

НИЖНЕДЕВОНСКИЕ (ДОВЕРХНЕЭМСКИЕ) ОТЛОЖЕНИЯ МАГНИТОГОРСКОЙ МЕГАЗОНЫ

В последней стратиграфической схеме девонских отложений [1993], принятой на IV Уральском стратиграфическом совещании, к нижнему девону (мансийский, витимский надгоризонты) в Западно-Магнитогорской зоне отнесены: мазовская свита, мостостроевский комплекс, ильтибановская толща и ее аналоги — мансуровская, ускульская и ишкильдинская толщи. В Восточно-Магнитогорской зоне им разновозрастны андреевская и субутакская толщи. Выделение большого количества разновозрастных местных подразделений обусловлено литологическими различиями. Однако общим для всех стратонов является исключительно осадочное происхождение слагающих их пород.

Выделяемые свиты и толщи приурочены к разным структурно-фациальным зонам, различаются по вещественному составу и палеонтологической наполненности. В большинстве случаев они приурочены к зонам серпентинитового меланжа, в котором сохраняются лишь фрагменты разреза и не наблюдаются взаимоотношения с ниже- и вышележащими образованиями.

В данной статье мы рассматриваем отложения, которые соответствуют лохковскому, пражскому и нижней части эмского ярусов МСШ в объеме конодонтовых зон *woschmidti-serotinus*.

Мазовская свита (D₁mz). Впервые была выделена В. Т. Тищенко и В. Л. Черкасовым [1985] в зоне Главного Уральского Разлома (ГУРа) в междуречье рек Губерля и Дергаиш. Стратотипический разрез ее описан на левобережье р. Дергаиш в 1,2–1,5 км восточнее д. Мазово, ниже по течению реки. Здесь кремнистые сланцы сакмарской свиты вверх по разрезу сменяются кремнисто-обломочной толщей, состоящей из мономиктовых конглобрекчий с обломками от 2 до 10 см в поперечнике, переслаивающихся с песчаниками, алевролитами, яшмовидными кремнями бурого и зеленовато-серого цвета. Внутри этой толщи встречаются линзы биогермных известняков с нижнедевонской фауной.

В. Т. Тищенко и В. Л. Черкасов [1985] считают, что мазовская свита залегает на сакмарской трансгрессивно, и показателем этого являются конгломерато-брекчии в основании свиты, которые они рассматривают в качестве базального горизонта. Подобные мономиктовые обломочные породы встречаются и на более низких стратиграфических уровнях в сакмарской свите и особенно распространены в мазовской свите, определяя в целом ее облик. С нашей точки зрения, они, скорее

всего, являются конседиментационными и не нарушают общую последовательность сакмарской и мазовской свит. В стратотипическом разрезе они связаны постепенным переходом.

В стратотипическом разрезе свиты выше кремнисто-глинистых сланцев сакмарской свиты, детально и последовательно охарактеризованных граптолитами от среднего лландовери нижнего силура до лохковского яруса нижнего девона (включая зону *M. hercynicus*), залегает маломощный линзообразный прослой конгломерато-брекчий с граптолитами «того же уровня (*M. hercynicus*)». В более верхних слоях в коричневатых радиоляритовых кремнях О. В. Артюшковой найдены конодонты *Pandorinellina sp.*, к сожалению, плохой сохранности, и один экземпляр *Polygnathus sp.* Собранные формы не позволяют определить возраст содержащих их кремней с достаточной детальностью, однако, как известно, конодонты рода *Polygnathus* появляются с основания эмского яруса нижнего девона (зона *dehiscens*).

В верхней части свиты на высоте с триангуляционным пунктом 366,2 в красно-коричневых плитчатых кремнях в нескольких точках О. В. Артюшковой и В. Ю. Родионовым обнаружены конодонты, характеризующие зону *serotinus*: *Polygnathus aff. cracens Klapp., Ziegl. et Mashk., Pol. aff. serotinus Telf., Polygnathus aff. inversus Klapp. et Johns., Pol. linguiformis bultyncki Wedd., Pandorinellina steinhornensis miae Bult., P. aff. exigua Phil.* [Стратиграфия..., 1993]. Таким образом, имеющийся фаунистический материал позволяет датировать мазовскую свиту от позднего лохкова до зоны *serotinus* эмского яруса раннего девона по МСШ. Общая мощность свиты колеблется в пределах 200–300 метров.

