Мощность песчаников 135 м.

Платамовая известняково-доломитовая (среднедевонская) формация. К этой формации несколько условно относится верхняя часть свиты Невада - доломиты Маунтин Сэнтинл, известняки Вудпекэ и доломиты Бей Стейт. В нижней части лежат доломиты, изменяющиеся от светло- до темно-серых. Выше лежат тонко- и средненапластованные известняки, нередко песчанистые и глинистые. Известняки тонкозернистые до афанитовых, зеленовато-серые до темно-серых. Иногда они переходят в известковые сланцы. Встречаются многочисленные птероподы. Верхняя часть формации сложена массивными темно-серыми доломитами с обильными кораллами. Общая мощность отложений около 600 м.

Калейдовая известняково-глинистая (верхнедевонско-миссисипская) формация охватывает верхнедевонские и миссисипские (нижнекаменноугольные) отложения. Она сложена в нижней части известняками, в верхней - глинистыми сланцами с прослоями известняков (известняки Дэвис Гэйт, сланцы Пайлат и сланцы Чэйнмэн). Общая мощность отложений превышает 2000 м.

Молассовая (миссисипско-нижнепермская) формация. В конце миссисипия (раннего карбона) обстановка в бассейне меняется, начинают появляться обломочные породы. Вначале среди известняков отмечаются прослои песчаников и реже конгломератов, затем начинают преобладать конгломераты. Конгломераты переслаиваются с песчаниками и глинистыми сланцами. Встречаются кремнистые конгломераты с кремнистым же цементом. Общая мощность формации более 1000 м.

Сланцевая (батиальная) зона

Как уже указывалось, к сланцевой относится зона, соответствующая развитию кремнистой ассоциации внутреннего пояса (Stewart and Pool, 1974). Докембрийские породы в этой зоне не известны. Условно выделяются и кембрийские отложения, поэтому типичные отложения данной зоны начинаются с ордовика. Заметим, что палеозойские отложения здесь находятся в тектонических пластинах в зоне крупного надвига (надвиг Робертс Маунтинс), амплитудой десятки километров. Вследствие этого стратиграфические взаимоотношения и истинную мощность отложений установить трудно. Полных разрезов отложений нигде нет. Возраст отдельных выходов (рис. 1.2) устанавливается по фауне. На основе этого и построен сводный разрез. Анализ формаций сланцевой зоны проведен на основе сравнения подобных

отложений с формациями Лемвинской зоны Урала (батиальной зоны пассивной северо-восточной окраины Европейского континента).

Среди сланцевых формаций намечается выделение палиноровых и толеровых формаций. Учитывая большой объем отложений, можно предполагать, что мы имеем дело не с двумя отдельными формациями, а с двумя семействами - семейством палиноровых и толеровых формаций (рис.1.3). Не располагая детальными литологическими данными, мы дадим лишь их общую характеристику.

Семейство палиноровых формаций

По нашим представлениям к ним можно отнести кембрийские и нижнеордовикские отложения. Дадим характеристику пород по изученным разрезам. Кембрийские отложения, начинающие разрез в сланцевой зоне, как уже указывалось, относятся к формации Хармони. Формация (свита) представлена преимущественно полевошпатовыми песчаниками с прослоями сланцев, галечных конгломератов и обломочных известняков. Наиболее характерными являются песчаники светло-коричневые до оливково-зеленых. Многие из слоев обнаруживают градационную слоистость. Косая слоистость не отмечена. Судя по минералогии песчаников, они образовались за счет размыва кислых гранитных пород, кварцитов и песчаников. Материал был транспортирован на небольшом расстоянии мутьевыми потоками. Осадки отлагались ниже уровня действия волн и нижней части ордовикской свиты Баско. К палиноровой формации относится нижняя часть ордовикской формации (свиты) Винини.

Семейство толеровых формаций

Появление толеровых формаций происходит уже в раннем ордовике. Так, в формации Винини верхняя часть сложена переслаиванием черных кремней и черных горючих сланцев. В большинстве разрезов кремни имеют более значительные мощности, чем сланцы, хотя в некоторых местах были обнаружены только сланцы. Кремни мощностью обычно от 2.5 до 10 см, сланцы - менее 2 см. Сланцы содержат граптолиты и радиолярии.

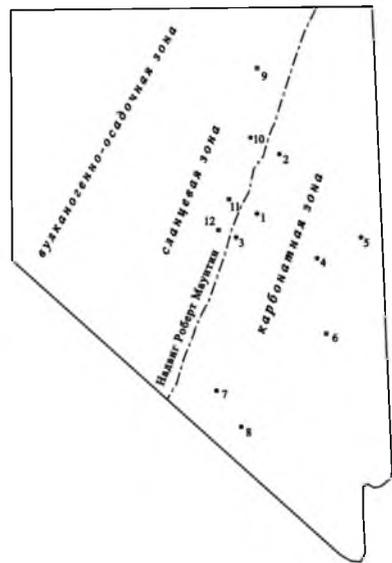


Рис. 1.2. Местоположение разрезов (штат Невада).

Разрезы: 1. Юрика; 2. Руби Маунтин; 3. Антилоуп Велли; 4. Грант Рейндж; 6. Шелл Крик Рейндж; 7. Этейн Райндж, Bombing Base; 8. Спектер Рейндж; 9. Лоун Маунтин; 10. Карлин Пинон; 11. Кортж; 12. Роберт Крик Маунтин.

СЛАНЦЕВАЯ (БАТИАЛЬНАЯ) ЗОНА

Семейство флишевых формаций	Робертс Маунтинс (Gilluly and Masursky 1965; Smith and Ketter, 1975)			Формации
	Возраст	Характерные свиты	Разрез	
Семейство толеровых формаций	C			Флишевая до 1500 м
	D	Вудрюф		Толеровая до 3000 м (?)
	S	Фаурмил каньон		
Семейство палиноровых формаций	O	Влинии		Палиноровая 2000 м
	Є	Хармони		
	поздний докембрий		?	

КАРБОНАТНАЯ (ШЕЛЬФОВАЯ) ЗОНА

Возраст	Юрика (Nolan a. o., 1956 и др.)		Формации
	Характерные свиты	Разрез	
C	Гейрден Вэлли		Молассовая (?) > 1000 м
D ₃ -C ₁	Чейтмен		Калейдовая 2000 м
D ₂	Невада		Платамовая 600 м
D ₁			Фалаховая 120-135 м
S	Лоун Маунтин Робертс Маунтинс		Калейдовая 1500 м
O ₃			Платамовая 150-170 м
O ₂	Юрика		Фалаховая до 150 м
O ₁	Погонип		Калейдовая 500-1500 м
Є	Проспект Маунтин		Платамовая 1800 м
поздний докембрий			Фалаховая > 5000 м

Рис. 1.3. Формационные ряды западной пассивной окраины Северо-Американского континента в палеозое.

Кремнистые сланцы не считаются продуктом замещения, но являются первичными осадками. Силурийские и девонские отложения в сланцевой зоне сложены, в основном, кремнистыми породами. Здесь выделены несколько формаций (свит), в которых главную роль играют кремнистые породы. Так, в формации (свите) Фоурмил каньон главные породы: кремни, алевролиты, аргиллиты и сланцы, но имеются также небольшие прослои тонкозернистых песчаников. Здесь нет известняковых пород, но содержится некоторое количество доломитового материала в алевролитах и кремнях. На свежем изломе все породы темные, почти черные. Кремни состоят из очень тонкозернистого кварца и содержат значительное количество органического вещества. Пласты кремней имеют мощность от 1 до 20 см и содержат желваки доломитов размером до 10 см. Из органических остатков найдены только граптолиты, указывающие на силурийский возраст. Граптолиты, найденные в формации, свидетельствуют о морском происхождении пород, а тонкость зерен свидетельствует об удалении от берега. Мощность формации 900-1800 м. Возраст - ранний силур. Девонская свита Кремни Славен (Slaven Chert), как показывает само название, сложена в основном кремнями, с очень небольшим количеством тонконапластованных песчаников и сланцев. Породы, составляющие формацию Вудрюф, представлены в основном кремнистыми аргиллитами и кремнями, в меньшем количестве сланцами, алевролитами, доломитовыми алевролитами и доломитами, небольшим количеством линз известняков и очень редкими пластами песчаных известняков или известковых песчаников. Мощность отложений около 1000 м.

Толеровые формации несогласно перекрываются мощной толщей терригенных пород каменноугольного возраста, нижняя часть которых характеризуется переслаиванием глинистых сланцев с песчаниками (флишевая формация).

В заключение остановимся на сравнении формационных рядов западной окраины Северо-Американского континента и северо-восточной окраины Восточно-Европейского континента.

На западной пассивной окраине Северо-Американского континента выделяются два латеральных формационных ряда - шельфовый и батиальный. Строение их, т.е. их вертикальные ряды имеют много общего с вертикальными рядами северо-восточной пассивной окраины Восточно-Европейского континента в палеозое (Елецкой и Лемвинской зонами севера Урала). В шельфовой зоне окраины Северо-Американского континента также наблюдается трехкратное повторение триады формаций: фалаховая-платамовая-калейдовая, что отвечает трем этапам развития шельфовой зоны. В батиальной зоне, как и на западном склоне Урала, наблюдается закономерная смена формаций: начальной стадии развития соответствуют палиноровые формации, зрелой стадии - толеровые, инверсионной - флишевые. Сходство состоит также в том, что, например, рифооб-

разование на той и другой окраинах имело место главным образом в силуре и раннем девоне. Имеется общность развития и в батиальной зоне – максимум баритообразования падает на обеих окраинах на поздний девон. Следует также заметить, что образование орогенных формаций на той и другой окраинах связано с поздним карбоном – ранней пермью. Однако имеются и различия.

Начальный этап образования пассивной окраины на востоке Европейского континента относится к позднему кембрию, а Северо-Американского к позднему докембрию. Затем надо отметить значительно большую роль доломитовых пород в шельфовой зоне Северо-Американской окраины по сравнению с окраиной Европейского континента. Имеются отличия и в батиальной зоне. Если в Лемвинской зоне Урала толеровые формации имеют небольшую мощность, то на окраине Северо-Американского континента она гораздо значительнее. Толеровые формации Лемвинской зоны не содержат песчаный материал, в батиальной же зоне Северной Америки песчаники встречаются нередко, правда, в незначительном количестве.

Проведенное изучение западной пассивной окраины Северо-Американского континента показало, что формационные ряды ее имеют много общего с северо-восточной окраиной Европейского континента, поэтому могут быть отнесены к одному типу – западноуральскому.

Глава 2. **БАЗАЛЬНЫЙ ГОРИЗОНТ ВЕРХНЕКЕМБРИЙСКО-НИЖНЕОРДОВИКСКОЙ ФОРМАЦИИ СЕВЕРА УРАЛА**

На хр. Малдынырд, расположенном на западном склоне Приполярного Урала, в бассейне р. Кожим, в основании палеозойского разреза фрагментарно присутствуют древние метаморфизованные коры выветривания ($kv\epsilon_3$), представленные разнообразными по составу сланцами с пиррофиллитом, серицитом, диаспором, хлоритоидом и гематитом, выше которых залегает терригенная золотоносная алькесвожская свита (ϵ_3-O_1al), являющаяся голотипом лепигенной¹ формации.

Отличительной особенностью алькесвожской свиты является присутствие в ее составе метаморфизованных продуктов кембрийской коры выветривания (Геохимия древних толщ..., 2002; Зона..., 1998). Нижний контакт алькесвожской свиты с метаморфическими толщами фундамента (доруалидами) – отчетливый и выражен стратиграфическим, угловым и азимутальным несогласиями, а на верхнем контакте четкого несогласия с породами фалаховой² формации *тельпосской* свиты (O_1tp) не наблюдается.

Проблема границы двух формаций значительно проясняется при изучении горизонта вишневых песчаников, залегающего в подошве тельпосских конгломератов, благодаря своим текстурно-структурным особенностям

и характерной окраске, выделяемого в качестве маркирующего. Необходимость детального комплексного изучения проблематичной толщи обусловлена также тем, что вишневые песчаники золотоносны и могут представлять практический интерес.

Нами выявлены литолого-минералогические и геохимические особенности пород маркирующего горизонта, подтверждающие его принадлежность к тельпосской свите, т.е. к основанию фалаховой формации. Горизонт вишневых песчаников выделен в ранг самостоятельной подсвиты в составе тельпосской свиты (O_1tp_1), названной, по предложению В. С. Озерова, *воротинской*² толщей (Никулова и др., 2004).

Таким образом, на хр. Малдынырд граница фалаховой и лепигенной формаций выражена как трансгрессивное налегание морских отложений на континентальные, однако без ясно проявленного несогласия.

Приуроченное к песчаникам воротинской толщи оруденение представляет собой новый для изучаемого района тип золоторудной минерализации – захороненную прибрежно-морскую россыпь. Золото из песчаников воротинской толщи имеет специфический состав, отличный от всех известных в районе рудопроявлений, в составе которых в качестве примесей содержатся серебро, медь, палладий, ртуть. В золоте из вишневых песчаников, помимо Au, присутствует только один элемент – палладий, а высокая пробность указывает на то, что источником золота могли служить коры выветривания (Никулова и др., 2004).

Древние метаморфизованные коры выветривания (kvE_3) представлены разнообразными по составу глиноземистыми и железистыми породами.

Метаморфические **глиноземистые породы**, состоящие преимущественно из диаспора, пиррофиллита, серицита и гематита, известны пока только на хр. Малдынырд, хотя породы, содержащие акцессорный диаспор, распространены и на сопредельных территориях (на хребте Юаснырд и в среднем течении р. Вангыр). В терминах литохимии (Основы литохимии, 2000) глиноземистые породы чаще всего аттестуются как Al-гидролизаты, а поскольку

¹ Лепигенные (от греч. *lepos* – кора) осадочные и осадочно-метаморфические формации, характеризующиеся присутствием материала кор выветривания, как автохтонного (*in situ*), так и аллохтонного (ближнее перетолжение) типов. Располагаются на межформационных границах между толщами, существенно отличающимися по возрасту, составу и генезису, разделенными во времени крупными перерывами в седиментации и, соответственно – поверхностями стратиграфического, углового, а иногда и азимутального несогласия (Геохимия древних толщ..., 2002, с. 112).

² Фалаховая формация – монокварцевые или олигомиктовые кварцевые псефитовые и псаммитовые толщи, обломочный материал которых имеет платформенное происхождение (Б. М. Келлер).

³ "Ворота" на реку Лимбекою – перевал на хребте Малдынырд, южное окончание гольца Скалистого, где горизонт вишневых песчаников имеет максимальную мощность и хорошо прослеживается в обрывистых стенках.

породы рифей-вендского фундамента и низов палеозойского чехла на хребте Малдынырд метаморфизованы в зеленосланцевой фации, то глиноземистые породы являются метагидролизатами. На основании литохимических данных среди изученных глиноземистых гидролизатов нами было выделено шесть разновидностей этих пород (Глиноземистые..., 2003), различающихся по величине гидролизатного модуля (ГМ), содержанию щелочей и по соотношению гидролизатных компонентов (алюминия, железа и титана). Между разновидностями глиноземистых пород наблюдаются пространственные и генетические связи. Отмечается постепенный переход от вмещающих сланцев к плотным диаспоровым конкрециям: промежуточным звеном являются рыхлые субконкрекции с существенно пиррофиллитовой мантией и более плотным преимущественно диаспоровым ядром.

Породообразующими минералами глиноземистых пород являются либо диаспор, гематит и пиррофиллит, либо серицит; из второстепенных обычно присутствуют парагонит, хлоритоид, титансодержащие минералы. *Акцессорные минералы* в глиноземистых породах весьма многочисленны и своеобразны. Они представлены агрегатно-микрористаллическим монацитом-1 с примесями мышьяка и серы, идиоморфными кристаллами монацита-2, ксенотимом, цирконом, ильменитом, торитом, эвклазом и золотом. Кроме того, отмечаются многочисленные *микроминеральные фазы*, имеющие весьма необычные составы - ториевые силикофосфаты с лантаноидами, алюможелезосиликофосфаты, силикожелезосиликаты с лантаноидами (Глиноземистые..., 2003). Мы предполагаем, что глиноземистые породы образовались по субстрату риолитов, которые до проявлений разломной тектоники подверглись процессам интенсивного либо грейзенового, либо древнего гипергенного изменения. В дальнейшем в зеленосланцевой фации метаморфизма, в зоне глубинного Малдинского разлома-взброса, в результате интенсивных процессов кислотного выщелачивания образовались пластичные серицитовые и пиррофиллитовые сланцы. Наличие таких пород (природной "смазки") обеспечивало взаимное проскальзывание массивных блоков пород при разгрузке тектонических напряжений в зоне Малдинского разлома. Ключевым является то обстоятельство, что, несмотря на многолетние тщательные поиски, ни в отложениях алькесвожской толщи $\text{Є}_3 - \text{O}_1 \text{al}$, ни в залегающей выше толще тельпосской свиты $\text{O}_1 \text{tp}$, не обнаружено ни одной гальки прочных, вязких и вполне устойчивых к выветриванию и недалекому переносу диаспоритов (Геохимия древних толщ..., 2002). Это - бесспорное указание на пост-ордовикский возраст диаспоритов и их генетических апориолитовых аналогов. Таким образом, диаспориты, как нам представляется, являются продуктами наложенного позднепермского-раннетриасового приразломного метасоматоза (Геохимия древних толщ..., 2002; Глиноземистые..., 2003).

К глиноземистым породам мы относим также своеобразные **жилые образования, сложенные преимущественно хлоритоидом**, пиррофиллитом и гематитом. Различаются два вида стяжений: первые сложены крупно- и гигантокристаллическим хлоритоидом и имеют пегматоидный облик, вторые образованы мелкокристаллическим хлоритоидом. Наличие среди хлоритоидных стяжений радиально-лучистых образований (конкреции, сферолиты, розетки) хлоритоида, пиррофиллита, марганец-алланита и арденнита свидетельствует о проявлении низкотемпературного гидротермального процесса и, как следствие, о неравномерной скорости роста кристаллов в разных направлениях (концентрический рост). Повышение температуры и изменение концентрации минералообразующего раствора явились причиной перекристаллизации агрегатов с укрупнением кристаллов (хлоритоид, пиррофиллит). При этом полиминеральные агрегаты преобразуются в мономинеральные обособления. Изученные конкрециевидные обособления имеют, по-видимому, гидротермальную природу, о чем свидетельствует крупный и гигантокристаллический габитус многих минеральных индивидов. Они представляют собою результат либо метасоматического конкреционного стягивания, либо свободной кристаллизации в жилах альпийского типа с формированием уникальных пегматоидных образований. Источник петрогенных элементов (Fe, Al, Si) и элементов-примесей (Mn, As, P, TR и др.) был явно местным – вмещающие породы алькесвожской толщи, обогащенные продуктами переотложения древней коры выветривания по субстрату базальтов и риолитов (Геохимия..., 2002; Зона..., 1998). Таким образом, метаморфические породы в зоне Озерного разлома подверглись в герцинское время гидротермальной проработке с мобилизацией вещества в растворы и последующим переотложением его отчасти в открытых полостях (в виде гигантокристаллических пегматоидных образований), отчасти путем метасоматического замещения вмещающих гематит-серицит-пиррофиллитовых сланцев (Козырева и др., 2005).

В числе **новых минералогических находок**, связанных с глиноземистыми породами, – обнаружение таленита и эвклаза. Изученный нами таленит найден на Приполярном Урале впервые. Обнаружение этого минерала позволило разрешить проблему, связанную с наличием иттриевых аномалий и отсутствием фосфатов, в частности ксенотима, которые являются концентраторами редкоземельных элементов (Козырева и др., 2005). Присутствие эвклаза в диаспоритах – конкреционных образованиях, развитых по субстрату риолитов и пространственно связанных с кембрийскими корами выветривания, – является аргументом в пользу метасоматической природы этих конвергентных объектов (Козырева и др., 2004). Наличие в эвклазах различных микровключений как вполне сформированных, так и несовершенных (не выкристаллизовавшихся) фаз свидетельствует об активности процессов аутигенного минералообразования.