Отложения, синхронные мазовской свите и имеющие весьма сходный литологический облик, закартированы Л. Д. Чегодаевым [1971 г.] в северной части Сакмарской зоны. Им выделена **акчурина толща**. Представлена она преимущественно яшмовидными комковатыми кремнями, кремнисто-обломочными и кремнисто-глинистыми породами зеленовато-серого, буровато-красного и, реже, серого и черного цвета. Непосредственно у д. Акчурино, где акчурина свита детально описана, находок конодонтов пока нет. Однако сейчас известно из наших сборов [Стратиграфия..., 1993] множество точек с конодонтами из

кремнистых пород, которые относятся к акчуринской толще. Она широко распространена в обрамлении Блявинской и Утягуловской структур, к югу и к северо-западу от г. Медногорска; в окрестностях г. Кувандыка. Непрерывные разрезы с сакмарской свитой, подтвержденные фауной, пока не известны. Самые нижние части разреза акчуринской толщи в большинстве случаев «срезаны» тектоническими нарушениями. Конодонтами охарактеризованы более верхние части разреза. В интервале от зоны *gronbergi* до зоны *serotinus* включительно зональные комплексы конодонтов собраны нами в большом количестве во многих точках. Наиболее богаты фауной красно-коричневые разности кремней. Мощность акчуринской толщи достигает 500 м.

В южных районах Сакмарской зоны К. С. Иванов и В. Н. Пучков [1984] впервые выделили **кызылфлотскую толщу**, где она широко распространена и представлена [Иванов, 1998] кремнистыми и кремнисто-глинистыми породами серого, зеленоватого и коричневатого цветов, реже встречаются кремнистые брекчии и прослои гравелитов и песчаников. В ней, также как и в акчуринской толще, среди кремней отмечаются тела известняков с макрофауной брахиопод, кораллов и др. пражско-эмского возраста. Возраст кызылфлотской толщи на основании многочисленных находок конодонтов установлен К. С. Ивановым и В. Н. Пучковым [1984] как пражско-среднедевонский.

Относительно природы и условий залегания рифогенных известняков, ассоциирующих с кремнистыми образованиями акчуринской, кызылфлотской толщ и мазовской свиты, существует несколько точек зрения. Т. Н. Корень и А. Д. Петровский [1967] считали известняки линзами среди разновозрастных кремнистых толщ. Такого же мнения придерживался и В. Т. Тищенко [1983 г.]. К. С. Иванов и В. Н. Пучков [1984] полагают, что рифогенные известняки являются олистолитами, сползшими с шельфовой зоны в область отложения батинальных осадков, синхронных им или более молодых.

Вышеизложенное показывает, что в юго-западной части Магнитогорской мегазоны (район д. Мазово) распространены верхнеохковские – нижеэмские кремнисто-терригенные образования (мазовская свита) с линзами известняков. Пространственно наиболее приближенные разрезы синхронных с мазовской свитой отложений располагаются на западном склоне Южного Урала в Сакмарской зоне: акчуринская и кызылфлотская толщ.

В северных районах Западно-Магнитогорской зоны разновозрастные с мазовской свитой образования в аналогичной структурной позиции выделены в верховьях рр. Бол. Кизил и Урал.

Ишкильдинская толща (D_{1is}). Разрезы этой толщи изучались нами в зоне ГУРа у д. Ишкильдино (Абзелиловский район Республики Башкортостан). Непосредственно к востоку от деревни, на левом

склоне долины р. Сумы (приток р. Б. Кизил) обнажена толща кремнистых и кремнисто-глинистых сланцев мощностью 100–150 м. Ранее эти отложения были закартированы Б. Д. Магадеевым [1968 г.] как мукасовский горизонт. В этой толще в двух пунктах собраны многочисленные конодонты, характерные для нижней части эмского яруса. Одна точка располагается северо-восточнее деревни, где в хорошем скальном выходе в черных кремнисто-глинистых сланцах впервые О. В. Артюшковой и В. Ю. Родионовым найдены конодонты *Pandorinellina steinhornensis miae Bult.*, *P. cf. steinhornensis postexcelsa Wang et Ziegl.*, *Polygnathus dehiscens Phill. et Jack.* и др. В 300 м к северо-западу от этой точки О. В. Артюшкова собрала *Polygnathus nothoperbonus Maws.*, *Pol. dehiscens Phill. et Jack.*¹ Комплекс конодонтов в обеих точках свидетельствует о раннеэмском возрасте вмещающих пород.

Верхний и нижний контакты этой толщи тектонические, поэтому видимая часть нижнедевонских отложений представляет собой фрагмент разреза, вероятно, конденсированного, представленного кремнистыми и кремнисто-глинистыми породами.

Ильтибановская толща (D_{1il}). Разрезы этой толщи известны в северной части Западно-Магнитогорской зоны, в полосе вдоль верхнего течения р. Урал, выше д. Уразово. Они не образуют здесь полных разрезов, представлены фрагментами в серпентинитовом меланже. Однако по палеонтологическим находкам в литологически близких типах пород можно составить сводный разрез, дающий представление о стратиграфическом объеме данной толщи. Стратотипической местностью является район д. Ильтибаново (Учалинский район Республики Башкортостан). Хорошие обнажения толщи можно наблюдать на правом берегу р. Урал непосредственно у плотины Ильтибановского водохранилища. Здесь вскрываются терригенно-кремнистые отложения, которые изучавшими их исследователями сопоставлялись с силурийскими образованиями [Садрисламов, 1964 г.], с улутауской свитой среднего девона [Козлов, 1964 г.] и даже с колтубанской свитой верхнего девона [Биков, 1959 г.]. Е. В. Чибрикова [Чибрикова, Олли, 1985] впервые в этой толще, в обнажениях у плотины, а также в выемке автодороги Учаль – Белорецк обнаружила нижнедевонские микрофоссилии и выделила ее в самостоятельный стратон — ильтибановскую толщу. Позднее геологическими съемками [Анисимов и др., 1978 г., 1983 г.; Кац и др., 1980 г.] было доказано широкое распространение отложений этого стратиграфического интервала.

¹ Определения В. Н. Барышева [1985 г.] и О. В. Артюшковой. Конодонты из сборов до 1987 года определялись В. Н. Барышевым, что будет особо отмечаться. После 1985 года все коллекции конодонтов и их отпечатков пересмотрены О. В. Артюшковой, уточнены определения и номенклатура. В данной статье использованы данные детального изучения конодонтов, выполненные О. В. Артюшковой.

У плотины водохранилища оросительной траншеей у западного берега вскрыта нижняя часть разреза, которая представлена ритмично переслаивающимися гравелитами, песчаниками, кремнистыми сланцами с прослоями глинистых сланцев. Мощность пачки около 140–150 м. В ней Э. М. Нурмухаметовым был найден один экземпляр конического конодонта, возраст которого не определен из-за его плохой сохранности.

Западнее и, очевидно, выше по разрезу на пашне отмечаются многочисленные высыпки кремнистых сланцев, залегающих близко к коренным породам. Видимая мощность пачки 130–140 м.

Далее к западу и выше по разрезу залегает толща переслаивающихся кремнистых, кремнисто-глинистых сланцев, вскрытых карьером. В ней О. В. Артюшковой и В. А. Масловым впервые были найдены конодонты: *Ancyrodelloides aff. kutcheri* (Bisch. et Sann.), *Cruciodus aff. eleonora* (Lane et Orm.), *Ozarkodina cf. stygia* (Flais), известные в лохковском ярусе нижнего девона. Верхняя часть толщи тектонически срезана. По данному фрагменту разреза слагающие его отложения отвечают низам нижнего девона и, вполне вероятно, по аналогии с мансуровской толщей (о чем будет сказано ниже), нижняя часть обнаженного стратона может соответствовать верхам силура. В таком случае, контакт между силуром и девоном, как и между мазовской и сакмарской свитами на р. Дергаиш, постепенный. Мощность ильтибановской толщи в стратотипическом разрезе не более 500–600 м. Нижняя и верхняя границы тектонические.