Попытка обнаружить глиноземистые породы была предпринята нами в бассейне р. Пага на Полярном Урале, где, по описанию Б. А. Голдина и Ю. И. Рябкова (Голдин, Рябков, 1999), наблюдаются высокоглиноземистые образования, сложенные корундом и диаспором. Наши исследования (при привлечении материалов предшественников) привели к следующему. В бассейне р. Пага развиты породы молюдвожской свиты R_3-E (или $V-E?$), представленные эффузивами и пирокластами основного и кислого составов; погурейской свиты E_3-O_1pg (конгломераты, кварцитовидные и карбонатные песчаники, алевролиты), грубеинской свиты O_1gr (красные и зеленые глинистые сланцы и алевросланцы), молюдшорской ($O_{2-3}ms$) и харотской (S_1-D_1hr) черносланцевых свит, пагинской свиты $D_2-D_3'pg$ (кварцевые песчаники, черные алевросланцы и кремнисто-глинистые сланцы).

В итоге удалось установить, что характер межформационного контакта уралиды/доуралиды здесь неясен, так как границы между базальтоидами и риолитами молюдвожской свиты и отложениями погурейской и грубеинской свит здесь, скорее всего, тектонические. И хотя погурейскую свиту (E_3-O_1pg) Лемвинской зоны сопоставляют по возрасту с алькесвожской толщей (E_3-O_1al) Центрально-Уральского поднятия, история развития этих двух регионов существенно различалась.

Железистыми породами мы условно называем те, в которых содержание Fe_2O_3 превышает 10 %. Эти породы довольно широко распространены на Приполярном Урале: как на хр. Малдынырд, так на других территориях (хр. Юаснырд, бассейны рек Вангыр и Щугор). По совокупности данных выделяются четыре генетических типа железистых пород. *I. Низкотитанистые породы кислого ряда* (титановый модуль $TM < 0.050$). Это венд-кембрийские риолиты и их дериваты - апориолитовые и апоаркозовые сланцы алькесвожской толщи E_3-O_1al . К ним относятся сланцы серицит-пирофиллитовые с гематитом, диаспором и хлоритоидом, а также слюдисто-хлоритоидные сланцы с турмалином и весьма своеобразные существенно гематитовые конкреции с пирофиллитом и диаспором. Для сланцев характерны линейные зоны, насыщенные мелкочешуйчатым гематитом и ориентированные обычно по сланцеватости. Характерно, что породы этого генотипа тесно связаны с глиноземистыми метабазитами: существенно слюдястыми, пирофиллитовыми и (или) диаспоровыми. *II. Метабазиты (βR_3-V)* и их прямые дериваты (метаморфизованные коры выветривания в основании алькесвожской толщи). *III. Титанистые псаммиты, псефиты и сланцы алькесвожской толщи* охватывают конгломераты, гравелиты и песчаники, в разной степени подвергшиеся динамометаморфизму. *IV. Альпийские кварцевые жилы, обогащенные гематитом.* Эти образования явно более поздние, чем первые три генотипа - в них в виде крупных, иногда гигантских кристаллов переоткладывается гематит, мобилизованный из железистых вмещающих пород. С использованием нескольких литохимических и петро-

графических признаков можно более подробно разделить указанные четыре генотипа, выделив 10 разновидностей железистых пород. Разновидности отличаются соотношением породообразующих минералов и присутствием характерных второстепенных и (или) акцессорных минералов и подробно охарактеризованы в нашей монографии (Глиноземистые..., 2003). Гематит обычно образует выделения трех морфотипов: дисперсного микрокристаллического - гематит-1, скрытокристаллических зерен неправильной формы - гематит-2, пластинчатых идиоморфных кристаллов - гематит-3. Аллотигенный гематит-1 встречается в виде зерен и обломков с серицитовыми оторочками. Аутигенный гематит-2 представлен тонкими чешуйками и мелкими субизометричными обломками, свободными от серицита и кварца. Самый поздний гематит-3 связан с кварцевыми жилами. Химический состав гематитов также довольно разнообразен. Набор и количество элементов-примесей меняется в зависимости от типа вмещающих пород: если вмещающая порода имеет какую-либо геохимическую специализацию, то это обычно отражается в составе гематита. В этих породах (в частности, в гематит-пиррофиллитовой конкреции) обнаружен редкий минерал *иттрокразит*. Минерал впервые обнаружен в России, является новообразованным и имеет эмпирическую формулу $(Y_{0,56}U_{0,07}Th_{0,07}REE_{0,30})(Ti_{1,88}Nb_{0,10}W_{0,02}Fe_{0,01})O_5(OH)$. Таким образом, железистые породы, обогащенные гематитом, имеют различную природу. Одни из них имеют осадочный генезис - это тельпосские конгломераты и алькесвожские сланцы. Они связаны с древними железистыми корами выветривания по субстрату базитов. Происхождение железистых пород кислого ряда, тесно связанных с проблематичными глиноземистыми породами, (такими, как диаспориты) является интригующей загадкой. Пока, по нашему мнению, больше данных об их метасоматической природе. Вполне очевиден генезис гематитовых жил - они порождены гидротермальными процессами, происходившими, скорее всего, в герцинское время.

На **Северном Урале** отложения базальных горизонтов уралид и подстилающие их породы фундамента изучались на двух участках вблизи устья р. Ельма, левого притока р. Печора - на ручьях Састумнел и Вторяк.

На руч. Састумнел описан межформационный контакт предположительно нижнерифейской карбонатной толщи и кварцитопесчаников тельпосской свиты нижнего ордовика (O_1tp). На межформационном контакте обнаружена пачка бурых и черных сланцев, представляющая собой либо ресилифицированную кору выветривания (*in situ*) по карбонатному фундаменту, либо продукты ее ближнего переотложения (Юдович и др., 2004, ДАН).

Концептуальная схема межформационного контакта на руч. Састумнел, которая может быть справедливой для всего района верхней Печоры, выглядит следующим образом:

1) Фундамент представлен немой састумнельской карбонатной толщей с редкими биоморфными включениями, напоминающими микрофитолиты или

талломы строматолитовых водорослей (?). Састумнельская толща, содержащая примесь пирокластики (стильпномелан), весьма напоминает щокурьюинскую свиту, с которой и может быть предварительно сопоставлена.

2) Базальные слои тельпосской свиты, представляющей собой платформенную фалаховую формацию, с несогласием залегающие на састумнельской карбонатной толще, сложены необычными по микроструктуре, сильно катаклазированными кварцитопесчаниками с заметным содержанием полевых шпатов, что сближает их с базальными калиевыми субаркозами, описанными нами выше по Печоре – в устье р. Выдерья (Геохимия древних толщ..., 2002, с. 102). Встреченные здесь же монокварцевые песчаники, очевидно, отвечают более высоким горизонтам фалаховой формации – периоду полного развертывания раннеордовикской трансгрессии, с преобладанием обломочного кварца далекого привноса. Нахождение тех и других пород на одном гипсометрическом уровне объясняется рельефом карбонатного фундамента: полевошпатовые кварцито-песчаники свойственны депрессионным участкам фундамента, а "нормальные" тельпосские кварцито-песчаники – его приподнятым участкам.

3) В депрессиях дотельпосского рельефа местами сохранилась зональная глинистая кора выветривания (КВ) по субстрату састумнельских карбонатов, о былом субстрате которой свидетельствует присутствие в глинистой пачке стильпномелана и мощных геохимических аномалий бария.

Необычной особенностью пород, слагающих разрез на руч. Вторяк, является полимиктовый состав преимущественно неокатанного обломочного материала гравелитов и присутствие в песчаниках верхней части разреза обломков раковин брахиопод. Породы содержат биотит и некоторые другие минералы-индикаторы, свидетельствующие о принадлежности отложений к петрогенным породам "первого цикла" first cycle rock (Юдович, Кетрис, 2000). По литологическим особенностям и характеру строения разреза они отличаются от известных в районе терригенных пород тельпосской свиты (O_1tp) и такатинской свиты (D_1tk) и весьма сходны с отложениями погурейской свиты ($E_3 - O_1pg$), пользующейся развитием в лемвинской структурно-фациальной зоне, что согласуется с предположением В. Н. Пучкова (Пучков, 1973, 1979) о присутствии здесь лемвинских фаций, выделенных им в Малопечорский аллохтон.

Таким образом, проявления золота, редкоземельных минералов, глиноземистых и железистых пород и некоторых других полезных ископаемых на Севере Урала приурочены к базальным горизонтам уралид в зоне межформационного контакта между рифей-вендским комплексом доуралид и каледоно-герцинским комплексом уралид, т.е. к границе лепигенной и фалаховой формаций.

Глава 3. **КАРБОНАТНАЯ ВЕРХНЕОРДОВИКСКО–НИЖНЕДЕВОНСКАЯ ФОРМАЦИЯ СЕВЕРА УРАЛА**

Верхнеордовикско-нижнедевонская, а точнее, среднеашгильско-нижнеэмская депрессионно-мелководная (калейдовая) формация характеризуется чрезвычайно контрастным сочетанием литологических типов среди всех палеозойских формаций региона, выражающимся в чередовании отложений закрытого и открытого мелководного карбонатного шельфа. Для нее характерно распространение наиболее мощных и фациально-дифференцированных рифов палеозоя на окраине мелководного шельфа, определивших в свою очередь широкое развитие отложений закрытого шельфа. Однако особенности вещественного состава пород, тектонические, палеогеографические и другие факторы-признаки позволяют выделить в вертикальном разрезе этой формации три соподчиненные субформации: сульфатно-карбонатную, карбонатную и глинисто-карбонатную. Первые две субформации по латерали отчетливо обособляются в градации, соответствующие разнообразным по фаціальным признакам типам разрезов (ТР), выделявшиеся как свиты.

Сульфатно-карбонатные субформации

В строении ашгильско-нижнеэмской формации четко выделяются два уровня развития сульфатно-карбонатной субформации: среднеашгильский и верхнелохковский.

Среднеашгильская сульфатно-карбонатная субформация

Среднеашгильская сульфатно-карбонатная субформация мощностью от 600 (Приполярный Урал) до 1000 м (Предуральский краевой прогиб - ПКП) включает отложения мукерского и хорейверского горизонтов платформенных разрезов или полуденского и сурьинского горизонтов уральских разрезов, которым соответствует региональная малотавротинская свита (Стратиграфические схемы..., 1993). Палеонтологически субформация охарактеризована довольно слабо, а литологически – от аргиллитов, седиментационных доломитов и сульфатов до вторичных доломитов по биогермным, биокластовым и литокластовым разностям рифовых образований. Латерально среди отложений субформации в разрезах западного склона Урала (ЗСУ) и Предуральского краевого прогиба (ПКП) различаются четыре градации (рис. 3.1): засоленных лагун, до себхи (кочмесский ТР), осолоненных зарифовых лагун (верхнемалотавротинский ТР), рифовых отмелей (бадьюский ТР) и открытого мелководного шельфа (нижнемалотавротинский ТР).

Кочмесская градация (тип засоленных лагун, до себхи) характеризуется тонким переслаиванием седиментационных доломитов, гипсов, ангидритов (иногда галитов) и аргиллитов. Ее мощности, составляют до 300–1000 м во впадинах Предуральского краевого прогиба (Мартынов, 1998).

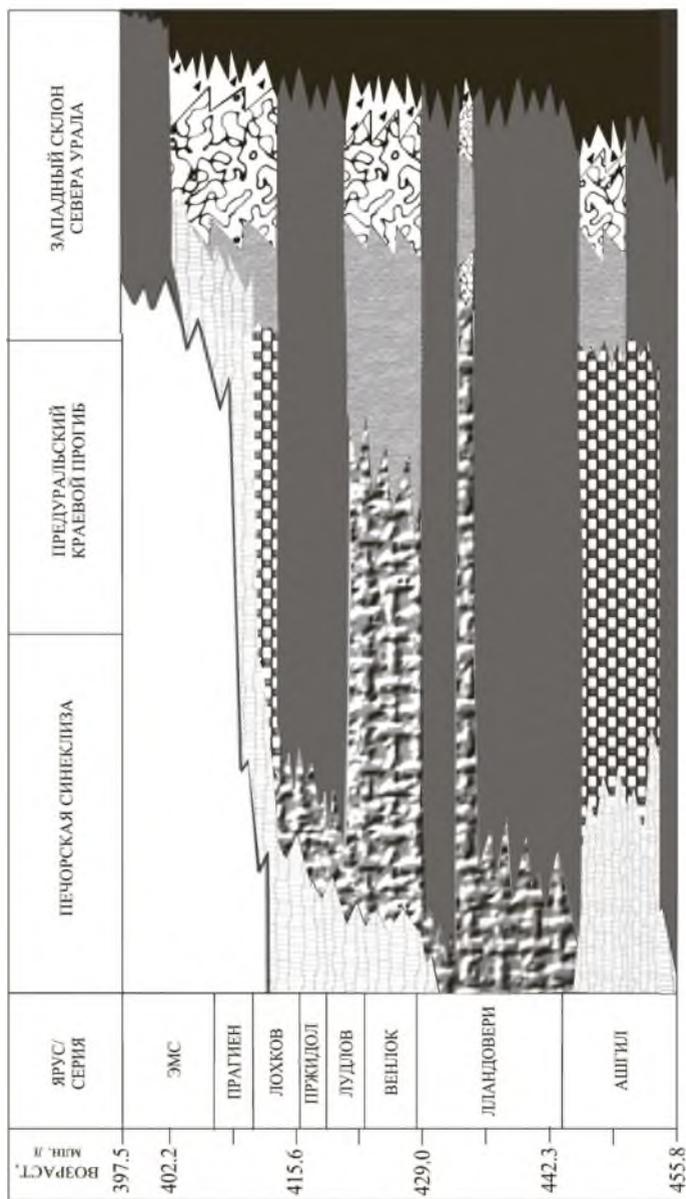


Рис. 3.1. Фациальный профиль верхнеордовикско-нижнедевонской формации с распределением градаций (типов разрезов) в составе субформаций.
 1-8 - лито-фациальные типы: 1 - прибрежная равнина; 2 - литорально-сублиторальный комплекс; 3 - приливно-отливная равнина; 4 - шельфовая лагуна с нарушенным водообменом; 5 - sublittoral открытого шельфа рампового типа; 6 - рифовый тип; 7 - предрифовый склон; 8 - батталь.

Территориально градация распространена от Хорейверской и Ижма-Омринской впадин до впадин Предуральского краевого прогиба включительно. В доломит-сульфатовых пачках переслаивание или чередование литотипов может образовывать разного типа слоистость, пятнистость, полосчатость или брекчиевидность. Отмечаются текстуры течений. Мощность прослоев сульфатов колеблется от менее 1 см до 15-30. Выделяются пропластки коричневатого, иногда зеленоватого аргиллита, заполняющего неровности на поверхности сульфатных слоев. В верхних слоях разреза градации в аргиллитах (хорейверская свита) присутствует песчано-алевритовая примесь кварца.

Верхнемалотавротинская градация (тип осолоненных зарифовых лагун) выделяется циклическим переслаиванием вторичных доломитов с редкими фрагментами раковинной фауны, седиментационных доломитов с ходами илоедов, тонкослойчатых и косослойчатых, часто с трещинами усыхания, с поверхностями седиментационных перерывов (Antoshkina, 2004a). В нижней части разреза встречаются маломощные линзочки доломитовых гравелитов, фиксирующих поверхности размывов. Отложения градации наиболее полно развиты на Приполярном Урале, р. Кожим, в районе устья р. М. Таврота. Имеет мощность около 100 м.

Бадьюская градация (тип рифовых отмелей) получила свое название по рифу Бадья на р. Кожим мощностью 260 м. Толщи светло-серых рифовых известняков и вторичных доломитов мощностью от 110 до 400 м прослеживаются от Северного (р. М. Косью) до Полярного (р. Лек-Елец) Урала. Они довольно подробно охарактеризованы в литературе (Антошкина, 2003a). Необходимо отметить, что главную породообразующую роль играют цианобактериальные сообщества в ассоциации с губками, проблематическими гидроидами и красными водорослями. Характерно обилие мелкого биокластового материала, который закрепляется строматолитоподобными кальцимикробными корками. Кровля рифов характеризуется карманами размыва.

Нижнемалотавротинская градация (тип открытого мелкого шельфа) развита в разрезах Приполярного (р. Кожим, район устья р. М.Таврота) и Полярного Урала (руч. Изьявож), имеет мощности от 30 до 372 м. Стратиграфический объем этих образований отвечает полуденскому горизонту Урала или нижней части малотавротинской свиты (Subpolar Urals., 2000; Жемчугова и др., 2001). Характерны разнообразные органогенные и хемогенные разности и их доломитовые разности. Доломиты органогенные заключают остатки брахиопод, гастропод, криноидей, мшанок, остракод, цистоидей. Часто видна неравномерная волнистая слойчатость, образованная чередованием прослоев с разной насыщенностью и сортированностью органогенного материала. Заключают прослойки и линзочки карбонатных песчаников, гравелитов и брекчий. В верхних слоях отмечаются прослои строматолитов

и линзочки раковинных накатов. По характерным признакам мы можем сказать, что эти отложения представляют образования открытого мелкого шельфа в условиях верхней сублиторали и литорали. Микроскопически в доломитах отмечаются выделения ангидрита и бутуминозность. Более мелководные фациальные аналоги в платформенных разрезах представлены сульфатно-доломитовыми толщами мукерского доломита, включенными в кочмескую градацию.

Верхнелохковская сульфатно-карбонатная субформация

Верхнелохковская субформация мощностью от 173 (Приполярный Урал) до 400 м (ПКП) и более включает отложения сотчемкыртинского горизонта уральских разрезов (Стратиграфические схемы..., 1993) и торавейской и ванейвисской свит платформенных разрезов (Жемчугова и др., 2001). Палеонтологические комплексы включают довольно редких представителей эврифациальных групп фауны. Литологический состав субформации характеризуется небольшим разнообразием литотипов: от известково-доломитистых или слабоалевритистых аргиллитов, седиментационных тонкослойчатых доломитов и сульфатов до вторичных доломитов по биогермным, биокластовым и литокластовым разностям рифовых образований. Латерально среди отложений субформации в разрезах западного склона Урала и Предуральского краевого прогиба различаются три градации (рис. 3.1): засоленных лагун, до себхи (кочмесский ТР) шельфовых лагун с нарушенным водообменом (сотчемкыртинский ТР) и рифовых отмелей (большеусинский ТР).

Кочмеская градация (тип засоленных лагун, до себхи) в основном представлена доломитами с неравномерно слоистой текстурой, включающими прослойки слабоалевритистых аргиллитов, а также серых ангидритов (0.1-0.35 см), почти чистых или аргиллитисто-алевритовых. Встречаются рассеянные раковины остракод, гастропод, харовых водорослей и неопределимого биокластового материала. Остракоды редко образуют ракушняковые скопления в виде линзочек. Можно видеть карманы размыва глубиной до 1.5-2 см, заполненные кварцевым алевритом и органическим шламом. Ее мощности составляют от 300-500 м во впадинах Предуральского краевого прогиба (Кочмеская и Сочьинская площади) до 240 м в Печорской синеклизе. Территориально градация распространена от Денисовской впадины до западного склона Северного Урала (Сочьинская площадь).

Сотчемкыртинская градация (шельфовых лагун с нарушенным водообменом) выделяется циклическим переслаиванием первичных и вторичных доломитов, слабо охарактеризованных фауной, доломитовых аргиллитов и аргиллитов, включая пласты строматолитов (30-45 см), прослойки углистоглинистых и глинистых сланцев (5-6 см) и зеленовато-серых доломитовых мергелей. Завершают разрезы зеленовато-серые песчаники. Встречаются остатки рыб, споры, конодонты, редко брахиоподы и остракоды. В основа-

нии разрезов наблюдаются доломито-известняковые брекчии из угловатых обломков известняков и доломитов. В них отмечаются выщелоченные колонии строматопорат. Характерной особенностью доломитов этой градации является их белесоватый облик и выровненные поверхности напластования. Отложения градации развиты на Приполярном (реки Кожим, Щугор) и, согласно А. И. Першиной и др. (Биостратиграфия..., 1971), на Северном (реки Печора, Унья) Урале, а по данным В. С. Цыганко (1998), на гр. Чернышева (реки Б. Сыня, Изъяю). Градация имеет мощность от 70 до 173 м.

Большеусинская градация (тип рифовых отмелей) установлена в разрезе р. Б.Уса, откуда и получила свое название (Антошкина, 2003а). Имеет мощность до 160 м и сложена массивными светло-серыми и желтовато-серыми сильно пористыми и кавернозными вторичными доломитами, иногда с отчетливыми и довольно мощными инкрустациями. Характерны протяженные строматолитоподобные микробиальные тонкослойчатые корки, линзовидные прослои микробиально-строматопоровых разностей, характеризующиеся интенсивной пористостью и более светлыми оттенками пород. Многочисленные линзы и линзовидные пласты сложены криноидными песчаниками. Верхняя часть разреза выделяется резкой несортированностью и гетерогенностью скелетных фрагментов.

Глинисто-карбонатные субформации

В строении ашгильско-нижнеэмской формации четко обособляются три уровня развития глинисто-карбонатной субформации: верхнеашгильско-среднелландоверийская, нижнетелическая и верхнелудловско-нижнелохковская.

Верхнеашгильско-среднелландоверийская глинисто-карбонатная субформация (тип открытого шельфа рампового типа), мощностью от 460 до 800 м включает отложения кырьинского горизонта ашгилла, ярнейского и полашорского горизонтов лландовери схемы Урала, салюкинской и макарихинской свит платформ. Палеонтологически эта субформация охарактеризована хорошо. Остатки фауны разнообразны и многочисленны, особенно в разрезах естественных выходов. Литологически субформация представлена в основном разнообразными органогенными вторичными доломитами, имеющими характерный текстурный признак - биотурбированность и присутствие кремневых желваков (часто по остаткам строматопорат и табулят), образующих иногда полосчатость (Опорные разрезы..., 1987; Subpolar Urals..., 2000; Антошкина и др., 2004). Отложения субформации хорошо распознаются в удаленных разрезах и прослеживаются вплоть до Колвинского мегавала. Породы характеризуют отложения обстановок открытого мелкого моря в условиях сублиторали как нижней, так и верхней. Однако, присутствуют слои, в которых проявляется влияние обстановок литорали, что свидетельствует о периодическом обмелении, связанном с колебаниями уровня моря, вероятно, отражавшими региональные тектонические подвижки (Antoshkina,

2003б, 2004). Отложения верхней сублиторали имеют довольно ритмичное чередование вторичных доломитов со слоистыми, биотурбированными текстурами и разнообразными органогенными структурами. Кораллы и строматопораты образуют небольшие биостромы (0.4-0.6 м). Кроме того, в разрезе рек Кожим, Илыч и Шугор установлены банки раковинных накатов (до 1.5 м) из створок раковин пентамеридных брахиопод (Subpolar Urals..., 2000). На р. Изъяю в прослоях доломитов с комковатой отдельностью также встречаются брахиоподовые ракушняки (Антошкина, Безносова, 2004). Они также отмечены на р. Б. Сыня в районе руч. Богатырь-ель. В разрезах гр. Чернышева (реки Шарью, Изъяю) встречаются микробиогермы мощностью до 0.6 м при ширине 0.2-0.3 м из строматопорат и микробиальных организмов, формирующих строматолитоподобные структуры. Отложения нижней сублиторали представлены вторичными доломитами с неравномерно распределенными остатками разнообразных бентосных организмов с характерной комковатой отдельностью и ходами илоедов. Типичны кораллово-строматопоровые биостромы и биогермы в разрезах лолашорского горизонта на гр. Чернышева и Приполярном Урале (Антошкина, 2003а). Эти отложения отражают максимально трансгрессивную часть верхнеашгильско-лландоверийского трансгрессивно-регрессивного цикла. Более глубоководные фации установлены на Северном (р. Илыч), Приполярном (р. Кожим) и Полярном Урале (р. Лек-Елец). Они характеризуются пелитоморфными, микробиокластовыми, мелкокомковато-пятнистыми известняками и их доломитовыми разностями, заключающими прослой углисто-глинисто-кремнистых и углисто-известковых сланцев, аргиллитов, окремненных тонкокристаллических известняков (доломитов), с линзами кремней. Из определенных бентосных организмов встречаются остатки брахиопод, криноидей, табулят, редко граптолитов. В кремневых желваках и окремненных известняках различаются перекристаллизованные радиолярии, спикулы губок (Антошкина, 2003а). Мощности отложений колеблются от 50 до 400 м.

Нижнетелическая глинисто-карбонатная субформация (тип открытого шельфа рампового типа) мощностью от 106 до 125 м соответствует маршрутнинской свите, относящейся к маршрутнинскому горизонту, который согласно современным представлениям отвечает верхнему лландовери-теличию (Антошкина, Безносова, 1999; Antoshkina, 2000; Antoshkina et al., 2000; Mannik et al., 2000; Жемчугова и др., 2001; Безносова, Мянник, 2005). Однако в схеме силура Урала он входит в состав нижнего венлока (Стратиграфические схемы..., 1993). В платформенных разрезах субформация соответствует нижней и средней веянской подсвитам веянской свиты. К наиболее характерным литотипам субформации относятся биокластовые, строматопорово-коралловые, биотурбированные глинисто-доломитовые известняки с богатой фауной и их доломитовые. В основании субформации отмечаются линзовидные прослой известняковых граве-

литов, гравелито-песчаников, часто заполняющие карманы размывов вместе с несортированным скелетным материалом раковинного и колониального бентоса (Антошкина, Безносова, 1999). Биоморфные табулятовые известняки сложены разными типами табулят, брахиоподовые прослой глинистых биотурбированных известняков заключают маломощные линзовидные прослой и линзы брахиоподовых ракушнякав и мелкие строматопоровые биогермы и биостромы (Subpolar Urals..., 2000; Антошкина, 2003а). Они встречены в разрезах субформации на Приполярном Урале (реки Кожим, Щугор) и гр. Чернышева (р. Шарью).

Верхнелудловско-нижнеохковская глинисто-карбонатная субформация (тип открытого шельфа рампового типа) мощностью от 195 до 255 м включает отложения нижней пачки целебейской свиты (по современным представлениям она соответствует верхнему лудфордию), пржидолию и овинпармскому горизонту. В разрезах Приполярного Урала и гр. Чернышева (р. Изъяю) граница между гердьюским и гребенским надгоризонтами выделяется резкой сменой пород и соответственно условий осадконакопления. Гердьюские неравномернослойчатые известковистые доломиты довольно массивного сложения (обстановки лагун с затрудненным водообменном) резко сменяются углисто-глинистыми черными аргиллитами, переходящими выше в глинистые известняки с комковатой отдельностью (условия глубокой сублиторали). Ранее эту резкую фациальную смену принимали за границу лудловского и пржидольского ярусов, а в настоящее время, согласно палеонтологическим и изотопным данным, она находится в верхнелудловских отложениях (Antoshkina et al., 2002; Антошкина, 2003а). Субформация территориально прослеживается до западной границы Печорской синеклизы, где мощность хатаяхинской свиты может достигать более 1000 м (Жемчугова и др., 2001). Палеонтологически субформация охарактеризована разнообразными комплексами фауны (Антошкина, Безносова, 2000), среди которой остатки остракод характеризуются наибольшим разнообразием родов и видов (Абушик, Шамсутдинова, 2000). Литологически субформация представлена известняками глинистыми, в разной степени биотурбированными, доломитизированными и насыщенными остатками организмов. Они включают линзы ракушняков остракодовых и брахиоподовых, известняков полибиокластовых, прослой мергелей, аргиллитов, реже строматопорово-коралловых биогермов в устьсывьюской свите и овинпармском горизонте. Характерным типом пород для пржидольской части субформации являются глинистые комковатые известняки с текстурами биотурбации. Отложения овинпармского горизонта имеют некоторые отличия в разрезах ЗПУ и ПКП. В них с востока на запад бассейна неравномерно проявляется большая мелководность (Antoshkina, Yurieva, 2001). Это отражается в присутствии размывов (Антошкина, Васенева, 2005), когда отложения овинпармского горизонта залегают в разрезах гр. Чернышева на разных уровнях верхнего силура (р. Шарью) или в них присутствуют прослой

с известняковыми гравелито-песчаниками, брекчиями и оолитовых известняков (р. Изъяю). В склоновых отложениях разреза р. Б. Уса (выше устья р. Няю) отмечен своеобразный тип органогенных построек – банок цементации (Антошкина, 2003а). В более глубоководных склоновых фациях овинпармского горизонта (р. Лек-Елец), наряду с прослоями известняковых брекчий и несортированных биокластовых известняков, характерны известняки окремненные с остатками кальцитизированных спикул губок, радиолярий.

Карбонатные субформации

В строении ашгильско-нижнеэмской формации обособляются три уровня развития карбонатной субформации: среднелландоверийская, верхнелландоверийско-нижнелудфордская и пражско-нижнеэмская.

Среднелландоверийская карбонатная субформация (тип обрамленного рифами шельфа) мощностью от 60 до 176 м включает отложения филипппельского горизонта лландовери. Согласно существующей стратиграфической схеме Урала (1993), филипппельский горизонт включен в верхний лландовери – телический ярус. Однако, как показало изучение конодонтовой фауны и изотопные датировки, правильнее его относить к верхам среднего лландовери – аэронскому ярусу (Mannik et al., 2000; Безносова, Мянник, 2005). Комплексы фауны в отложениях субформации характеризуются разнообразными представителями групп, но бедными в видовом отношении. Литологический состав имеет довольно обширный спектр пород: от седиментационных тонкослойчатых доломитов, строматолитов до вторичных доломитов по биогермным, биокластовым и литокластовым разностям рифовых образований. Латерально среди отложений субформации в разрезах западного склона Урала и Предуральского краевого прогиба различаются четыре градации (рис. 3.1): приливно-отливной равнины (большесынинский ТР), пэтч-рифов (лолашорский ТП), зарифовых лагун (щугорский ТР) и рифовых отмелей (заколоельский ТР).

Большесынинская градация (тип приливно-отливной равнины) установлена в разрезе р. Б. Сыня, в районе устья руч. Богатырь-ель (обн. 14), откуда и получила свое название. Территориально градация распространена от гр. Чернышева (реки Б. Сыня, Шарью, Изъяю, Б. Адак) до впадин Предуральского краевого прогиба включительно (Верхнепечорская и Косью-Роговская впадины). Она сложена серыми и коричневато-серыми тонкокристаллическими вторичными доломитами с тонкой волнисто-ламинарной слойчатой текстурой, прослоями мелкокристаллических вторичных доломитов с мелкоузорчатой текстурой, напоминающей глазковую текстуру литоральных валов, и строматолитами (Антошкина, 2003а). Строматолиты довольно часто имеют куполовидные колонии с гладкими поверхностями, достигают высоты 17 см и 25 в диаметре. Характерны прослои (гр. Чернышева) и тонкие пропластки (Верхнепечорская впадина) тонкослойча-

тых глинистых доломитов, в которых видны поверхности с микроразмывами, следы взмучивания осадка. Набор отложений представляет условия преимущественно иловой литорали, периодически сменяющейся обстановками верхней литорали. Имеет мощность от 60 до 95 м.

Лолашорская градация (тип пэтч-рифов) установлена в разрезе р. Кожим, в районе лога ниже руч. Лола-шор (обн. 196). Территориально градация распространена на западном склоне Северного (р. Унья), Приполярного (р. Кожим) и Полярного (р. Лек-Елец) Урала. Для нее характерны иловые известняки, слойчатые известняки и вторичные доломиты с прослоями строматолитовых, строматопоровых, редко несортированных биокластовых разностей (Антошкина, 2003а). Пэтч-рифыв развивались на периферии обширной мелководной шельфовой лагуны, морфологически выделяясь среди окружающих их литорально-лагунных фаций. Мощность отложений градации составляет от 63 до 100 м.

Щугорская градация (тип зарифовой лагуны) выделена в разрезе р. Щугор (обн. 10) и представлена также в разрезе р. Кожим, в районе руч. Яреней (обн. 109), но наиболее изученные разрезы расположены на р. Кожим в районе устьев рек Дурнаю, где находится парастратотип филипппельского горизонта (обн. 217), и Сывью. Территориально градация распространена довольно широкой (до 60 км) полосой на Приполярном Урале. На Северном Урале фрагменты ее отмечаются в верховьях р. Илыч (р. М. Косью). Для нее характерно отчетливо циклическое строение разрезов, где в основании циклитов часто залегают строматопоровые или биокластовые доломиты, а в кровле - тонкослойчатые ламинарные седиментационные доломиты. Средняя часть представляет чаще всего чередование строматолитовых и волнистослойчатых разностей. В отличие от строматолитов большесынинской градации здесь они формируют протяженные пласты без пространственного обособления колоний. Мощность градации колеблется от 100 до 170 м.

Заколоельская градация (тип рифовых отмелей) установлена на Северном Урале на р. Илыч, в районе руч. Закола, где развита толща светло-серых массивных, иногда сильно кавернозных вторичных доломитов мощностью 170 м. Биогермные микробиально-гидроидные доломиты часто окремнены (Антошкина, 2003а). На Приполярном Урале на р. Кожим рифовые отложения филипппельского горизонта встречаются совместно с фрагментами пород маршрутинского горизонта только в составе обломочной части рифовой конглобрекции, подстилающей венлокско-лудловский риф Балбанью.

Верхнелландоверийско-нижнелудфордская карбонатная субформация (тип обрамленного рифами шельфа) объединяет отложения устьедурнаюского, падимейтивисского и сизимского горизонтов страти-

графической схемы Урала (1993), стратиграфический объем которых в настоящее время характеризуется удревлением возраста устьдурнаю-ской и сизимской свит в связи с пересмотром границ лладовери-венлока и лудлова-пржидолия (Antoshkina et al., 2000, 2002; Безносова, Мянник, 2005). Мощность субформации составляет 220-230 м. При этом устьдурнаюская свита венлоцкого возраста выделяется крайне незначительными мощностями (первые десятки метров) в разрезах Хорейверской впадины, где ей соответствует средне- и верхневаякская подсвиты. Красноцветные коры выветривания, развитые внутри средневаякской подсвиты (Хипели, 2005), вероятнее всего, отвечают границе лландовери и венлока или уровню нижнего венлока, так как по изотопным данным и изучению конодонтов предполагается отсутствие нижнего венлока в разрезах Приполярного Урала (Безносова, Мянник, 2005). Комплексы фауны в отложениях субформации характеризуются разнообразными представителями групп, но бедными в видовом отношении (Опорные разрезы..., 1983, 1987; Антошкина, Безносова, 2000). Литологический состав имеет широкий спектр породных разностей: от седиментационных тонкослойчатых доломитов, строматолитов, известняков микрозернистых с волнистой ламинарной слойчатостью, биоморфных табулятовых, брахиоподовых и остракодовых, биокластовых, до разнообразных карбонатных обломочных разновидностей и рифов. Территориально градация включает западный склон Северного, Приполярного и Полярного Урала, впадины ПКП и прослеживается в пределы Печорской синеклизы. Латерально среди отложений субформации в разрезах ЗСУ и ПКП различаются четыре градации (рис. 3.1): приливно-отливной равнины (падимейтивисский ТР), зарифовых лагун (устьдурнаюский ТР), рифовых отмелей (балбаньюский ТР) и континентального склона (лек-елецкий ТР).

Падимейтивисская градация (тип приливно-отливной равнины) представлена отложениями безымянной свиты (разрез руч. Безымянного, притока р. Падимейтивис) и стратотипов падимейтивисской и сизимской свит (р. Падимейтивис и руч. Сизим-Целебей-шор) на гр. Чернова (Антошкина, Безносова, 1987, 1988). Для отложений этой градации характерно распространение известняковых гравелитов с ориентировкой галек по наслоению, характеризующая отложения литоральных желобов, протяженных строматолитовых пластов с караваевидными колониями мощностью до 60 см и шириной до 2 м и узорчатых доломитов. Строматолиты имеют "мозговидную" отдельность, характеризующую растрескивание колоний при обезвоживании и промывание трещин в условиях приливно-отливной равнины. Присутствуют линзы брахиоподовых, остракодовых и гастроподовых ракушнякав. Мощность градации составляет до 445 м.

Устьдурнаюская градация (тип зарифовых лагун) в отличие от падимейтивисской имеет довольно широкое территориальное распространение от

западного склона Северного (р. Ильч) и Приполярного Урала (реки Кожим, Щугор) до гр. Чернышева (реки Изъяю, Б Сыня, Вангыр, Шарью, Б. Адак) включительно. Для нее характерно отчетливое преобладание в разрезах лландоверийской части устьдурнаюской свиты микрозернистых тонкослойчатых ламинарных известняков (часто с многочисленными мелкого размера трещинами усыхания) с тонкими прослоями строматолитовых известняков и линзовидными прослоями иловых галек. В венлокской части градации отмечается цикличное строение разрезов, где в основании циклитов часто залегают строматопоровые или биокластовые доломиты, а в кровле микрозернистые известняки и известняковые гравелиты, реже строматолиты. Одним из характерных литотипов этой градации являются узорчатые (биотурбированные) известковые доломиты с вогнутым изломом. В отличие от циклично построенных разрезов филипппельского уровня карбонатных субформаций здесь циклиты бывают неполные, усеченные в верхней части. Это свидетельствует о чрезвычайной мелководности во время ее формирования, что подтверждается небольшими мощностями венлокских отложений в целом - от первых десятков метров в разрезах гр. Чернышева до 85 м на Приполярном Урале, в типовом разрезе градации (р. Кожим, обн. 212, 217). Лудловская часть градации характеризуется неравномерным чередованием фактически всех разностей пород градации, за исключением обломочных и рифовых. В верхней части преобладают довольно массивного сложения вторичные доломиты с неравномерной ламинарной слойчатостью (Опорные разрезы..., 1983).

Балбаньюская градация (тип рифовых отмелей) пользуется широким распространением на западном склоне Северного, Приполярного и Полярного Урала, имеет мощности от 360 до 700 м. Латерально зона рифовых отмелей достигает от 3 до 13 км, что определяется характером формирования самого рифа. Разрезы этого типа подробно описаны (Антошкина, 2003а). В отличие от других разрезов на Северном (р. Ильч) и Полярном (р. Нияю) Урале разрез в районе устья р. Балбанью (притока р. Кожим) на Приполярном Урале рифовые образования здесь сложены вторичными доломитами. Однако в рифе Балбанью мы имеем своеобразный разрез этого типа субформации, где подстилающие карбонатные конглобрекции, заключающие в составе фрагменты пород от среднего лландовери до нижнего венлока включительно представляют фундамент для формирования рифа. В то же время на Северном и Полярном Урале развиты отложения верхнего лудфордия, перекрывающие рифовые, и присутствует граница с глинисто-карбонатной субформацией.

Лек-елецкая градация (тип континентального склона) выделена на р. Лек-Елец в районе устьев р. Енганэ-Яха и руч. Яма-шор (обн. 8-9) и представлена переслаиванием известковых и известково-глинистых сланцев, криноидных песчаников, иловых биотурбированных известняков, тонкослойча-

тых зернисто-иловых известняков со следами ползания ракообразных и бороздами течений, включающих прослой экзотических брекчий. Брекчии слагают линзовидные пласты мощностью от 0.5 до 2 м. В составе обломков преобладают биогермные известняки. Венлокско-лудловский возраст отложений мощностью не менее 290 м установлен находками конодонтов и брахиопод. Аналоги градации мощностью до 170 м установлены также на Северном Урале в разрезе р. Ильч. В районе р. Лопью среди аргиллитов, биокластовых и илово-зернистых известняков отмечаются прослой массивных известняковых конглобрекчий, а напротив устья р. Ыджид-Ляга в иловых известняках среди известково-глинистых сланцев фрагменты рифовых пород встречаются в линзах (Антошкина, 2003а).

Пражско-нижнеэмская карбонатная субформация (тип обрамленного рифами шельфа) объединяет отложения филиппчукского и такатинского горизонтов стратиграфической схемы Урала (1993), соответствующих объемам одноименных свит. Мощность субформации колеблется от 65 до 1100 м. Такой диапазон объясняется не только развитием самых мощных нижнепалеозойских рифов на Урале, но и размывом значительной части отложений этого возраста в разрезах ПКП. Они отсутствуют в пределах Печорской синеклизы. Отличие этой субформации от среднелландоверийской и верхнелландоверийско-нижнелудфордской состоит в формировании преимущественно глинисто-терригенных отложений в зарифовом бассейне. Комплексы фауны в отложениях субформации характеризуются представителями разнообразных групп, бедными в видовом отношении (Subpolar Urals..., 2000). Среди них встречаются остатки позвоночных животных, растений и споры, табулят, ругоз, брахиопод, остракод, бивалвий и трилобитов, фрагменты артропод и рыб, многочисленная и разнообразная макрофлора. Литологический спектр породных разностей весьма представительен: от красноцветных и темноцветных песчаников, алевролитов и аргиллитов, темно-серых доломитовых аргиллитов и доломитов до разнообразных рифовых образований: биогермных, биокластовых и литокластовых известняков и их доломитовых разностей. Территориально субформация включает западный склон Северного, Приполярного и Полярного Урала и ПКП. Латерально среди отложений субформации в разрезах ЗСУ и ПКП различаются три градации (рис. 3.1): аллювиальных равнин (сывьюский ТР), озерно-болотных равнин и лагун (филиппчукский ТР), рифовых отмелей (лемвинский ТР). Могла быть выделена еще и градация континентального склона, но, к сожалению, имеются только описания разрозненных фрагментов этих отложений.