Выше плотины Ильтибановского водохранилища ильтибановская толща закартирована И. С. Анисимовым и др. [1978 г.] на левобережье р. Урал непосредственно севернее деревни Юлдашево, где в очень хороших обнажениях вскрываются глинистые сланцы с тонкими прослоями рассланцованных алевролитов и кремнистых брекчий. Кроме обломков кремней в брекчиях встречаются обломки темно-серых глинистых известняков. В самой северной части обнажения из обломка серого детритусового известняка выделен комплекс конодонтов: *Ozarkodina prolata* Maws., *Pandorinellina steinhornensis miae* Bult., *Polygnathus kitabicus* Volk., *Wedd., Iz. et Er.* Из линзы известняков протяженностью 2 м и мощностью 0,5 м, залегающей в глинисто-кремнистых сланцах в 2 метрах южнее точки с конодонтами (породы стоят на «голове») получен комплекс: *Polygnathus aff. mashkovae* Bard., *Pol. sp.*, свидетельствующий о раннедевонском (раннеэмском) возрасте этой толщи. Ранее, в этом разрезе, из обломков черных кремней в брекчиях Б. М. Садрисламовым были собраны нижнесилурийские граптолиты, на основании чего он датировал данную толщу силуром.

Северо-восточнее и восточнее разрезов д. Юлдашево аналоги ильтибановской толщи обнажены непосредственно к юго-востоку от д. Калканово, где они представлены переслаивающимися песчаниками, алев-

ролитами и кремнисто-глинистыми сланцами с линзами биогермных известняков, в которых В. Н. Барышевым были определены нижнедевонские конодонты.

Охарактеризованные выше илькидинская и ильтибановская (стратотип) толщи имеют много общих черт и, прежде всего, для них характерно отсутствие в разрезе прослоев известняков и преобладание кремнистых и кремнисто-глинистых пород. Мы считаем, что нижнедевонские отложения этих толщ можно выделить в ильтибановский тип разреза. Отсутствие карбонатного материала в породах ильтибановского типа разреза обусловлено относительной глубоководностью (ниже глубин карбонатной компенсации) бассейна, существовавшего длительное время в стабильной тектонической обстановке.

Состав нижнедевонских отложений очень быстро меняется к востоку от меридиана створа Ильтибановской плотины. Уже на ручье Акман, что в 2,5 км южнее, в ильтибановской толще наблюдается увеличение псаммитового материала, уменьшение кремнистости и появление в разрезе обломков известняков с нижнеэмской фауной.

Еще нагляднее изменение разреза по латерали в восточном направлении можно наблюдать на ручье Талышман. Здесь у восточного конца плотины пруда на правом склоне ручья вскрывается пачка кремнистых сланцев с тонкими прослоями глинистых сланцев, сопоставляемая Е. В. Чибриковой и В. А. Олли [1985] по спорово-пыльцевым комплексам с ильтибановской толщей. К сожалению, в кремнях найдены только единичные отпечатки рамиформных элементов плохой сохранности, не позволяющие детализировать их возраст. Мощность кремней 150–160 м. Вверх по разрезу и восточнее кремнистые сланцы сменяются песчано-глинистыми отложениями с линзами органогенных, сильно перекристаллизованных и рассланцованных известняков. Конодонты в известняках не найдены. Восточнее и выше по разрезу в песчано-сланцевой толще появляются мелкие обломки базальтов (пироксен-плагиоклазовые порфириды). Мощность вулканотерригенной толщи с линзами известняков около 400 м. Она тесно связана с ирендыкской свитой, что выражается в постепенном, но довольно быстром увеличении количества обломков пирокластов порфиритов в вулканотерригенном материале, и замещении его тефроидами и туфами ирендыкской свиты, переходящими вверх по разрезу в породы, типичные для этой свиты (лавы и туфы, туфобрекчий базальтов и андезибазальтов). Мощность осадочной толщи в этом разрезе составляет 600–700 м. Урочище Талышман — одно из немногих мест, где можно наблюдать постепенную смену пород аналога ильтибановской толщи образованиями ирендыкской свиты.

Южнее ручья Талышман аналоги ильтибановской толщи слагают гору Псан-Тюбе, расположенную на пра-

вом берегу р. Урал на широте д. Ишмикеево, и безымянную гору к югу от нее. По всей вероятности, аналоги ильтибановской толщи могут выходить на современный эрозионный срез в тех местах, где обнажена нижняя часть ирендыкской свиты, и в единичных разрезах можно наблюдать взаимоотношения этих стратон, свидетельствующие о постепенном переходе между ними. В таком случае становится понятным, почему почти всегда эти отложения картировались как первая толща ирендыкской свиты и почему возраст последней определялся как ранний–средний девон.