Сывьюская градация (тип аллювиальных равнин) может быть выделена на Приполярном Урале в разрезе р. Кожим по стратотипу сывьюской свиты, относимой к нижнему эмсу (Цыганко, 1998). Она охарактеризована, главным образом, серыми и желтовато-серыми песчаниками и алевролитами, чередующимися с аргиллитами. В песчаниках распространены гра-

дационная, волнисто-слоистые, перекрестно-слоистые и косослоистые текстуры, редко знаки ряби. Структуры песчаников - от тонко- до грубозернистой. В основании выделяются светло-серые песчаники и гравелиты с грубой косою слоистостью, в которых много фрагментов обугленной растительности. Встречаются фрагменты позвоночных животных, растений и споры. В разрезе р. Щугор найдены остатки кистеперых рыб и плакодерм (Цыганко, 1998). В разрезах гр. Чернышева (реки Б. Сыня, Изъяель) широко распространена грубая косая слоистость в песчаниках, отсутствуют верхние слои градации, мощность которой составляет в целом 33-50 м.

Филиппчукская градация (тип озерно-болотных равнин и лагун) выделена по филиппчукской свите прагиена, стратотип которой расположен на Приполярном Урале на р. Щугор, в местности Пристань-Кырта и имеет мощность 180 м (Биостратиграфия..., 1971). Территориально градация распространена от гр. Чернышева (реки Б. Сыня, Изъяю, Изъяель) до ЗСУ (бассейны рек Унья, Печора, Щугор, Кожим). Возраст датируется по остаткам разнообразных позвоночных: кистеперых, панцирных, плакодерм, гетеростраков и телодонтов, остаткам растительности (часто обугленным), остракод. Литологический состав отличается от сывьюской градации тем, что здесь чередуются серые, зеленовато-серые, редко розовато-бурые и красно-бурые алевролиты, песчаники и глинистые темно-серые доломиты с прослоями черных углистых аргиллитов, линзами иловых галек и пестроцветной глины. Текстуры песчаников волнисто-косослоистые, в глинистых доломитах видны текстуры усыхания. По данным В. С. Цыганко (1998), в разрезах гр. Чернышева мощность градации сокращается до 110-60 м.

Лемвинская градация (тип рифовых отмелей) пользуется широким распространением на западном склоне Северного, Приполярного и Полярного Урала, имеет мощности от 400 до 1100 м, а полоса развития отложений этого типа составляет от 5 до 8 км. Особенностью разреза данного типа, расположенного в верхнем течении р. Лемва на границе Полярного и Приполярного Урала, от разрезов Северного (реки Илыч, В. Печора) и Полярного (р. Лек-Елец) Урала является возможность на протяжении 17 км увидеть все рифовые зоны, несмотря на то, что породы здесь представлены вторичными доломитами. Разрезы этого типа градаций подробно описаны (Антошкина, 2003а; Antoshkina, 2003а).

Условия образования формации

Среднеашгильско-нижнеэмская калейдовая формация мощностью от 2100 до 3700 м характеризуется чрезвычайно контрастным сочетанием карбонатных платформ-шельфов и платформ-рампы (Антошкина, 2003а, 2004). Во время образования формации неоднократно наблюдалось последовательное выдвигание мелководных карбонатных фаций в периоды регрессий на восток, в область батиаля. Это приводило к расширению

карбонатного шельфа за счет аккумуляции обломочного материала (рис. 3.1). В случае более пологого континентального склона в массивных прослоях преимущественно криноидных известняков отмечается сортированность скелетного материала и окатанность обломочного материала в рифовых конглобрекциях. Это хорошо проявляется в разрезах склоновых отложений лудлова на Полярном (р. Лек-Елец) и Северном (р. Илыч, в районе устья р. Лопью) Урале.

Завершая характеристику формации, отметим, что подстилается она отложениями, относимыми к платамовой формации среднего ордовика-нижнего ашгилла – глинистыми илово-зернистыми отложениями рассохинского горизонта ашгилла стратиграфической схемы Урала (1993). Перекрывают формацию отложения вязовского горизонта верхнего эмса, относящиеся к основанию верхнеэмско-нижнеэйфельской фалаховой формации. Согласно анализу мощностей, в структуре формации отчетливо проявляется неоднородность дна бассейна (рис. 3.2). Здесь прослеживается погружение территории ПКП, компенсируемое осадконакоплением, и существенный рост мощностей в наиболее восточной области карбонатной зоны западного склона Урала. В строении формации видна определенная закономерность, выражающаяся в следующем. В ее основании залегает мощная сульфатно-карбонатная субформация, центральную часть составляют глинисто-карбонатные субформации, чередующиеся с карбонатными, а завершает разрез карбонатная субформация со значительным участием в ее западных грациях терригенных пород. Таким образом, образование формации начиналось и завершалось в условиях развивающейся регрессии. В это же время активизировался пассивный рифтогенез Печорской плиты (Мальшев, 2002), что привело к дифференциации дна бассейна. Признаком, объединяющим широкое разнообразие карбонатных тел ашгильско-нижнедевонской формации, является интенсивное рифообразование на окраинах платформ-шельфов. Развитие Палеоуральского океана, тектоническая эволюция Печорской плиты и эвстатические колебания уровня моря определяли эпизодичность рифообразования и эволюцию карбонатных платформ. Направленность развития бассейна из платформы-шельфа в платформу-рампу и, наоборот, была в прямой зависимости от региональных тектонических событий (Антошкина, 2003а, б; 2004).

В заключение отметим, что на основании литолого-фациального и формационного анализов выявляется отчетливая палеоструктурная неоднородность дна североуральского осадочного бассейна в позднеордовикско-раннедевонское время (рис. 3.2). Формирование конседиментационных структур в пределах ПКП является определяющим фактором в формировании седиментационной пористости карбонатных осадков. Присутствие верхнеордовикских и нижнедевонских соленосных горизонтов, играющих роль покровов, может быть важным фактором в сохранении возможных залежей углеводородного сырья в пределах ПКП. Так, предполагается выявление

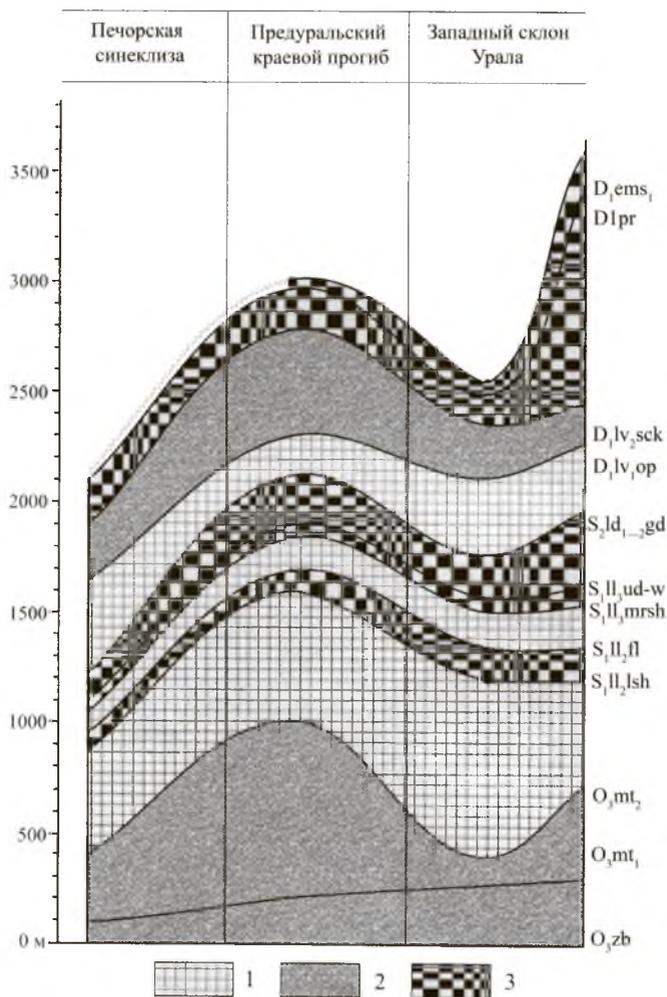


Рис. 3.2. Схема распределения мощностей в субформациях верхнеордовикско-нижнедевонской каледоновой формации (1-3): 1 - глинисто-терригенные; 2 - сульфатно-карбонатные; 3 - карбонатные.

зоны газонакопления под соленосной толщей на Кочмесской площади на глубинах более 5.5 км (Мартынов, 1998). Формирование раннепалеозойских мелководных морских карбонатных осадков, обогащенных цианобактериальными, кальцимикробными и водорослевыми сообществами, способствует накоплению органического вещества сапропелевого типа и соответственно обуславливает нефтематеринские свойства этих отложений. Промышленная нефтеносность доказана для среднеордовикско-нижнедевонских отложений в

пределах Печорской синеклизы (Хорейверская впадина и Варандей-Адзьевинская зона). Возможность наличия палеоструктур на территории Предуральского краевого прогиба позволяет предполагать существование в крайне мелководном морском бассейне сводовых областей размыва. Ассоциирующиеся с ними склоновые клиноформные литологические ловушки можно рассматривать в качестве потенциальных резервуаров скоплений углеводородов. Подобного рода месторождения в Хорейверской впадине связаны с отложениями нижнего и верхнего девона. Разнофациальный состав верхнеордовикско-нижнедевонской формации определялся тектонической эволюцией Печорской плиты, выражавшейся периодической сменой регионального прогибания и воздымания. Закономерное сочетание геологических тел субформаций в составе формации и латеральный ряд градаций внутри них (рис. 3.1) являются результатом периодической смены тектонических режимов платформ-шельфов и платформ-рамп и требует уточнения стратиграфической позиции конкретных геологических тел. Это, в свою очередь, вызывает необходимость детального изучения условий седиментации карбонатных осадков и их постседиментационных преобразований, влияющих на формирование коллекторских свойств карбонатных пород, с целью выявления возможных перспективных структур на территории Предуральского краевого прогиба.

Глава 4. КАРБОНАТНАЯ ВЕРХНЕВИЗЕЙСКО-НИЖНЕАРТИНСКАЯ ФОРМАЦИЯ ЗАПАДНОГО СКЛОНА СЕВЕРНОГО УРАЛА

Верхневизейско-нижнеартинская карбонатная формация наблюдается на всем протяжении Елецкой структурно-формационной зоны северо-восточного ограничения Европейской платформы (Войновский-Кригер, 1945; Елисеев, 1978). По литолого-тектоническим признакам она относится к семейству калейдовых формаций (Елисеев, 2001). В строении карбонатной верхневизейско-нижнеартинской калейдовой формации с запада на восток А. И. Елисеевым (1978) выделяются три градации: шарьюская (доломитокремнисто-известняковая), щугорская (глинисто-кремнисто-известняковая) и кожимская (известняковая). В качестве объекта исследований были выбраны отложения верхневизейско-нижнеартинской калейдовой формации в долине р. Уньи. Здесь на отрезке реки от Усть-Бердыша до Уньинской пещеры можно наблюдать практически полный разрез этой формации: от верхов визе до ассельского яруса, за исключением плохо обнаженного башкирского яруса (Калашников, 1970; Калашников, Михайлова, 1971, 1977).

Нижняя граница формации здесь, как и во многих разрезах Печорского Урала, проводится по появлению в разрезе доломитизированных известняков и доломитов веневского горизонта визейского яруса.

Однако первые признаки смены открыто-морских условий визейского осадко-накопления отмечаются еще в конце михайловского времени: горизонтально-и косослоистые оолитовые известняки (обн. 64, номера обнажений даны по В. А. Варсанюфьевой) и мономиктовые кварцевые песчаники в обн. 53 (Шадрин, Сандула, 2004). Толща доломитизированных известняков и седиментогенно-диагенетических доломитов нижней части формации охватывает не только визе, но и тарусско-стешевские отложения серпуховского яруса (Сандула, Шадрин, 2004). Она вскрыта в верхнем конце обн. 53, а также обнажениях 61, 65 и 66 напротив о-ва Митина, а также в обнажениях 10, 18 (Калашников, 1970). Общая мощность веневско-стешевских отложений – 230 м. Интересно, что для этой части формации от разреза к разрезу в широтном направлении отмечаются значительные фациальные изменения отложений. На западе наблюдаются большей частью биоморфные и водорослевые доломитовые породы, иногда обогащенные флюоритом, в центральных разрезах от устья р. Горелой до р. Мисюрый – детритовые, криноидно- и брахиоподово-детритовые доломитизированные известняки и седиментационно-диагенетические и эпигенетические доломиты, а на востоке, в районе Уньинской пещеры (обн. 85) – серые и темно-серые большей частью органогенно-обломочные и водорослевые известняки. Протвинские отложения в обн. 58 (“Говорливый камень”) и обн. 53 представлены мелко- и крупнодетритовыми известняками часто с брахиоподовыми прослоями или многочисленными члениками криноидей. А в обн. 65 разрез сложен темно-серыми известняками, строматолитовыми, битуминозными и детритовыми с многочисленными створками брахиопод и колониями кораллов. Общая мощность протвинских отложений – 87-107 м. В районе Уньинской пещеры (обн. 85) в основании 27 м разреза протвинских отложений залегают темно-серые известняки, строматолитовые, битуминозные. Вверх по разрезу они сменяются криноидно-детритовыми и комковато-сгустковыми известняками.

К отложениям среднего отдела на р. Унье относятся известняки в разрезах урочища “Широкое”, “Бузгальский камень”, “Камень Мисюрый”, “Кременная слуда” и о-ва Митина. Башкирский ярус в бассейне р. Уньи установлен в разрезах урочища “Широкое” и “Камня Мисюрый” (Калашников, Михайлова, 1977) и в обнажениях 41 и 30. Нижняя граница яруса вскрыта в обн. 12. Здесь башкирские преимущественно водорослевые (унгдарелловые) известняки мощностью 10 м без видимого перерыва залегают на известняках серпуховского яруса. В обн. 39 мощность башкирских отложений – 56,5 м. Снизу вверх по разрезу наблюдаются: 1) светло-серые детритовые известняки (6 м); 2) брахиоподовые известняки, сложенные раковинами стриаифер (2,5 м); 3) доломитизированные детритовые известняки с кремнями (2 м); 4) детритовые известняки с редкими желваками кремней (4 м), необнаженный участок (2 м), глубоко врезающийся в коренной берег; 5) чередование мощных (до 5–8 м) пачек толстоплитчатых детритовых и водорослево-детритовых известняков и неболь-

ших (до 1-1.5 м) пачек линзовидно-тонкоплитчатых детритовых известняков; необнаженный участок (5 м), глубоко врезающийся в коренной берег; 6) плитчатые мелкодетритовые известняки (2.5 м) с изменением окраски пород снизу вверх по разрезу от темно-серой до светло-серой; 7) массивные светло-серые мелкозернистые известняки (3 м). Подобный разрез находится на правом берегу в 200 м выше по реке в нижнем конце обн. 41. Однако здесь в карбонатной толще отмечается восьмиметровая пачка красных аргиллитов с пропластами известняковых гравелитов и мелкообломочных брекчий.

В обн. 30 можно наблюдать разрез мощностью 43 м, по литологической характеристике сходный с разрезами верхней части башкирского яруса, разбитых в верхнем течении р. Колва (Гроздилова, Лебедева, 1954). В его строении выделяются следующие пачки: 1) детритовые известняки, массивные, в нижней трети с включениями светло-серых и белых кремней (15 м); 2) пелитоморфные и тонкозернистые плитчатые известняки (12 м), через каждые 2-3 м встречаются пласты горизонтально- и, реже, косослоистыми окремневшими породами; 3) зеленовато-серые мергели и доломитовые породы (4 м); 4) плитчатые известняки, зеленовато-серые, тонкозернистые (6 м). Отложения нижней части московского яруса (верейский и каширский горизонты) можно наблюдать в разрезе обн. 60 - "Кременной слуды" (Сандула, Пономаренко, 2005). Они представлены серыми и светло-серыми детритовыми известняками с многочисленными желваками и пропластами черных кремней. Разрез верхней части московского яруса (подольский и мячковский горизонты) изучен в обн. 24 ("Бузгальский камень"). Толща подольских известняков мощностью 43 м вскрыта в нижнем конце обнажения. Среди них преобладают породы, сложенные детритовым материалом с рассеянными кораллами и темно-серые оолитовые, иногда косослоистые, известняки. Мячковские отложения (65-70 м) можно наблюдать после закрытого участка, соответствующего 16-метровой мощности. В их основании выделяется пачка (3.5 м) криноидно-детритовых и обломочных известняков с желваками кремня. Выше по разрезу залегает пачка (27 м), в которой ритмично переслаиваются водорослево-детритовые, криноидно-детритовые, мелкодетритовые (иногда доломитизированные) и тонкослоистые окремненные известняки (мощность ритма - до 5 м). Выше идет пачка (25 м) криноидно-детритовых известняков с кремнями. Заканчивается разрез мячковских отложений пачкой (9.5 м) палеоаплизиновых и детритово-палеоаплизиновых известняков.

Отложения верхнего карбона в составе касимовского и гжельского ярусов на Унье представлены детритовыми известняками (криноидными, фузулиновыми и коралловыми) с прослоями палеоаплизиновых известняков. Мощность отложений верхнего карбона на р. Унья 150-200 м. Наиболее последовательный разрез отложений касимовского яруса наблюдается в обнажении "Бузгальского камня". Нижняя его граница проводится условно по подошве четырехметровой пачки детритовых и кораллово-детритовых известняков, в которых

отсутствуют мячковские фузулиниды. Выше по разрезу залегает толща мощностью 82 м, в которой серые и светло-серые детритовые, брахиоподово-детритовые, иногда окремненные, известняки чередуются с детритово-палеоаплизиновыми, доломитизированными мелкодетритовыми и тонкослоистыми разностями. Выше по разрезу залегает пачка (27 м) черных, битуминозных известняков, а завершают разрез переслаивающиеся темно-серые полидетритовые, криноидно-детритовые известняки и кремнистые породы. Отложения гжельского яруса встречены в разрезе обн. 29. Здесь на протяжении 70 м по мощности наблюдается неоднократное чередование детритовых, фузулинидовых и криноидно-детритовых известняков. В этих ритмах мощностью 7-10 м иногда выпадают пласты фузулинидовых и криноидно-детритовых известняков, а в верхней части ритмов изредка появляются пласты водорослевых и тонкослоистых гидрактиноидных известняков небольшой мощности. Верхняя часть гжельского яруса мощностью 28 м вскрыта в обн. 24. Здесь можно проследить переслаивание фузулинидовых, коралловых, криноидно-детритовых, полидетритовых и детритово-палеоаплизиновых известняков.

В разрезе карбонатной нижней перми в бассейне р. Уньи выделяется только ассельский ярус (Светлый родник, скала Первокаменная - обн. 7, "Бузгальский камень" - обн. 24, "Чертов стульчик" - обн. 26, "Писанный камень" - обн. 28, "Вишерский лог" - обн. 14). Отложения яруса здесь, как и на остальной части Печорского Урала, в основном представлены палеоаплизиновыми известняками и подразделяются на три фузулинидовые зоны (Калашников, Михайлова, 1971). Мощность отложений ассельского яруса на р. Унья составляет 270-450 м. По сухому ручью около дер. Светлый Родник ассельские известняки образуют два обнажения, отделенные друг от друга перерывом в 8-10 м. В первом обнажении, на левом берегу сухого ручья, в виде стены обнажены более высокие слои, представленные толщей известняков серых, массивных, неяснонапластованных с мшанками, редкими брахиоподами и палеоаплизинами. В скале "Первокаменной" (обн. 7) толща ассельских отложений мощностью 30-50 м сложена в основном полидетритовыми известняками, участками доломитизированными, с включениями палеоаплизин. На известняки ассельского яруса надвинута терригенная толща пермского возраста. К раздробленному надвигом контакту приурочено месторождение бурого железняка (Варсанофьева, 1944). В обн. 14 ассельский ярус представлен средней зоной. В верхней части толщи выступают поставленные почти на голову светло-серые и серые известняки, детритовые или кристаллические, участками с белыми кремнями, водорослевые или криноидные. В средней части разреза швагеринины образуют целый прослой в известняке, ниже которого известняки становятся доломитизированными, участками палеоаплизиновыми. Мощность ассельских отложений - 130 м.

В разрезе "Бузгальского камня" отложения ассельского яруса, отвечающие нижней и средней зонам, выходят в верхней части обнажения после 50 м

(16.5 м мощностью) перерыва – ряд скал в лесу над небольшой курьей. В первых двух скалах наблюдается чередование массивных серых и коричневатых серых детритовых известняков с криноидеями (6 м), темно-серых мелкодетритовых (1 м) и плитчатых тонкослоистых серых мелкодетритовых известняков с частыми прослоями и линзами темно-серых кремней (1.2 м). Мощность зоны составляет 33 м. К средней зоне ассельского яруса отнесена толща мощностью 45 м переслаивающихся серых и темно-серых, часто битуминозных известняков. Светлые породы массивны. Толщина пластов – 3–8 м. Сложены они детритовым, реже криноидно-детритовым материалом с фузулинидами. Темные породы образуют плитчатые пачки (2–3 м) пелитоморфных тонкослоистых известняков. Они часто окремнены и чередуются с четко выраженными прослоями тонкослоистых черных кремней. В разрезе обн. 28 выделяются все три зоны ассельского яруса. Нижняя и средняя зоны отвечают толще рифогенного массива "Писанный камень" (Равикович, 1956; Калашников, Михайлова, 1971). Данная органогенная постройка сложена преимущественно биокластовыми и гидрактинидами известняками. По характеру их взаимоотношений выделяются четыре пачки (Сандула, 2005) мощностью 190–200 м, вскрытые в нескольких скальных выходах после большого перерыва обнаженности, соответствующий 100 м. В первом из них (около 60 м) выходят серые биокластовые известняки. Не обнажено 100–120 м. Далее в небольшой скале мощностью 12–13 м обнажаются детритовые и слоистые зеленовато-серые известняки, стоящие на головах. Встречаются крупные членики криноидей, иглы морских ежей, редкие раковины брахиопод. В кровле толщи, в известняках, появляются линзы красного кремня и пласт (2.5 м) красновато-серых с зеленоватыми пятнами криноидных известняков с редкими остатками мшанок.

Анализ строения верхневизейско-нижнеартинской формации бассейна р. Уньи (рис. 4.1) показывает, что к кожимской (известняковой) градации в этом районе можно отнести лишь разрез нижнекаменноугольных отложений "Уньинской пещеры" (обн. 85). Депрессионных отложений, характерных для щугорской (глинисто-кремнисто-известняковой) градации, здесь нет. Большая часть формации, разрезы которой встречаются на отрезке реки от Усть-Бердыша до о-ва Митин, имеет много общего с шарьюской (доломитово-кремнисто-известняковой) градацией. Однако в своем строении она довольно специфична (Сандула, 2003). Например, среди породных ассоциаций нижней доломитово-известняковой толщи отмечается отсутствие карбонатных псефитов. Отложения башкирского яруса, сходные с шарьюским (известняковым) типом (Елисеев, 1978), отличаются тем, что в разрезе краснополянского горизонта присутствует пачка красных аргиллитов и обломочных известняков, а верхнебашкирского надгоризонта – зеленовато-серые мергели и доломитовые породы. Разрезы нижнемосковского подъяруса делятся на известняковый и кремнисто-известняковый типы, а верхнемосковского – на доломитово-известняковый и оолитово-кремнисто-известняковый. Часть формации, соответ-

ствующая верхнекаменноугольному интервалу, представлена кремнисто-известняковым типом разрезов. Отложения ассельского яруса, в свою очередь, подразделяются на три типа разрезов: доломитово-известняковый, развитый на юго-западе изученной территории; кремнисто-известняковый "Бугальского камня"; известняково-биогеменный "Писаного камня".

Указанные отличительные признаки позволяют говорить о том, что в разрезе р. Уньи развита отдельная доломитово-кремнисто-известняковая (уньинская) градация. Историю его формирования можно подразделить на пять этапов: поздневизейско-серпуховский, башкирский, московский, позднекаменноугольный и ассельский.

Поздневизейско-серпуховский этап связан с образованием нижней доломитово-известняковой части формации. Анализ полученных данных показал, что на р. Унье развиты отложения различных фаций. Причем наблюдается как горизонтальная, так и вертикальная смена обстановок осадконакопления. Еще в михайловское время на территории центральной части мелководного Верхнепечорского осадочного бассейна существовал барьер, обусловивший активные гидродинамические условия, свидетельством которых является наличие среди пород обн. 64 (район устья р. Горелой) обломочных карбонатов и оолитов. Западнее этого барьера, возможно, была область с ограниченной циркуляцией вод, способствовавшая формированию известняков с повышенным содержанием магния. Наличие здесь кварцевых песчаников свидетельствует, по всей видимости, о близком расположении суши - поднятие "Ксенофонов" (Чочиа, 1955). В веневское время произошла регрессия моря, что привело к преобладанию крайне мелководных условий осадконакопления на территории западной части осадочного бассейна, о чем свидетельствует образование седиментогенно-диагенетических доломитов (Холодов, 1988). В то же время восточные фации (обн. 85) не претерпели столь заметных изменений. Отмечается лишь увеличение в осадках доли детритового материала. Подобные условия осадконакопления наблюдаются до конца тарусско-стешевского времени. Трансгрессия в начале протвинского времени и выравнивание дна морского бассейна обусловили на широте р. Уньи в дальнейшем отложение преимущественно детритовых известняков с большим количеством брахиопод, кораллов и криноидей.

Башкирский этап. На территории бассейна р. Уньи условия осадконакопления аналогичны тем, что господствовали на территории Колво-Вишерского края (Гроздилова, Лебедева, 1954). Вероятно, уровень моря неоднократно менялся. Об этом свидетельствует чередование пачек толстоплитчатых и линзовидно-тонкоплитчатых известняков, появление в разрезе аргиллитов, обломочных известняков и мергелей.

Московский этап. Обстановки этого времени кардинальным образом отличаются от условий Колво-Вишерского бассейна и более сходны с малопечорскими, развитыми там еще с конца башкирского времени, - фации

оолитовых, псевдооолитовых детировых и доломитизированных известняков (Варсанофьева, 1962). Интересно, что отложения этих фациальных зон на р. Унья наблюдаются только в нижнем течении реки. К северо-востоку от этого района отлагались кремнисто-известняковые осадки (обн. 60), свидетельствующие, по всей видимости, о понижении дна бассейна в этом направлении, где, вероятно, располагалась депрессия окского времени, и формировались отложения кушковатской градации платамовой формации (Варсанофьева, 1965; Елисеев, 1978).

Позднекаменноугольный этап. В то время как на территории бассейна р. М. Печора накапливались массивные гидрактиниодные, биокластовые породы с небольшими пропластами черных фузулинидовых известняков (Варсанофьева, 1940), а на сопредельной части в Колво-Вишерском крае - гидрактиниодные известняки и известняковые брекчии (Чочиа, 1955), на широте р. Унья господствовали условия, способствовавшие отложению доломитово-кремнисто-известняковых пород.

Ассельский этап. Этот этап был единым для южной части Верхнепечорского и северной части Колво-Вишерского осадочных бассейнов. Нами, с учетом собственных данных и результатов других исследователей (Калашников, Михайлова, 1984; Чочиа, 1955), с запада на восток выделяются три фациальные зоны: доломитово-известнякового (ассельские отложения в обн. 7, 14), кремнисто-известнякового (обн. 24) и биогермного осадконакопления (обн. 28).

Таким образом, в строении верхневизейско-нижнеартинской калейдовой формации бассейна р. Унья выделено две градации: кожжимская (известняковая) и уньинская (доломитово-кремнисто-известняковая). Первая из них представлена только своей нижней (нижнекаменноугольной) частью. Вторая составляет основную часть формации. Данная градация довольно специфична. Ее отличительными признаками являются отсутствие известняковых брекчий и развитие мощных биогермных отложений в верхней части градации. Основными факторами, повлиявшими на ход образования данной части калейдовой формации являются, с одной стороны, наличие на юге - юго-западе Колво-Вишерского мелководного бассейна и островного поднятия "Ксенофонтово" (Чочиа, 1955) и, с другой стороны, - относительно более глубоководной области на севере, положение которой соответствует депрессии окского времени, где формировалась кушковатская градация платамовой формации (Варсанофьева, 1965; Елисеев, 1978). В истории осадконакопления Верхнепечорского палеобассейна на широте р. Унья можно выделить пять этапов, обусловленных появлением в разрезе верхневизейско-серпуховской доломитово-известняковой толщи, башкирских аргиллитов, обломочных известняков и мергелей, московских оолитовых и кремнисто-известняковых отложений, верхнекаменноугольной ассоциации детрито-палеоаплизиновых, криноидных и кремнисто-карбонатных пород, а также биогермного ассельского массива "Писанный камень".

Глава 5. ТЕРРИГЕННАЯ ФЛИШЕВАЯ АРТИНСКАЯ ФОРМАЦИЯ СЕВЕРА ПРЕДУРАЛЬСКОГО КРАЕВОГО ПРОГИБА

Верхнепалеозойские отложения, относящиеся к флишевой формации, развиты в Лемвинской и Елецкой структурно-формационных зонах Западно-Уральской мегазоны и внутренней зоне Предуральского краевого прогиба (ПКП). Возраст их закономерно омолаживался с востока на запад. Флишевая формация и подстилающие (предфлишевые) отложения являются источником информации начала заложения отдельных впадин прогиба и ранней стадии их заполнения обломочным материалом. Ранее нами изучались флишевые формации Лемвинской зоны (Салдин, 1996), а в данной работе рассматривается нижнепермская флишевая формация северной части ПКП (Косью-Роговская, Большесынинская и Верхнепечорская впадины).

Стратиграфия предфлишевых и флишевых отложений

К предфлишевым относятся отложения, непосредственно подстилающие в разрезе флишевую формацию, охватывающие позднекаменноугольно-раннеартинский возрастной диапазон. Они слагают самую верхнюю часть верхневизейско-нижнеартинской калейдовой формации А. И. Елисеева (1978, 1982). На основе новых полученных фаунистических данных проведена их типизация, необходимая для выявления времени и характера миграции флишенакпления. Среди флишевых терригенных отложений типы разрезов в настоящее время не выделены. Лишь в некоторых разрезах можно наблюдать закономерные изменения в строении формации снизу вверх.

Типы разрезов предфлишевых верхнекаменноугольно-нижнеартинских отложений

В последние годы находки конодонтов и аммоноидей в верхнепалеозойских отложениях на данной территории позволили по иному рассматривать их стратиграфию (Чувашов и др, 1999; Салдин, 2002а, 2002б, 2005). По составу и строению нами выделяются разрезы четырех типов: 1) глинистых известняков (сезымский); 2) рифогенных и глинистых известняков (ильчский); 3) рифогенных и кремнистых спикуловых известняков (кожимский); 4) полидетритовых и кремнистых спикуловых известняков (западно-щугорский).

Разрезы сезымского типа в Елецкой зоне находятся на реках Уса, Лек-Елец, Тангепча (сезымская свита), Кожим (лосиноостровская свита). В ПКП разрезы этого типа развиты на р. Щугор (разрезы "Средние Ворота" и "Мичаель" - шеркыртинская свита). Условно к разрезам данного типа мы относим глинисто-известняковые отложения на р. Вангыр (ниже "Подвалкырты"), возраст которых был установлен по конодонтам как ассельско-сакмарский. Разрезы сезымского типа сложены глинистыми, пелитоморфными и детритовыми известняками с прослоями аргиллитов. Породы имеют желтовато-

зеленоватые, темно-серые и иногда лиловые цвета, в них распространены нодулярная (комковатая) и петельчатая текстуры, часто отмечается интенсивная пиритизация. Они содержат устойчивый комплекс органических остатков (мшанки, иглокожие, брахиоподы, остракоды, ругозы, спикулы губок, мелкие фораминиферы, гастроподы, аммоноидеи, пелециподы, трилобиты, конодонты). Для разрезов сезымского типа характерны частое переслаивание маломощных слоев (0.03-0.3 м) разного состава, незначительная мощность и довольно широкий стратиграфический диапазон. В Елецкой зоне эти отложения мощностью 8-15 м имеют среднеассельско-сакмарский возраст и со стратиграфическим несогласием залегают на светло-серых детритовых известняках среднего карбона. Иногда указанные отложения включают небольшие органогенные постройки (Салдин, 2005). В ПКП они (мощность 40-60 м) согласно залегают на среднекаменноугольных отложениях и охватывают кассимовско-сакмарский стратиграфический диапазон.

Разрезы ильчского типа наблюдаются только в ПКП на реках Илыч и Щугор ("Верхние Ворота"). Они имеют двухчленное строение. Нижняя верхнекаменноугольно-ассельская часть разреза сложена (мощность около 200 м) рифогенными известняками. Верхняя ассельско-сакмарская часть (мощность 60 м на востоке и 30 м на западе) - тонкопереслаивающимися глинистыми, детритовыми и пелитоморфными известняками с прослоями аргиллитов и очень сходна по составу и строению с разрезами сезымского типа.

Разрезы кожимского типа встречены на реках Кожим, Косью и Б. Паток в пределах ПКП, также как разрезы ильчского типа они имеют двухчленное строение. Нижняя верхнекаменноугольно-сакмарская часть разреза (мощность около 300 м) сложена рифогенными известняками (кожим-теровейская свита по: Салдин, 2002), а верхняя сакмарско-артинская (мощность 180-300 м) - спикуловыми, глинистыми кремнистыми известняками и аргиллитами (большеостровская свита на р. Кожим по: Салдин, 2002; оселокская и гердьюская свиты на р. Подчерье и Б. Паток по: Горский, 1964). Ранее толщи кремнистых спикуловых известняков и аргиллитов выделялись исследователями в разновозрастные свиты. Их отношение с подстилающими и перекрывающими отложениями были не ясными. Для этой части разреза характерны породы с текстурами седиментационных складок, включающих обломки (до 7 м) биогермных и детритовых известняков (Салдин, 2001). К разрезам данного типа можно отнести выходы верхнекаменноугольно-сакмарских отложений на р. Косью (несколько ниже устья руч. Ошъель).

Разрезы западно-щугорского типа наблюдаются на р. Щугор ("Нижние Ворота"). Они также, как кожимские и ильчские разрезы, имеют двухчленное строение. Нижняя - верхнекаменноугольно-ассельская часть сложена светло-серыми детритовыми известняками (мощность около 120 м),

а верхняя (мощность 300 м) сакмарско-нижнеартинская - кремнистыми и глинистыми спикуловыми известняками и аргиллитами.

Разрезы западно-щугорского типа являются самыми западными как в современном, так и палеогеографическом плане. Восточнее их развиты разрезы кожимского типа. Разрезы илычского и сезымского типов чередуются друг с другом в широтном, и меридиональном направлениях, однако последние чаще занимают крайне восточное положение, где они со стратиграфическим несогласием залегают на среднекаменноугольных отложениях.

Стратиграфия артинских флишевых терригенных отложений

В флишевых отложениях севера ПКП очень редки палеонтологические остатки, на основании которых можно было бы надежно определить их возраст. Находки аммоноидей из отложений разрезов рек Кожим, Вангыр, Косью и Печора датируют флишевые отложения как позднеартинские. Зная наиболее молодой возраст предфлишевых отложений (на востоке - позднесакмарский в разрезах сезымского типа, а на западе - раннеартинский в разрезах западно-щугорского типа) и перекрывающих отложений (позднеартинский возраст нижней части морской молассы в Косью-Роговской впадине - бельковская и чернореченская свиты, в Большесынинской впадине - шеркыртаельская свита), можно достаточно уверенно относить терригенные флишевые отложения к артинскому ярусу. В отдельных разрезах не исключается и позднесакмарский возраст нижней части формации. В Косью-Роговской впадине (реки Уса, Лек-Елец, Лемва) флишевые отложения (мощность более 1000 м) выделены в гусиную свиту, согласно залегающих на предфлишевых отложениях разрезов сезымского типа, а на р. Кожим флишевые отложения выделены в косьинскую свиту (обн.7, 5а, 5 - по: Салдин, 2002) общей видимой мощностью около 300 м. В Большесынинской впадине в бассейне рек Щугор и Подчерем артинские терригенные отложения выделены в орловкинскую и вочаельскую свиты (Горский, 1964; Стратиграфические схемы..., 1993; Чувашов и др., 1999). Однако вочаельская свита по возрасту, строению и составу не отличается от орловкинской свиты (Салдин, 2002а). В стратотипе орловкинской свиты на р. Орловка флиш отсутствует, поэтому мы предлагаем артинские терригенные флишевые отложения на р. Щугор (от устья р. М. Патока до устья р. Б. Патока) и на р. Подчерем (выше устья руч. Пилеель) выделить в велдоркыртинскую свиту. Наиболее полные их последовательности находятся выше "Верхних Ворот" (рис. 5.1., 5.2). Флишевые отложения в бассейне р. Щугор залегают на разрезах сезымского, илычского и западно-щугорского типов. Мощность их сокращается с востока на запад от 2000 до 100 м. В Верхнепечорской впадине артинские отложения выделены в кирпичкыртинскую, нисьельскую и анельскую свиты (Варсановьева, 1940; Стратиграфическая ..., 1993). Флишевые отложения, распро-

траненные в восточной части впадины на р. Печора (от устья руч. Кедровка до р. Б. Андюги) и на двух участках р. Илыч (район устья р. Б. Анью и широкая полоса от устья р. Испередью до устья р. Сарью) входят в состав кирпичкюртинской и нисьельской свит. По нашему мнению, в настоящее время недостаточно данных относить флишевые отложения к разным свитам.

Цикличность флишевых отложений

Главным принципом выделения циклитов является вещественно-структурный признак, а именно для терригенных пород - гранулометрический состав, а также мощность слоев (Карогодин, 1980). Нами выделены циклиты трех порядков (рис. 5.3), включая элементарные. Среди **элементарных циклитов** (ЭЦ) по составу и структуре отмечено четыре вида: глинисто-алеврито-песчанистый (ЭЦ-1), песчанисто-алеврито-глинистый (ЭЦ-2), алеврито-глинистый (ЭЦ-3) и глинисто-песчанисто-известняковый (ЭЦ-4). Наиболее распространены в строение формации ЭЦ-1. Нижний элемент циклита (он по мощности всегда преобладает) сложен песчаниками, часто зеленовато-серого цвета с градационной слоистостью у основания, горизонтальной - в средней и конволютной или косой слоистостью в верхней частях. Песчаник обычно мелкозернистый или среднезернистый мощностью от 0.05 до 4 м, постепенно к кровле слоя переходящий в тонкозернистый. Иногда в подошве встречаются грубозернистые и гравийные обломки, и часто отмечаются текстуры оседания, слепки следов течения, борозд и царапин. Алевролит, переслаиваясь с тонкозернистым песчаником, образует горизонтальную слоистость в основании верхнего элемента циклита. Выше по разрезу он становится более темным и включает обычно многочисленный растительный детрит, постепенно переходя в алевритистый аргиллит, а затем в чистый темно-серого цвета аргиллит. Характерная последовательность текстур позволяет интерпретировать данный вид циклитов как грубозернистые и медианные турбидиты. Отмечаются иные по строению циклиты, сложенные мощными (до 7 м) массивными песчаниками, обычно мелкозернистыми с вариацией структуры внутри слоя, а непосредственно у кровли (верхняя часть циклита) иногда наблюдаются прослой (3-5 см) тонкозернистых песчаников и (или) алевролитов. Часто такие циклиты образуют мощные последовательности. Образовались они, по-видимому, в результате действий зерновых потоков. ЭЦ-2 сложены тонкозернистыми песчаниками в нижней части (1-5 см) и алевролитами и аргиллитами в верхней (10-30 см). Переход первых по разрезу во вторые - постепенный. В песчаной части циклита (он более светлого цвета) наблюдается пологокосая и (или) горизонтальная слоистость. Верхняя часть циклита сложена алевролитом, алевритистым аргиллитом и чистым аргиллитом. Иногда здесь наблюдаются аргиллиты (2-3 см) с едва видимой прерывистой тонкой горизонтальной слоистостью. Циклиты образуют пачки мощностью 3-5 м.