Разрез на горе Шаулама детально описан И. С. Анисимовым и др. [1978 г.] как опорный для первой толщи ирендыкской свиты. Он сложен песчано-глинисто-кремнистыми породами с линзами известняков, содержащими разнообразную нижнедевонскую фауну. Нами выяснено, что известняки залегают не в разрезе, а среди серпентинитов и прямо не связаны с ирендыкской свитой, а найденная в них фауна датирует только сами известняки. В аналогичной геологической ситуации находятся тела органогенных известняков, образующих блоки различной величины в серпентинитовом меланже западнее полосы развития ирендыкской свиты на участке от д. Абзаково на юге до д. Шарипово на севере и фрагментарно далее на север в район г. Миасса (к западу от Миасского пруда). Скорее всего, эта толща должна быть сопоставлена с ильтибановской толщей, полный объем которой соответствует нижнему девону (лохковский–низы эмского ярусов), и не может быть отнесена к ирендыкской свите.

Мансуровская толща (D_{1mn}) хорошо обнажена на р. Шартымка в 1,5 км к западу от д. Мансурово. Этот разрез изучался многими исследователями [Фролова, Фролов, 1963 г.; Нестоянова, 1964 г.; Садрисламов, 1964 г.; Маслов, 1980 и др.] и длительное время рассматривался как один из немногих с последовательной и постепенной сменой силурийских отложений нижнедевонскими.

На левобережье ручья Игиньелга, в 1,5 км к западу от д. Мансурово, вскрыта нижняя базальтовая часть разреза силурийских отложений мощностью около 100 м. Более верхняя часть силура представлена кремнисто-терригенной пачкой с редкими потоками базальтов мощностью 200 м. В ней собраны лландоверийские граптолиты [Садрисламов, 1964 г.; Нестоянова, 1964 г.].

Выше фаунистически охарактеризованных отложений нижнего силура после закрытого интервала обнажается толща ритмичного несогласного переслаивания полимиктовых гравелитов, песчаников, сменяющихся более мелкозернистыми и пелитовыми разностями. По простиранию можно наблюдать замещение грубозернистых отложений тонкозернистыми. Падение пород довольно крутое $72-74^\circ$, восточное. В грубообломочных разностях состав обломков представлен преимущественно кремнисто-глинистыми

сланцами из нижележащих слоев. Мощность слоев переслаивающихся пород варьирует от десятков сантиметров до нескольких метров. В более верхней части разреза мощностью 250–350 м в обломочном материале наряду с кремнистыми встречаются мелкие обломочки известняков. В самых верхах толщи в переслаивании принимают участие туфопесчаники и туфобрекчии андезибазальтов, образующие прослои мощностью от 5–7 м до 30–35 м.

Приведенный разрез мансуровской толщи представлен преимущественно осадочными вулканотерригенными породами. В настоящее время, хотя мы считаем ее условно нижнедевонской, мы не исключаем, что она может охватывать и больший стратиграфический интервал, включая послелландоверийскую часть силура. Эти сопоставления не обоснованы фауной, которую, к сожалению, никак не удается найти в типовом разрезе мансуровской толщи. Непосредственный контакт с подстилающим фаунистически охарактеризованным нижним силуром не обнажен и может иметь тектоническую природу, однако переход от кремнисто-глинистых отложений лландовери к терригенно-кремнистым мансуровской толщи представляется очень плавным, на что обращали внимание и предшественники [Фролова, Фролов, 1963 г.; Маслов, 1980]. Взаимоотношения с вышележащей ирендыкской свитой (D_1-D_2) открыты и, с нашей точки зрения, являются также постепенными. Верхнюю границу мы склонны проводить по явному присутствию в разрезе туфобрекчии с многочисленными обломками порфиритов андезибазальтового состава. Этот контакт можно наблюдать в выемке железнодорожного полотна к востоку от Мансуровского ручья. Предположительно мощность мансуровской толщи не более 500–600 м.

В северном направлении толща срезается тектоническим нарушением, и уже у д. Мало-Муйнаково с запада к ирендыкской свите приближаются ордовикские отложения.

Ускульская толща (D_{1us}). Представляет собой фрагмент нижнедевонского разреза в Узункырской подзоне. Она распространена в межгорной долине, в которой располагаются озера Ускуль, Узункуль, простирается в субмеридиональном направлении и выклинивается в результате тектонического скупивания, не прослеживаясь южнее р. М. Кизил.