Тектурные особенности позволяют диагностировать их как дистальные турбидиты. Пакеты, образованные данными циклитами, можно интерпретировать как фации прирусловых валов. ЭЦ-3, сложенные алевролитами (0.2-1 см) и аргиллитами (0.2-2 см), образуют пакки мощностью 2-50 м. Подошва и кровля слоев резкая. В некоторых случаях наблюдаются линзовидные выделения алевролитов и тонкая косая слоистость. Большая часть отложений, по-видимому, являются гемипелагическими отложениями. Некоторые циклиты

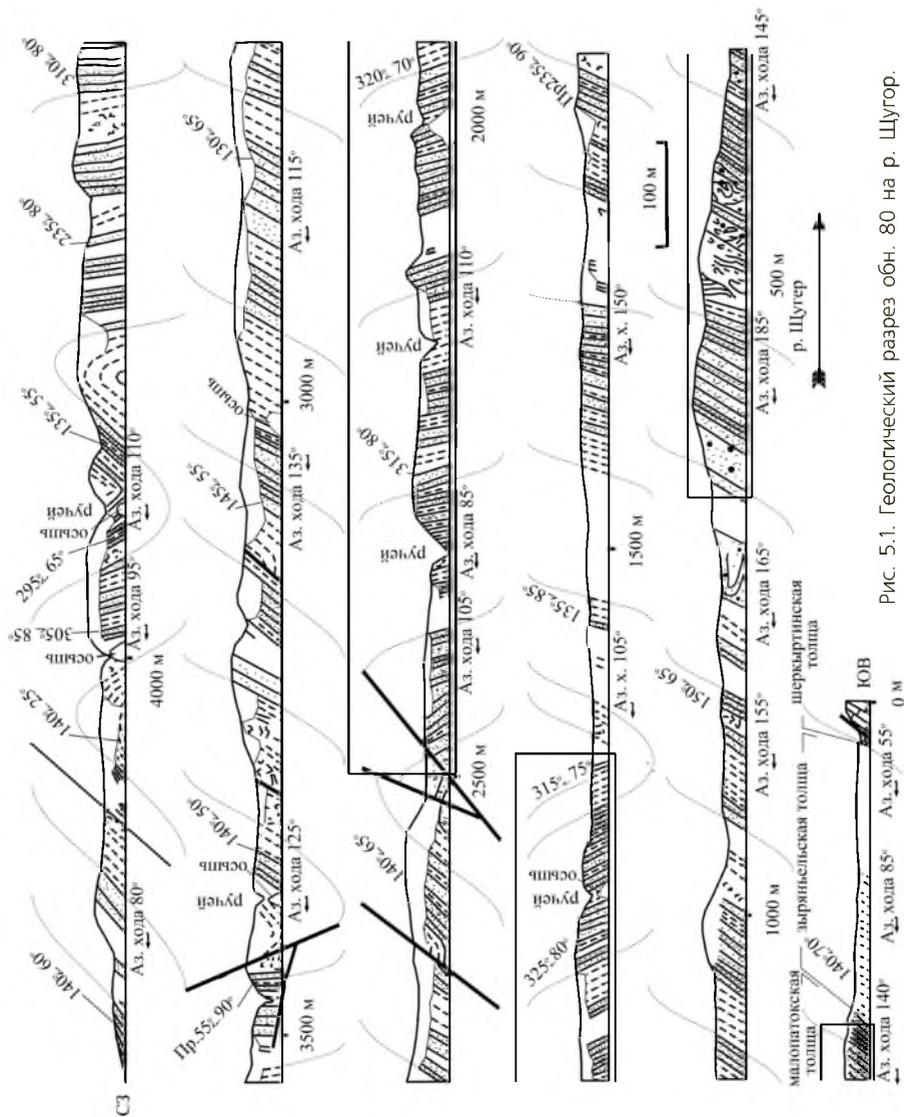


Рис. 5.1. Геологический разрез обн. 80 на р. Щугор.

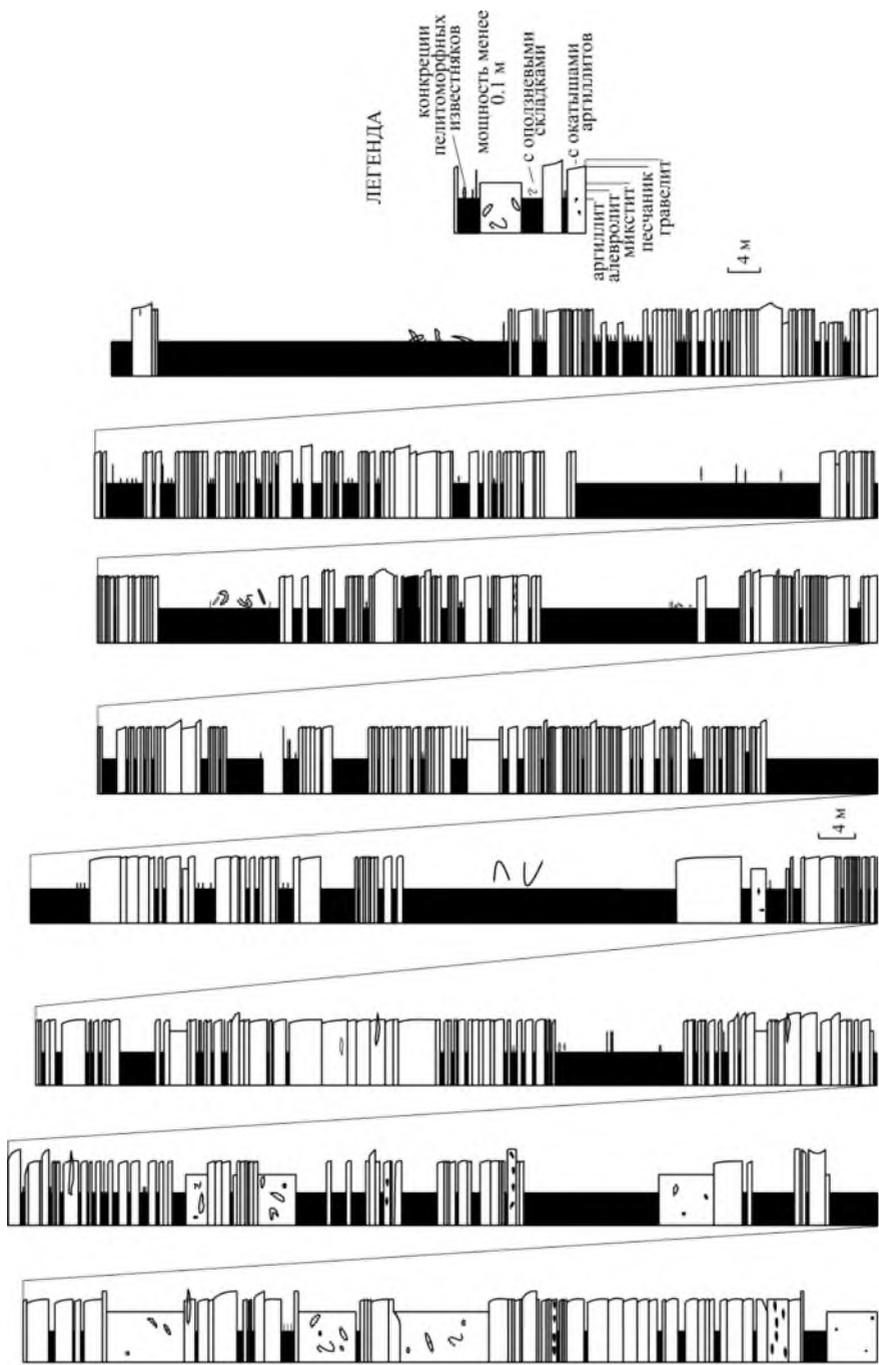


Рис. 5.2. Наиболее полная последовательность флишевых отложений (р. Шугор, выше Верхних Ворот, обн. 80).



Рис. 5.3. Характер цикличности терригенных флишевых отложений. Разрез нарацивается с правой стороны фото. (Приполярный Урал, пр. берег р. Шугор, выше Верхних Ворот, обн. 8); II, III порядков цикличности, 1-6 типы циклитов: 1 - прорезциклит; 2-4, 6 - рецциклиты; 5 - репроциклит).

подобного состава, но с резкими границами между типами пород, возможно, образовались в результате донных течений и являются контуритами. Пакеты, сформированные данными циклитами, интерпретируются как фации межрусловых отложений. ЭЦ-4 сложены в нижней части известняками алевро-песчанистыми, а в верхней - известковыми сланцами или аргиллитами. В этих циклитах развита горизонтальная слоистость. Данные циклиты интерпретируются как дистальные турбидиты.

Выделены **циклиты второго порядка** мощностью от 1 до 50 м. Они сложены несколькими (иногда более десятка) элементарными циклитами: ЭЦ-1, ЭЦ-2, ЭЦ-3. По направленности они могут относиться ко всем типам Ю. Н. Карогодина. Переходы между нижней и верхней частями циклита постепенные. Эти циклиты И. А. Вылцан (1973) назвал ритмогаммой. Циклиты второго порядка наблюдаются в существенно песчаных пачках с преобладанием по мощности циклитов ЭЦ-1, в которых мощность первого элемента циклита всегда больше мощности второго элемента. Цикличность, вероятно, обусловлена постепенной или резкой сменой фацией русловых турбидитов и турбидитами прирусловых валов.

Циклиты третьего порядка мощностью от первых метров до 100 м сложены в нижней части циклитами второго порядка, а верхнюю слагают циклиты (несколько десятков) ЭЦ-3. Эта цикличность, вероятно, также имеет седиментационную причину. Чередование в разрезе турбидитов русловых фаций и отложений межрусловых фаций обусловлено миграцией русла в пределах подводного конуса выноса.

Необходимо отметить, что в артинской флишевой формации имеются породы (пелитоморфные известняки, микститы, пачки чистых аргиллитов), которые встречаются в разрезах хаотично и относятся к ациклическим образованиям.

Типы пород флишевой формации

В составе флишевой формации выделено три группы пород: терригенные, глинистые и карбонатные. Терригенные и глинистые породы составляют ее основную часть. Карбонатные породы встречаются в виде отдельных слоев и конкреций. Терригенные породы представлены микститами, конгломератами, гравелитами, песчаниками и алевролитами, т.к. глинистые породы, аргиллиты – имеют терригенное происхождение, они будут рассматриваться с вышеназванной группой. В группе карбонатных пород выделены следующие типы: известняки пелитоморфные, известняки глинистые, известняки алевритопесчанистые, известняки спикуловые.

Терригенные породы наиболее распространены. Среди них преобладают различные по структуре (от 0.05 до 2 мм) песчаники. По составу они все относятся к граувакковым песчаникам. По результатам подсчета в шлифах они занимают поля кварц-полевошпатовых, полевошпатово-кварцевых и в меньшей степени собственно граувакк на треугольной диаграмме В. Д. Шутова (Шутов, 1972). Эти результаты подтверждают силикатные анализы песчаников, пересчитанные по специальной методике (Шванов, 1987). Обломки разной степени окатанности с преобладанием однобалльных по пятибалльной шкале. Материал обычно плохо сортирован. Кластическая часть песчаников состоит из обломков изверженных, осадочных и метаморфических пород, кварца, полевого шпата, иногда значительного количества хлорита. Более детально изучен состав песчаников на р. Кожим. Это сиалические породы доуралид (метаморфические породы и гранитоиды), вулканической дуги (эффузивы основного, среднего и кислого составов), породы Лемвинской (силициты) и Елецкой зон (органогенные известняки) (Салдин, Швецова, 2004). По составу флишевые артинские песчаники отличаются от песчаников флишевых формаций Лемвинской зоны (Салдин, 2005). Состав кластики алевролитов сходен с песчаниками, лишь значительно убывает роль обломков пород.

Глинистые породы представлены алевритистыми, известковыми и чистыми аргиллитами. По минеральному составу аргиллиты в основном хло-

рит-гидрослюдистые с включением смешанослойных образований. Цвета аргиллитов темно-серые, черные, темно-серые с зеленоватыми оттенками. Мощность слоев аргиллитов обычно варьирует от 0.1 до 40 см, однако в отдельных случаях достигают нескольких метров. В аргиллитах отмечается тонкослоистая текстура. Аргиллитами сложена нижняя часть (120 м) формации на р. Щугор (зырянфельская свита).

Грубообломочные породы редко образуют самостоятельные слои и составляют около 1-2 % объема свиты. Среди конгломератов выделяются полимиктовые и глинистые разновидности. Они встречены на реках Щугор и Подчерем. Полимиктовые конгломераты мелкогалечные (мощность слоев до 2 м), сложенные больше чем на половину обломками кремнистых пород, различных по составу и цвету. Глинистые конгломераты формируют отдельные линзовидные участки среди песчаников мощностью 1.5 м. Гравелиты образуют редкие слои, относительно часто встречаются в виде линзовидных прослоев внутри толстопластовых песчаников и в основании песчаников. Также как в полимиктовых конгломератах значительно преобладают обломки кремнистых пород (фтанитов, радиоляритов, спонголитов, глинисто-кремнистых сланцев, яшмоидов), другая часть обломков представлена кварцевыми песчаниками, основными и средними эффузивами, алевролитами и глинистыми породами.

Микститы - смешанная порода как по структуре, так и по составу. В микститах выделяются три компонента: 1) рассеянные обломки (гравий, гальки, глыбы, валуны); 2) блоки пластовых пород (переслаивающиеся песчаники, алевролиты и аргиллиты); 3) основная связующая масса песчано-алеврито-глинистого состава. Эти образования развиты во многих разрезах (реки Щугор, Вангыр, Подчерем, Косью, Оселок (бассейн р. Подчерем)). Мощность их достигает нескольких десятков метров.

Карбонатные породы составляют не более 5 % объема формации и представлены различными известняками, которые имеют неравномерное распространение. Среди известняков выделены типы: хемогенные, обломочные и детритовые, кремнистые спиккуловые известняки. Породы хемогенной группы встречаются во всех разрезах и представлены пелитоморфным известняком, сложенным пелитоморфным кальцитом (50-90 %), глинистыми минералами и кварцем алевритовой и тонкопесчаной размерности часто с включением органических остатков. По классификации смешанных терригенно-карбонатных пород они соответствуют обычно алевро-песчано-глинистым известнякам. Хемогенные известняки встречаются в виде пластов до 0.5 м, обычно 3-5 см, желваков и линз. Часто ассоциируют с алевритово-аргиллитовыми пачками (циклиты ЭЦ-2 и ЭЦ-3) и четко выявляются среди других пород формации благодаря желтоватой поверхности выветривания. Отдельно выделяются глинисто-алевритовые известняки, которые отличаются алевритоморфной структурой от хемогенных известняков, и в виде

самостоятельных слоев мощностью до 0.5 м встречаются в отдельных разрезах (в низах формации на р. Вангыр, в чулякоськом породном комплексе на р. Щугор) и разрезе постепенно переходят в песчаники, аргиллиты или алевролиты в разной степени известковые. Обломочные известняки встречены на реках Щугор, Кожим, Вангыр, Подчерем. Они представлены конглобрекциями (мощность до 0.2 м) и отмечаются в основании слоев песчаников (ЭЦ-1). Обломки галечной размерности по составу аналогичны хемогенным известнякам, а заполнителем служит граувакковый песчаник.

Условия образования флишевой формации

Флишевая формация как региональный парагенезис отложений гравиационных потоков, в котором ведущую роль играют турбидиты, имеет первостепенное значение, и в первую очередь для геотектонических реконструкций (Фролов, 1994). Данное генетическое определение флишевой формации в настоящее время принимается большинством исследователей. Отдельные турбидиты могут образоваться в различных обстановках осадконакопления, однако их мощные образования (многие сотни метров) большинство исследователей связывают с глубоководными подводными конусами выноса в подножие склонов (Лисицын, 1988; Фролов, 1994, 1995; Мизенс, 1997 и др). Следует относить такие мощные толщи пород к флишевой формации, если турбидиты составляют более половины. Основным критерием диагностики отложений турбидных потоков являются их текстурные особенности, а именно последовательность текстур цикла Боума. Элементарные циклиты видов ЭЦ-1, ЭЦ-2 и ЭЦ-4 по текстурным признакам можно интерпретировать как турбидиты.

Флишевая формация может образоваться в разных частях крупной тектонической структуры и на разных этапах его развития. На севере Урала в позднем палеозое флишевые отложения впервые установил К. Г. Войновский-Кригер. В ранге формаций они рассматривались в работах В. И. Чалышева (1976), В. Н. Пучкова (1979), А. И. Елисеева (1978), В. В. Юдина (1994) и др. А. И. Елисеевым (2004) в последние годы выделены по литолого-тектоническому принципу на примере палеозойской пассивной континентальной окраины северо-востока Европейского континента семейства формаций для шельфовых и батиальных зон. Семейство флишевых формаций венчает ряд батиальной зоны, но она также развита и в шельфовой зоне, где вверх по разрезу и в западном направлении ее сменяют нижняя и верхняя молассы. Логично выделить также семейство молассовых формаций, которые вместе с семейством флишевых образуют группу орогенных формаций.

На севере Урала выделяются три флишевые формации (Салдин, 2005), отличающиеся составом, строением, возрастом и распространением: карбонатно-терригенная каменноугольная (райизская и яйюская свиты), терригенная ассельско-сакмарская (кечпельская свита) и терригенная ар-

тин-ская (гусиная, косьинская и орловкинская свиты). Первые две венчают батиальный ряд пассивной континентальной окраины Восточно-Европейского континента (Лемвинская зона Западно-Уральской мегазоны), последняя – перекрывает шельфовый ряд формаций Елецкой зоны Западно-Уральской мегазоны. Формирование флиша прежде всего отражает начало коллизионного этапа развития Урала. Пространственно-временные взаимоотношения флишевых формаций между собой, а также с подстилающими и перекрывающими формациями отражают возникновение и заполнение остаточного глубоководного прогиба, время образования Предуральского краевого прогиба, заложившегося на месте мелководного карбонатного шельфа этой окраины. Флишевый бассейн обычно представляет прогиб (Вассоевич, 1948).

Образование отложений артинской терригенной флишевой формации (мощность около 2000 м) связано, главным образом, с турбидными потоками, а также с оползнями, фоновой пелагической седиментацией, зерновыми и дебритными (обломочными потоками) и, возможно небольшая часть, с донными течениями. К турбидитам отнесены ЭЦ-1 и ЭЦ-2, ЭЦ-4. Об этом свидетельствует полная или сокращенная последовательность текстур цикла Боумы. Отложения массивных слоев песчаников – несколько метров мощностью с относительно резкими границами в подошве и кровле – по-видимому, возникли в результате деятельности зерновых потоков. Микститы, хаотично встречающиеся в разрезах, не связаны, как мы считаем, с циклическими процессами, и образовались в результате пластичных обломочных потоков. Складки, наблюдаемые в алевро-глинистых отложениях ЭЦ-3, интерпретируются как оползневые. Аргиллиты, развитые в основании формации, диагностируются как пелагические. К пелагическим относится, по всей видимости, и часть верхних интервалов ЭЦ-2, ЭЦ-3 и ЭЦ-4. Ассоциация данных генетических типов отложений сопоставляется с обстановками верхней и средней частей подводного конуса выноса.

Смещение флишенакпления в западном направлении продолжалось с ранневизейского по артинское время включительно. На севере Урала по латерали и разрезу переход предфлишевых к флишевым отложениям осуществляется по правилу Головкинского-Вальтера. В пределах Лемвинской зоны миграция проходила с востока на запад в визейско-сакмарское время. В Елецкой зоне и Предуральском краевом прогибе она началась и закончилась в артинское время. Изменчивость возраста и состава предфлишевых отложений и их батиметрия показаны на схеме (рис. 5.4). Осадконакопление предфлишевых отложений предположительно происходило на приподнятых участках бассейна (валах). Эти положительные морфоструктуры, во-первых, служили барьерами для потоков обломочного материала в западном направлении, во-вторых, обуславливали конденсацию разреза. Наблюдаются два временных уровня резкого смещения барьеров: на границе карбона и перми, на

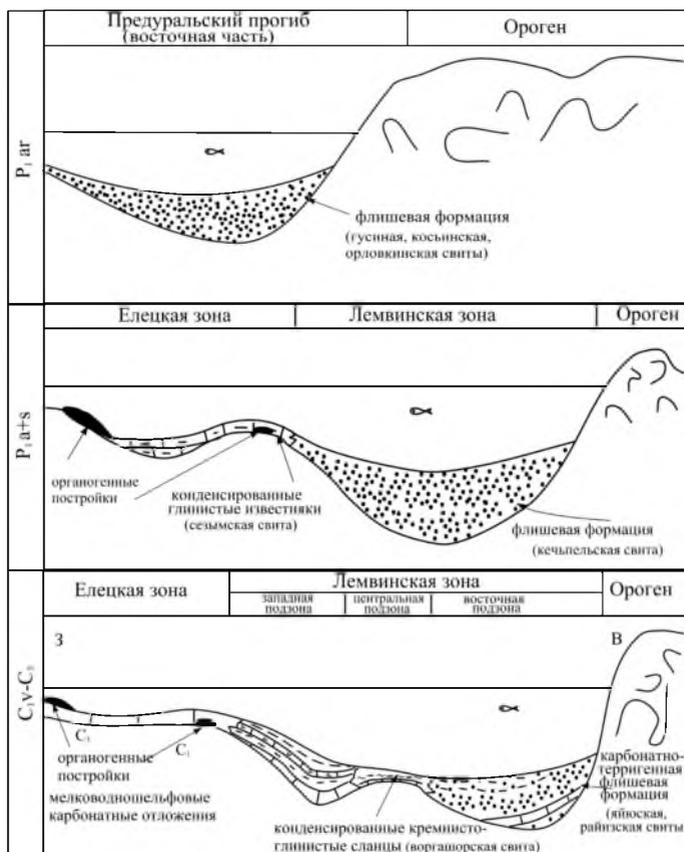


Рис. 5.4. Миграция флишенакпления в широтном направлении на севере Урала в позднепалеозойское время.

границе сакмарского и артинского времени. Вероятно, эти события были обусловлены импульсным характером тектогенеза. Поднятия возникали, по-видимому, в результате коробления дна бассейна при начальном проявлении коллизии. Флишевая формация в Елецкой зоне и Предуральском прогибе от верховья р. Печора до верховья р. Уса одновозрастна, поэтому глубоководный прогиб на этой территории закладывался, можно считать, одновременно.

Изучение палеотечений во флишевых отложениях дает представление о нахождении источников сноса, определяет направление уклонов дна бассейна и способствует выявлению конфигурации его склонов в плане. Измерения (около 200) ориентированных подошвенных текстур в песчаниках фли-

шевых формаций указывают на широкий спектр направлений палеотечений (рис. 5.5) с преобладанием юго-западного (Лемвинская зона, Косью-Роговская впадина) и северо-восточного (Большесынинская впадина) (Салдин, 2002). Проведенные измерения свидетельствуют также о незначительном влиянии постседиментационных тектонических нарушений на ориентировку текстур. По-видимому, тектонические пластины, чешуи и покровы под направленным стрессом незначительно поворачивались в горизонтальной плоскости. Парадоксальными являются ориентировки в бассейне р. Лемва, в районе северного ограничения Кожимского поперечного поднятия. Здесь турбидные потоки были направлены с ассельского по артинское время на восток. Однако верхнепалеозойские типы разрезов, направление миграции терригенного осадконакопления и состав терригенных пород однозначно свидетельствуют только о восточном источнике сноса. Такие ориентировки объясняются изгибом прогиба, вероятно, обусловленным существовавшим выступом в конфигурации сочленения Восточно-Европейского и Казахстанского континентов на этом участке. Эта ориентировка позволяет также предположить, что докембрийские метаморфические и перекрывающие их допермские породы антиклинория были уже приподняты в ассельское время и размывались. Вероятно, именно этот выступ и отразился в очертаниях современного Урала при его возрождении в кайнозое.

Таким образом, на основе новых фаунистических данных была уточнена, а в некоторых районах существенно изменена стратиграфия верхнепалеозойских отложений. Проведена типизация предфлишевых отложений (верхней части визейско-нижнеартинской калейдовой формации) с выделением разрезов четырех типов: 1) глинисто-известнякового (сезымский тип); 2) двухчленного строения – рифогенного внизу и глинисто-известнякового вверху (ильчский тип); 3) двухчленного строения – рифогенного внизу и кремнисто-глинисто-известнякового с многочисленными спикулами губок вверху (кожимский тип); 4) двухчленного строения – полидетритово-известнякового внизу и кремнисто-глинисто-известнякового с многочисленными спикулами губок внизу (западнощгорский тип). Взаимоотношения типов разрезов в пространстве свидетельствует о сильной фациальной изменчивости предфлиша как в широтном, так и меридиональном направлениях. На основе циклического анализа даны особенности строения флишевой формации и показаны границы с подстилающими и перекрывающими формациями. Детальные структурные построения позволили оценить мощность формации и ее изменчивость в широтном направлении от 2000 м на востоке до 100 м на западе. Изучены типы пород флишевой формации и рассмотрены предполагаемые источники сноса обломочного материала, заполняющего ПКП в артинское время. Это сиалические породы доуралид (метаморфические породы и гранитоиды), образовавшие вулкани-

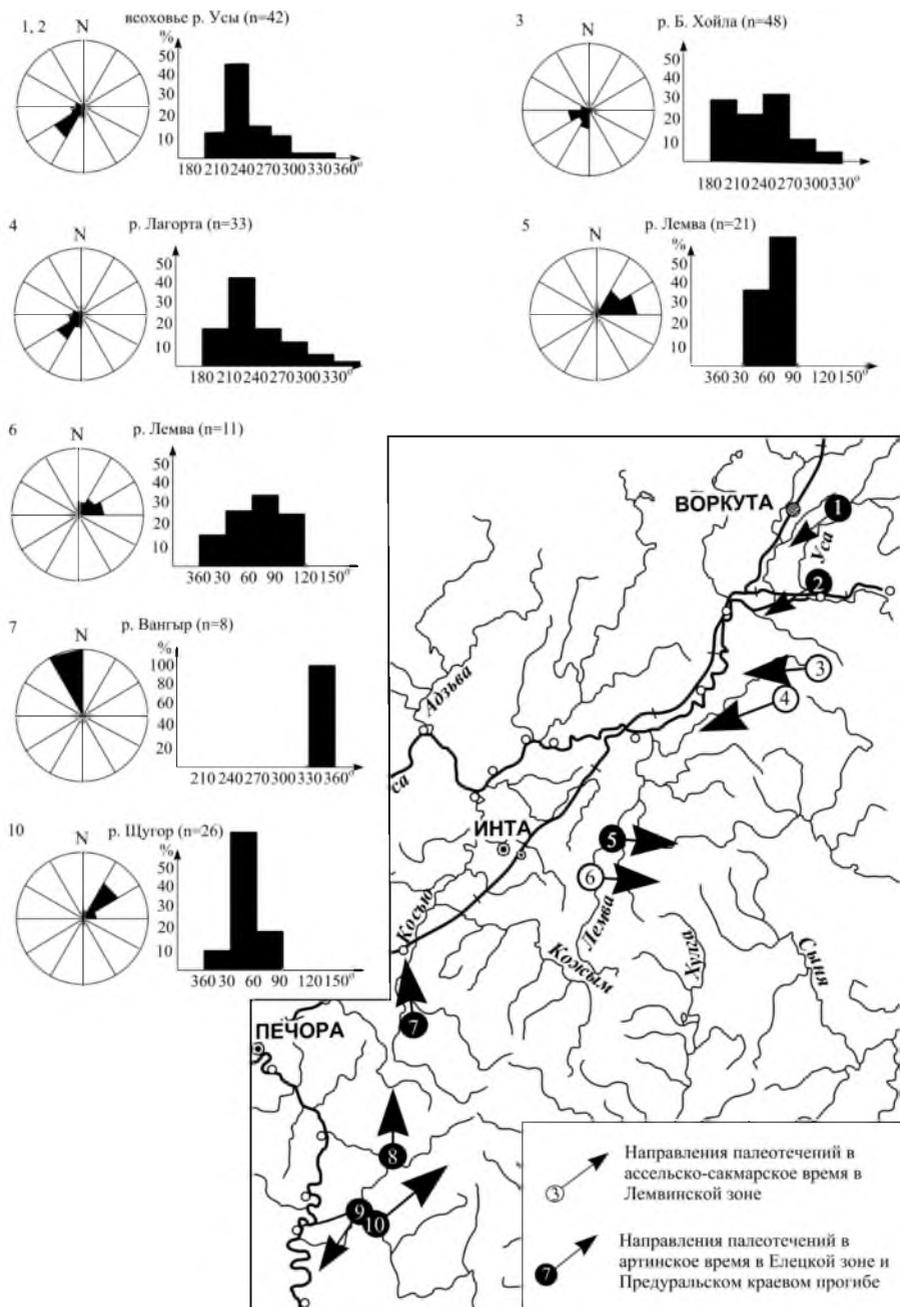


Рис. 5.5. Розы-диаграммы ориентировок подошвенных знаков нижнепермских песчаников севера Урала и схема палеотечений.

ческие дуги (эффузивы основного, среднего и кислого составов), породы Лемвинской зоны (силициты) и Елецкой зоны (органогенные известняки). Выявлены некоторые генетические типы пород: турбидиты, дебриты, зерниты, контуриты, гемипелагиты и оползневые отложения. Ассоциация данных генотипов говорит о их образовании в обстановках глубоководного конуса выноса. По ориентировке подошвенных текстур в песчаниках флишевой формации восстановлены направления палеотечений в бассейне. Пространственно-временное положение флишевых формаций на севере Урала в разных структурно-формационных зонах говорит об импульсивном прерывистом характере миграции флишенакпления. Одновозрастность нижней границы формации указывает на приблизительно одновременное заложение Предуральского краевого прогиба (именно в это время он соответствовал геоморфологическому понятию) на всей изученной части севера Урала и одновременное его заполнение обломочным материалом.

Предуральский краевой прогиб считается перспективным объектом для поисков залежей нефти и газа и прироста их ресурсов. Полученные нами результаты о характере фациальной изменчивости верхнекаменноугольно-артинских подстилающих карбонатных и глинисто-карбонатных отложений, строение и вариация мощности флишевой формации, несомненно, будут способствовать поисковым работам. Стратиграфия, состав и условия образования верхнепалеозойских отложений восточной части Предуральского прогиба довольно резко отличаются от отложений западной части прогиба, изученной по скважинам.

РЕЗУЛЬТАТЫ ИССЛЕДОВАНИЙ

В заключение изложим основные выводы.

1. Сравнительный формационный анализ показал, что формационные ряды северо-восточной пассивной окраины Восточно-Европейского континента в палеозое имеют много общего с подобными рядами западной окраины Северо-Американского континента, поэтому могут быть отнесены к одному типу – западноуральскому.

2. Изучение базального горизонта верхнекембрийско-нижнеордовикской формации Севера Урала показало, что золоторудная минерализация воротинской свиты является захороненной прибрежно-морской россыпью. В основании терригенной золотоносной алькесвожской толщи фрагментарно присутствуют древние метаморфизованные коры выветривания, представленные разнообразными по составу глиноземистыми и железистыми породами. На основании литохимических данных среди изученных гидратизатов выделено шесть разновидностей, различающихся по величине гидролизатного модуля (ГИ), содержанию щелочей и по соотношению гидролизатных компонентов (алюминия, железа и титана).

3. В составе среднеашгильско-нижнеэмской калейдовой формации выделены соподчиненные субформации: сульфатно-карбонатная, глинисто-карбонатная и карбонатная, которые в свою очередь подразделены на латеральные ряды градаций (типов разрезов). Латеральные ряды градаций в составе субформаций отражают широкий седиментологический спектр в пределах морского бассейна, который характеризовался крайней мелководностью. Признаком, объединяющим седиментационное разнообразие верх-неордовикско-нижнедевонских отложений в единую формацию, является интенсивное рифообразование на окраинах платформ-шельфов. В строении формации выявлена определенная закономерность, показавшая, что образование формации начиналось и завершалось в условиях развивающейся регрессии. Закономерное сочетание геологических тел субформаций в составе формации и латеральный ряд градаций внутри них являются результатом периодической смены тектонических режимов платформ-шельфов и платформ-рампы, обусловленных региональными тектоническими событиями и формированием органогенных сооружений.

4. В строении верхневизейско-нижнеартинской калейдовой формации бассейна р. Унья выделено две градации: кожимская (известняковая) и уньинская (доломитово-кремнисто-известняковая). Основными факторами, повлиявшими на формирование этой части калейдовой формации, являлись наличие на юге – юго-западе Колво-Вишерского мелководного бассейна и островного поднятия "Ксенофонтово" и относительно глубоководной области – на севере. Положение последней соответствует депрессии окского времени, где формировалась кушковатская градация платамовой формации.

5. На основе новых фаунистических данных была уточнена, а в некоторых районах довольно сильно изменена стратиграфия верхнепалеозойских отложений. Проведена типизация предфлишевых отложений (верхней части визейско-нижнеартинской калейдовой формации) с выделением разрезов четырех типов. Взаимоотношение типов разрезов в пространстве свидетельствует о сильной фациальной изменчивости предфлиша как в широтном, так и меридиональном направлениях. Образование отложений артинской терригенной флишевой формации связано с турбидными и дебритными потоками, оползнями и фоновой пелагической седиментацией. На севере Урала переход по латерали и разрезу от предфлишевых к флишевым отложениям проходил с поздневизейского по артинское время скачкообразно. Одновременность нижней границы артинской терригенной флишевой формации указывает на приблизительно одновременное заложение Предуральского краевого прогиба (именно в это время он соответствовал геоморфологическому понятию) на всей изученной части севера Урала и одновременное его заполнение обломочным материалом.

6. Полученные литологические данные при изучении формаций могут быть использованы при геологической съемке и поисках месторождений полезных ископаемых, тем более, что в настоящее время в практике геолого-съемочных работ все чаще используются не стратиграфические, а литостратиграфические единицы (свиты).

Литература

- Абушик А. Ф., Шамсутдинова Л. В. Остракоды раннего девона Тимано-Печорской провинции. С-Пб: ВСЕГЕИ, 2000. 181 с.
- Антошкина А. И. Рифообразование в палеозое (на примере севера Урала и сопредельных территорий). Екатеринбург: УрО РАН, 2003а. 303 с.
- Антошкина А. И. Эволюция рифообразования как отражение геодинамики континентальной окраины (на примере палеозоя севера Западного Урала) // Генетический формационный анализ осадочных комплексов фанерозоя и докембрия: Мат-лы 3-го Всерос. литолог. совещания. М.: Изд-во МГУ, 2003б. С. 39-42.
- Антошкина А. И. Взаимосвязь развития карбонатной платформы и рифообразования (на примере палеозоя северо-востока Европы) // Карбонатные осадочные последовательности Урала и сопредельных территорий: седименто- и литогенез, минералогия: Мат-лы 6-го Уральского регион. литолог. совещ. Екатеринбург: ИГГ УрО РАН, 2004. С. 10-11.
- Антошкина А. И., Безносова Т. М. Венлокские и лудловские отложения гряды Чернова // Стратиграфия и палеогеография фанерозоя Европейского северо-востока СССР. Сыктывкар: Коми НЦ УрО АН СССР, 1987. С. 21-23. (Тр. X геол. конф. Коми АССР).
- Антошкина А. И., Безносова Т. М. Новые данные по стратиграфии венлокских отложений Большеземельской тундры // Бюлл. МОИПа, отд. геол. 1988. Т. 63. Вып. 6. С. 32-39.

- Антошкина А. И., Безносова Т. М. О границе лландовери и венлока на Урале // Геология и минеральные ресурсы европейского северо-востока России: новые результаты и новые перспективы: Материалы XIII Геол. съезда Республики Коми. Т. II. Сыктывкар: Геопринт, 1999. С. 187-189.
- Антошкина А. И., Безносова Т. М. Динамика разнообразия силурийской биоты (на примере Тимано-Североуральского региона) // Среда и жизнь в геологическом прошлом: Тез. докл. Всерос. симпоз. Новосибирск, 2000. С. 76-77.
- Антошкина А. И., Безносова Т. М. Новые данные по стратиграфии пограничных отложений ордовика и силура южной части гр. Чернышева // Геология и минеральные ресурсы европейского северо-востока России: Мат-лы XIV геол. съезда Республики Коми. Т. III. Сыктывкар: Геопринт, 2004. С. 215-218.
- Антошкина А. И., Ульянов П. В., Шеболкин Д. Н. Верхнеордовикские отложения в разрезе р. Изъяю // Геология и минеральные ресурсы Европейского Северо-Востока России: Мат-лы XIV геол. съезда Республики Коми. Т. III. Сыктывкар: Геопринт, 2004. С. 211-214.
- Антошкина А. И., Васенева Т. А. Фациальный контроль границы силура и девона на Приполярном Урале // Девонские наземные и морские обстановки: от континента к шельфу (Проект 499 МПГК /Международная комиссия по стратиграфии девона): Материалы Междунар. конф. Новосибирск: СО РАН, филиал "ГЕО", 2005. С. 15-17.
- Безносова Т. М., Мянник П. Граница лландовери и венлока на севере палеоконтинента Балтия // ДАН, 2005. Т. 401, № 5. С. 1-4.
- Биостратиграфия силурийских и девонских отложений Печорского Урала / А. И. Першина, В. С. Цыганко, Э. С. Щербаков, Н. А. Боринцева. Л.: Наука, 1971. 130 с.
- Богданов М. А. Палеозойские геосинклинали обрамления Тихого океана. М.: Наука, 1975. 260 с. (Тр. ГИН АН СССР. Вып. 269).
- Варсановьева В. А. Геологическое строение территории Печорско-Ильчского государственного заповедника // Тр. Печорско-Ильчского гос. заповедника. Вып. 1. М., 1940. С. 5-214.
- Варсановьева В. А. К вопросу о генезисе и возрасте Усть-Бердышского месторождения бурого железняка на р. Унья // Изв. АН СССР, сер. геол., № 2, 1944. С. 80-86.
- Варсановьева В. А. К стратиграфии среднекаменноугольных отложений бассейна Малой Печоры // Материалы по геологии Северного Урала и Тимана. Сыктывкар, 1962. С. 38-50. (Тр. Ин-та геологии Коми филиала АН СССР, Вып. 3).
- Варсановьева В. А. К характеристике визейских отложений бассейна Малой Печоры // Тр. Ин-та геол. Коми филиала АН СССР, вып. 5. Сыктывкар: Коми кн. изд-во, 1965. С. 3-20.
- Вассович Н.В. Методика изучения флиша. Л.: Гостоптехиздат, 1948. 216 с.
- Войновский-Кригер К. Г. Два комплекса палеозоя на западном склоне Полярного Урала // Сов. геология, 1945. № 6. С. 27-45.
- Вылцан И. А. Особенности строения и методика выделения ритмов второго порядка - ритмогамм в осадочных формациях // Литология и полезные ископаемые, 1973. №1. С. 75-86.
- Геохимия древних толщ севера Урала / Отв. ред. акад. Н. П. Юшкин. Ред.-сост. Я. Э. Юдович и М. П. Кетрис. Сыктывкар: Геопринт, 2002. 333 с.
- Глиноземистые и железистые породы Приполярного Урала / И. В. Козырева, Я. Э. Юдович, И. В. Швецова и др. Екатеринбург: УрО РАН, 2003. 102 с.