Наиболее хорошие обнажения известны в окрестностях озера Ускуль. На восточном берегу озера в небольших разрозненных выходах западнее узункырской полосы ирендыкской свиты вскрывается терригенно-кремнистая толща с линзами биогермных известняков. Терригенные породы, преимущественно псаммитовой и пелитовой размерности кластики, переслаиваются между собой. Кремнистые пачки мощностью 3–5 м залегают в основании толщи и хорошо обнажены на северо-восточном берегу озера. В юго-восточной части

берега вскрываются известняки, образующие линзообразный прослой максимальной мощностью до 80 м. Если проследить известняки в северном направлении, то можно наблюдать постепенное уменьшение мощности известняков, и примерно на широте середины озера Ускуль линза полностью выклинивается, замещаясь алевролитами и глинистыми алевролитами. Известняки серые и светло-серые, сильно перекристаллизованные с плохо сохранившимися члениками криноидей. Конодонты в этой толще пока не обнаружены. В известняках ранее В. А. Маслов [1980] собрал фауну брахиопод. А. П. Тяжевой определены *Gypidula biplicata Schnur var prima Knod.*, *Gypidula sp.*, *Uncinulus sp.*, *Atrypa sp.*, *Denatrypa aff. intermediafera (Knod.)*, *Carinata arimaspus (Eichm.)*, *Atrypopsis thetis (Barr.)*, *Eospirifer irbitensis (Tschern.)*, *Eospirifer sp.*, характерные для кобленцкого яруса. Предшествующими исследователями ускульская толща рассматривались в составе ирендыкской свиты (третья толща у М. Ш. Бикова [1959 г.]; В. А. Маслова [1980] и др.).¹

Рыскужинская толща (D_{1r}). Распространена фрагментарно в зоне Западно-Ирендыкского разлома. Наиболее хорошие ее обнажения известны на левобережье р. Б. Кизил и непосредственно в окрестностях д. Рыскужино. В составе толщи преобладают вулканотерригенные отложения, биогермные известняки с редкой раннедевонской макрофауной [Садрисламов и др., 1964 г.]. В верхних частях отмечаются разнозернистые туфопесчаники с остатками брахиопод и криноидей [Иванов, Бикбаев, Мизенс, Сапельников, 1997]. Всеми предшествующими исследователями эта толща объединялась с ирендыкской свитой. В. В. Павлов и др. [1988 г.], проводя крупномасштабное геологическое доизучение этого района, пришли к выводу, что терригенно-кремнистая толща с биогермами известняков находится в очень сложных взаимоотношениях с вулканитами ирендыкской свиты и отделена от нее тектоническим нарушением. Во всей полосе своего развития она «разбита» на серию блоков; известняки также представляют собой тела, повсеместно ограниченные разломами. Фактически отделяя эту толщу от типичного ирендыка тектоникой и отмечая их литологические отличия, В. В. Павлов [1988 г.], однако, традиционно оставил ее в составе ирендыкской свиты.

Осадочный характер этой толщи, почти полное отсутствие в ее составе кластического материала ирендыкского типа и наличие нижнедевонских био-

гермных известняков позволили нам сопоставить ее с мазовской свитой и ее возрастными аналогами — ильтибановской и ускульской толщами. Она выделена нами в самостоятельный стратон — рыскужинскую толщу. Эта точка зрения авторов отражена в унифицированной стратиграфической схеме Урала [Стратиграфические..., 1993].

В 1997 году К. С. Иванов и А. З. Бикбаев [Иванов и др., 1997; Сапельников и др., 1999] обнаружили фауну брахиопод и криноидей в туфопесчаниках рыскужинской толщи в разрезе у восточной окраины д. Рыскужино. Брахиоподы, по заключению В. П. Сапельникова и Л. И. Мизенс, характерны для карпинского горизонта, соотносящегося с нижним эмсом. На основании этих находок фауны упомянутые авторы отнесли рыскужинскую толщу к основанию ирендыкской свиты без особых доказательств и считают, что свита должна иметь раннедевонский или раннеэмский возраст.

С нашей точки зрения, вулканотерригенная толща (рыскужинская) залегает стратиграфически ниже ирендыкской свиты и подстилает ее. Такой вывод основывается на следующем аргументе.