- Голдин Б. А., Рябков Ю. И. Пагинско-Верхнепогурейская метабоксит-графит-фосфорит-сепиолитовая формация Полярного Урала // Геология и минеральные ресурсы северо-востока России: новые результаты и новые перспективы: Мат-лы XIII геол. съезда Респ. Коми. Т. IV. Сыктывкар: Геопринт, 1999. С. 22-23.
- Горский В. П. Стратиграфия пермских отложений правобережья Средней Печоры // Материалы по геологии Урала. Л., 1964. С. 70-91. (Тр. ВСЕГЕИ, нов. серия "б", т. 109).
- Гроздилова Л. П., Лебедева Н. С. Фораминиферы нижнего карбона и башкирского яруса среднего карбона Колво-Вишерского края // Микрофауна СССР. Сб. VII. Л., 1954. С. 4-236. (Тр. ВНИГРИ, нов. сер. Вып. 81).
- Елисеев А.И. Формации зон ограничения северо-востока Европейской платформы (поздний девон и карбон). Л.: Наука, 1978. 203 с.
- Елисеев А.И. Сравнительный формационный анализ ограничений платформ в палеозое. Сыктывкар, 1982. 56 с. (Сер. сообщ. "Научные доклады" / Коми филиал АН СССР; Вып. 78).
- Елисеев А. И. Семейства формаций восточной пассивной окраины Европейского континента в палеозое // Геология и минеральные ресурсы европейского северо-востока России: новые результаты и новые перспективы: Мат-лы XIII геол. съезда Республики Коми. Т. II. Сыктывкар: Геопринт, 1999. С. 101-102.
- Елисеев А. И. Карбонатные формации палеозойских пассивных континентальных окраин Западноуральского типа // Литология и нефтегазоносность карбонатных отложений: Мат-лы II Всерос. литол. совещ. и Восьмого симпозиума по ископаемым кораллам и рифам. Сыктывкар: Геопринт, 2001. С. 21-22.
- Елисеев А. И. Проблемы формационного анализа палеозойских отложений Тимано-Уральского региона // Геология и минеральные ресурсы европейского северо-востока России: Мат-лы XIV геол. съезда Респ. Коми. Т. III. Сыктывкар: Геопринт, 2004. С. 18-19.
- Жемчугова В. А., Мельников С. В., Данилов В. Н. Нижний палеозой Печорского нефтегазоносного бассейна (строение, условия образования, нефтегазоносность). М.: Академия горных наук, 2001. 110 с.
- Зона межформационного контакта в каре оз. Грубепенднты / Я. Э. Юдович, Л. И. Ефанова, И. В. Швецова и др. Сыктывкар: Геопринт, 1998. 98 с.
- Калашников Н. В. Нижнекаменноугольные отложения бассейна р. Уньи // Стратиграфия каменноугольных отложений западного склона Северного и Приполярного Урала. / Тр. Ин-та геол. Коми филиала АН СССР, вып. 11. Сыктывкар: Коми кн. изд-во, 1970. С. 25-40.
- Калашников Н. В., Михайлова З. П. К стратиграфии верхнего карбона р. Уньи // Геология северо-востока европейской части СССР и севера Урала. Сыктывкар, 1971. С. 55-65. (Тр. Ин-та геол. Коми филиала АН СССР, вып. 14).
- Калашников Н. В., Михайлова З. П. Стратиграфия среднего карбона реки Уньи / Ежегодник-1976 Института геологии Коми филиала АН СССР. Сыктывкар, 1977. С. 24-28.
- Калашников Н. В., Михайлова З. П. Ассельский ярус малой Печоры // Палеозой севера Урала и Печорской синеклизы. Сыктывкар, 1984. С. 42-45. (Тр. Ин-та геологии Коми филиала АН СССР; Вып. 49).
- Карагодин Ю. Н. Седиментационная цикличность. М.: Недра, 1980. 242 с.
- Кей М. Край континента в палеозое в центральных частях штата Невада, запад Соединенных Штатов Америки // Труды XXI сессии МГК, вып. 1. М, 1963. С. 480-497.

- Келлер Б. М. Тектоническая история и формации верхнего докембрия // Итоги науки и техники. Общая геология. Т. 5. М, 1973. 120 с. (ВИНИТИ).
- Козырева И. В., Швецова И. В., Попова Т. Н. Находка Nd-таленита на Приполярном Урале // Вестник ИГ, 2004, №6. С. 2-3.
- Козырева И. В., Швецова И. В., Юдович Я. Э. Гигантокристаллический хлоритоид Приполярного Урала // Записки РМО, 2005, № 4. С. 71-82.
- Козырева И. В., Швецова И. В., Юдович Я. Э. Эвклаз Приполярного Урала: новые данные // Доклады АН, 2004. Т. 398, № 2. С. 228-231.
- Конвергентные глиноземистые метациклолиты Приполярного Урала / И. В. Козырева, Я. Э. Юдович, И. В. Швецова, М. П. Кетрис // Геология и минеральные ресурсы европейского северо-востока России: Мат-лы XIV геол. съезда Респ. Коми. Сыктывкар: Геопринт, 2004. Т. II. С. 95-98.
- Леонов Ю. Г. Учение о платформах Н. С. Шатского и современные подходы // Стратиграфия. Геологическая корреляция. 1995. № 6. С. 16-24.
- Лисицын А. П. Лавинная седиментация и перерывы в осадконакоплении в морях и океанах. М.: Наука, 1988. 308 с.
- Лоувелл Д. Л. Край ордовикской миогеосинклинали в Центральной Неваде // Труды XXI сессии МГК. Вып. 1. М., 1963. С. 213-230.
- Малышев Н. А. Тектоника, эволюция и нефтегазоносность осадочных бассейнов европейского севера России. Екатеринбург: УрО РАН, 2002. 270 с.
- Мартынов А. В. Литолого-фациальные критерии прогноза нефтегазоносности ордовикско-нижнедевонских отложений Тимано-Печорской провинции: Автореф. ... канд. геол.-минер. наук. Санкт-Петербург, 1998. 27 с.
- Мизенс Г. А. Верхнепалеозойский флиш Западного Урала. Екатеринбург: УрО РАН, 1997. 230 с.
- Никулова Н. Ю., Ефанова Л. И., Швецова И. В. Литология и золотоносность базальных слоев уралит на хр. Малдынырд (Приполярный Урал). Сыктывкар: Геопринт, 2004. 54 с.
- Опорные разрезы пограничных отложений силура и девона Приполярного Урала (путеводитель полевого семинара) / Под ред. В. С. Цыганко, В. А. Чермных. Сыктывкар, 1983. 103 с.
- Опорные разрезы верхнего ордовика и нижнего силура Приполярного Урала / А. И. Антошкина, Н. Я. Анцыгин, Т. М. Безносова и др. Сыктывкар, 1987. 108 с.
- Опорные разрезы верхнего карбона и нижней перми Западного склона Урала и Приуралья / Б. И. Чувашов, Г. В. Дюпина, Г. А. Мизенс, В. В. Черных. Свердловск: УрО АН СССР, 1990. 412 с.
- Пучков В. Н. Батиментальные комплексы пассивных континентальных окраин геосинклинальных областей. М.: Наука, 1979. 258 с.
- Пучков В. Н. Новые данные по стратиграфии и тектонике палеозоя лемвинского типа в бассейне Верхней Печоры // Геология и полезные ископаемые северо-востока европейской части СССР. Сыктывкар, 1973. С. 9-15. (Ежегодник—1972 Ин-та геол. Коми фил. АН СССР).
- Равикович А. И. К характеристике биогермных фаций верхнего палеозоя в бассейне Верхней Печоры (р. Унья) // Бюлл. МОИП, 1956. Отд. геол., т. 31, вып. 2. С. 37-59.
- Романовский С. И. Литогеодинамика осадочных бассейнов // Осадочные бассейны России, вып. 1. С.-Пб.: Изд.-во ВСЕГЕИ, 1996. 44 с.

- Салдин В. А. Верхнепалеозойские терригенные формации Лемвинской зоны Урала: Автореф. ... канд. геол.-минер. наук. Сыктывкар, 1996. 18 с.
- Салдин В. А. Карбонатные обломочные образования в нижней перми севера Предуральяского краевого прогиба // Литология и нефтегазоносность карбонатных отложений: Мат-лы II Всерос. литолог. сов. и восьмого Всерос. симп. по ископаемым кораллам и рифам. Сыктывкар: Геопринт, 2001. С. 69-70.
- Салдин В. А. Палеотечения в флишевых бассейнах севера Урала // Терригенные осадочные последовательности Урала и сопредельных территорий: седименто- и литогенез, минерагения: Материалы 5-го Уральского регионального литологического совещания. Екатеринбург: ИГГ УрО РАН, 2002. С. 191-193.
- Салдин В. А. Стратиграфия артинских отложений правобережья Средней Печоры // Палеонтология и стратиграфия перми и триаса северной Евразии: Автореф. докл. IV Всерос. конф. М.: ПИН РАН, 2002. С. 87.
- Салдин В. А. Новые данные по геологии нижнепермских отложений р. Кожым (Приполярный Урал) // Литогенез и геохимия осадочных формаций Тимано-Уральского региона. №4. Сыктывкар: Геопринт, 2002. С. 11-33. (Тр. Ин-та геологии Коми науч. центра УрО РАН; Вып. 111).
- Салдин В. А. Верхнепалеозойские флишевые формации севера Урала как индикаторы палеодинамики // "Вестник" Института геологии Коми НЦ УрО РАН, 2005, № 10. С. 2-5.
- Салдин В. А., Швецова И. В. Минерально-петрографический состав артинских песчаников козынской свиты (Приполярный Урал) // Литогенез и геохимия осадочных формаций Тимано-Уральского региона. №5. Сыктывкар: Геопринт, 2004. (Тр. Ин-та геологии Коми науч. центра УрО РАН; Вып. 116). С. 59-79.
- Сандула А. Н. Литологические особенности верхневизейско-нижнеартинской карбонатной формации в разрезе р. Уньи // Структура, вещество, история литосферы Тимано-Североуральского сегмента: Информ. мат-лы 12-й науч. конф. Ин-та геол. Коми НЦ УрО РАН. Сыктывкар: Геопринт, 2003. С. 239-241.
- Сандула А. Н. Нижнепермский рифогенный массив "Писанный камень" (р. Унья, Северный Урал) // Геология рифов: Материалы Международного совещания. Сыктывкар: Геопринт, 2005. С. 145-147.
- Сандула А. Н., Пономаренко Е. С. "Кремнистая слуда" на р. Унье (Северный Урал) // Структура, вещество, история литосферы Тимано-Североуральского сегмента: Информационные материалы. Сыктывкар: Геопринт, 2005.
- Сандула А. Н., Шадрин А. Н. Пограничные отложения платамовой и калейдовой формации в разрезе реки Уньи (Северный Урал) // Структура, вещество, история литосферы Тимано-Североуральского сегмента: Информ. мат-лы 13-й науч. конф. Ин-та геол. Коми НЦ УрО РАН. Сыктывкар: Геопринт, 2004. С. 176-180.
- Стратиграфические схемы Урала / Под ред. Н. Я. Анцыгина, Б. А. Попова, Б. И. Чувашова. Екатеринбург, 1993.
- Фролов В. Т. История изучения, строение, происхождение и геологическое значение флиша // Флиш и флишоидные комплексы в различных зонах земной коры (формации и геоминералогия). М.: ГИН РАН, 1994. С. 4-20.
- Фролов В. Т. Литология. Кн.3. Учеб.пособие. М.: Изд-во МГУ, 1995. 352 с.
- Хворова И. В. Задачи и некоторые результаты изучения литологии формаций // Тр. ГИН АН СССР. Вып. 81. М., 1963. С. 7-29.

- Хипели Р. В. Закономерности формирования палеозойских органогенных построек и связанных с ними резервуаров на юге Хорейверской впадины: Автореф. ... канд. геол.-минер. наук. Сыктывкар, 1998. 19 с.
- Холодов В. Н. Проблемы доломитообразования на современном уровне развития литологии // Вопросы эволюции доломитообразования / Под ред. П. П. Тимофеева, В. Г. Кузнецова. М.: Наука, 1988. С. 3-23.
- Цыганко В. С. Стратиграфия и корреляция терригенных отложений нижнего девона Приполярного Урала и юга гр. Чернышева // Геология европейского севера России. Сб. 1. Сыктывкар: Геопринт, 1998. С. 54-62. (Тр. Ин-та геологии Коми научного центра УрО РАН; вып. 92).
- Чалышев В. И. Ритмичность флиша и моласс. Л.: Наука, 1976. 276 с.
- Чочиа Н. Г. Геологическое строение Колво-Вишерского края. Л.: 1955. 406 с. (Тр. ВНИГРИ, нов. сер. Вып. 91).
- Чувашов Б. А., Мизен Г. А., Черных В. В. Верхний палеозой бассейна р. Щугор (правобережье Средней Печоры, западный склон Приполярного Урала) // Материалы по стратиграфии и палеонтологии Урала. Екатеринбург: УрО РАН, 1999. Вып. № 2. С. 38-81.
- Щадрин А. Н., Сандула А. Н. Типы пород верхневизейско-нижнесерпуховских отложений в разрезе р. Унья (Северный Урал) // Карбонатные осадочные последовательности Урала и сопредельных территорий: седименто- и литогенез, минерагения: Мат-лы 6 Уральского регионального совещания. Екатеринбург, 2004. С. 193-195.
- Шванов В. Н. Петрография песчаных пород (компонентный состав, систематика и описание минеральных видов). Л.: Недра, 1987. 269 с.
- Шутов В. Д. Классификация терригенных пород и граувакки // Граувакки. М.: Недра, 1972. С. 9-29.
- Щеглов А. Д. Предисловие // Литогединамика и минерагения осадочных бассейнов. СПб.: ВСЕГЕИ, 1998. С. 5-8.
- Юдин В. В. Орогенез севера Урала и Пай-Хоя. Екатеринбург: Наука, 1994. 286 с.
- Юдович Я. Э., Казачкин М. Ю., Кетрис М. П., Швецова И. В. Находка коры выветривания на межформационном контакте (В. Печора, Северный Урал) // ДАН, 2004. Т. 367, № 6. С. 797-801.
- Antoshkina A. Ecology of Lower Devonian reefs in the Western Urals // Cour. Forsch.-Inst. Senckenberg. 2003a. V. 242. P. 111-123. Frankfurt am M.
- Antoshkina A.I. Facial control of Pridolian vertebrate assemblages in the Timan-northern Ural region // Ichthyolith Issues Special Publication 7. 2003b: 8-9.
- Antoshkina A.I. Late Ordovician succession in the Subpolar Urals // In: G.L.Albanesi, M.S.Beresi & S. M. Peralta (eds.) Proceedings 9th ISOS. INSUGEO, Serie Correlation Geologica, 2004a. 17: 353-355.
- Antoshkina A. Upper Ordovician in the Chernyshev Swell, Timan-northern Ural region // Conference Materials of WOGOGOB-2004 8th Meeting May 13-18, 2004b. Tallinn and Tartu, Estonia. P. 13-14.
- Antoshkina A.I. The Silurian of the Timan-northern Ural region // Proceedings of the Estonian Academy of Sciences, Geology, June 2000. Vol. 49 (2). P. 69-83.
- Antoshkina A. I., Beznosova T. M., Mannik P., Matukhin R. G., Menner V. V. and Modzalevskaya T. L. Correlation of the Silurian sequence of the Timan-northern Ural region with the Baltic sections and with the International Standard // Ichthyolith Issues Special Publication, 2000. N. 6. P. 17-21.

- Antoshkina A., Beznosova T., Mel'nikov S., Mannik P. Some comments on the Silurian stratigraphy of the Western Urals: steps towards global correlations // The fifth Baltic Stratigraphical Conference "Basin Stratigraphy - Modern Methods and Problems", September 22-27, 2002, Vilnius, Lithuania: Extended Abstracts. Vilnius, 2002. P. 17-18.
- Antoshkina A.I., Yurieva Z.P. Sedimentological events on the Silurian-Devonian boundary in the Timan-Urals region / Mid-Palaeozoic Bio- and Geodynamics: The North Gondwana - Laurussia Interaction // 15th International Senckenberg Conference. 2001. P. 5.
- Burchfiel B. C. Precambrian and Paleozoic stratigraphy of the Specter Range quadrangle, Nye County, Nevada // *Am. Assoc. Petrol. Geol. Bull.*, 1964. V.48. P. 40-56.
- Drewes H. Geology of Connors Pass Quadrangle Schell Creek Range East-Central Nevada // *U.S. Geol. Surv. Prof. Paper*, 1967. 557. 93 p.
- Ekren E. B., Anderson R.E., Rogers C.L. and Noble D.C. Geology of Northern Nellis Air Force Base Bombing and Gunnery Range, Nye County, Nevada // *U.S. Geol. Surv. Prof. Paper*, 1971. 651. 91 p.
- Hyde J. H. and Huttner G. W. Geology of Central Grant Range, Nevada // *Am. Assoc. Petrol. Geol. Bull.* 1970. V.54, N-3. P. 503-521.
- Kellog H. E. Paleozoic stratigraphy of the southern Egan Range, Nevada // *Geol. Soc. Amer. Bull.*, 1963. V.74. P. 685-708.
- Mannik P, Antoshkina A.I, Beznosova T.M. The Llandovery-Wenlock boundary in the Russian arctic // *Proc. Estonian Acad. Sci. Geol.*, 2000. P. 104-111.
- Merriam C. W. and Andersen C. A. Reconnaissance Survey of the Roberts Mountains, Nevada // *Bull. Geol. Soc. Amer.*, 1942. V.53. P. 1675-1726.
- Merriam Ch. W. Paleozoic rock of Antelope Valley Eureka and Nye Counties, Nevada // *U.S. Geol. Surv. Prof. Paper*, 1963. 423. 67 p.
- Nolan T. B., Merriam C. W. and Williams J. S. Stratigraphic Section at Eureka, Nevada // *U.S. Geol. Surv. Prof. Paper*, 1956. 276. P. 1-77.
- Roberts R. J., Hotz P.E., Gilluly J., Ferguson H.G. Paleozoic rocks of north-central Nevada // *Am. Assoc. Petrol. Geol. Bull.*, 1958. V.42. P. 2813-2857.
- Sharp R. P. Stratigraphy and structure of the southern Ruby Mountains, Nevada // *Geol. Soc. Amer. Bull.*, 1942. V.53. P.647-690.
- Smith J. F. Jr., Ketner K. B. Stratigraphy of Paleozoic rocks in the Carlin-Pinon Range area, Nevada // *U.S. Geol. Surv. Prof. Paper*, 1975. 867-a. 85 p.
- Stewart J. H. and Poole F. G. Lower Paleozoic and Uppermost Precambrian Cordilleran Miogeocline, Great Basin, Western United States // "Tectonics and sedimentation", Society of Economic Paleontologist and Mineralogist Special Publ., 1974. N-22. P. 28-57.
- Subpolar Urals Field Trip Guidebook / A.I. Antoshkina, E.O. Malysheva, P. Mannik (eds.). Syktyvkar: Geoprint, 2000. 119 p. (Supplement to Special Publication 6 of *Ichtyolith Issues*).
- Winterer E. L. and Murphy M. A. Silurian reef complex and associated facies, central Nevada // *Journ. Geology*, 1960. V.68. P. 117-139.

ОГЛАВЛЕНИЕ

Введение. <i>А. И. Елисеев</i>	3
Глава 1. Формационные ряды пассивных континентальных окраин западно-уральского типа в палеозое. <i>А. И. Елисеев</i>	4
Глава 2. Базальный горизонт верхнекембрийско-нижнеордовикской формации севера Урала. <i>Н. Ю. Никулова, И. В. Козырева</i>	18
Глава 3. Карбонатная верхнеордовикско-нижнедевонская формация севера Урала. <i>А. И. Антошкина</i>	25
Глава 4. Карбонатная верхневизейско-нижнеартинская формация западного склона Северного Урала. <i>А. Н. Сандула</i>	40
Глава 5. Терригенная флишевая Артинская формация севера Предуральяского краевого прогиба. <i>В. А. Салдин</i>	48
Результаты исследований. <i>А. И. Елисеев, А. И. Антошкина, В. А. Салдин</i>	63
Литература	64

ФОРМАЦИИ ПАЛЕОЗОЯ СЕВЕРО-ВОСТОЧНОЙ ОКРАИНЫ ЕВРОПЕЙСКОЙ ПЛАТФОРМЫ

Александр Иванович Елисеев
Анна Ивановна Антошкина
Виктор Алексеевич Салдин
Наталья Юрьевна Никулова
Ирина Владимировна Козырева
Андрей Николаевич Сандула

Редактор Т. В. Цветкова
Оригинал-макет А. Н. Сандула

Лицензия № 0047 от 10.01.99.

Подписано в печать 15.05.06. Компьютерный набор. Формат 60x90¹/₁₆.
Бум. офсетная. Печать офсетная. Усл.печ.л. 4,5. Уч.-изд.л. 5.
Тираж 150. Заказ № 23.

Издательство Коми научного центра УрО РАН 167610,
ГСП, г.Сыктывкар, ул.Первомайская, 48