В этом же разрезе, очень хорошо обнаженном вдоль автомобильной дороги Белорецк–Аскарово, восточнее и выше рыскужинской толщи по разрезу обнажена вулканогенная толща мощностью 700–800 м, представленная чередованием сильно измененных, рассланцованных туфов, от агломератовых до мелкообломочных, с пластами маломощных базальтов. В верхней части разреза толщи отмечаются гематитизированные, кальцитизированные шлаковые агломераты с обломками миндалекаменных вариолитов [Хворова, Ильинская, 1963] с венчающим их прослоем вишневого яшмоидов. В последнем на левобережье р. Бол. Кизил у Кулукасовской мельницы собраны конодонты *Polygnathus bultyncki Wedd.*, *Pol. cf. serotinus Telf.*, аналогичные комплексу из сагитовской толщи стратотипического разреза ирендыкской свиты, где она залегает на баймак-бурибайской свите [Стратиграфия..., 1993; Маслов, Артюшкова, 1998; 2000]. Некоторыми авторами [Нестоянова, 1964 г.; Магадеев, 1968 г.; Косарев — устное сообщение] отмечался своеобразный, непохожий на ирендыкскую свиту, состав вулканитов описанной выше толщи, на основании чего они допускали сопоставление ее с баймак-бурибайской свитой, что теперь можно признать справедливым. На всем протяжении ирендыкской свиты с юга на север этот стратиграфический уровень, фиксирующийся пачкой яшмоидов с конодонтами зоны *patulus*, установлен в большом количестве разрезов [Маслов, Артюшкова, 2000]². Таким образом, находка

¹ Ирендыкская свита Узункырской подзоны по М. Ш. Бикову состояла из четырех толщ и рассматриваемая ускульская толща ранее относилась им к третьей толще ирендыкской свиты. Четвертая толща, по данным съемки [Биков, 1959 г.], слагает хр. Узункыр, расположенный к востоку от озера Ускуль. Эта точка зрения господствовала до тех пор, пока не было доказано, что ирендыкская свита хр. Узункыр является не частью, а соответствует всей ирендыкской свите Ирендыкской подзоны [Маслов, Артюшкова, Павлов, Барышев, 1987].

² В ряде северных разрезов, где ирендыкская свита подстилается вулканотерригенной толщей (ильтибановской, мансуровской или ускульской), вполне возможно, что верхняя часть этих стратонов может быть синхронна баймак-бурибайской свите.

нижнедевонских брахиопод в туфопесчаниках рыскужинской толщи еще раз подтверждает правильность ее выделения в самостоятельный стратон, а также свидетельствует о синхронности известняков и вулканотерригенной толщи, в которой они залегают.

На восточном борту Магнитогорского мегасинклинория нижнедевонские отложения — возрастные аналоги мазовской свиты выделены в **субутакскую толщу** [Артюшкова, Маслов, 1998], представленную преимущественно карбонатными породами. Она распространена очень ограниченно. Редкие обнажения ее известны вдоль зоны Браиловского разлома. Повсеместно известняки ассоциируют с серпентинитами. Однако присутствующие в этих же обнажениях вулканиты (базальты) многие исследователи продолжают датировать по фауне, заключенной в карбонатных породах.

Наиболее хорошо изученные и широко цитируемые в геологической литературе местонахождения известняков с фауной расположены к северо-западу от станции Субутак и на горе Острой, на левом берегу р. Гумбейки. Известняки в различной степени мраморизованы, участками рассланцованы содержат кораллы и брахиоподы нижнедевонско-нижнеэфельского облика [Замига и др., 1963 г.].

Ю. Н. Замига [1963 г.], описал взаимоотношение известняков с вмещающими породами в железнодорожной выемке к северо-западу от ст. Субутак и в ряде пройденных им канав и шурфов. По приведенным в отчете зарисовкам известняки залегают среди базальтов. Сами базальты «зажаты» внутри серпентинитов. Ю. Н. Замигой отмечено, что в контактах между известняками и базальтами имеются «небольшой мощности серпентиниты». В настоящее время нет возможности заново оценить приведенные Ю. Н. Замигой факты. Несомненно только то, что известняки вряд ли можно использовать для датировки вулканитов¹, когда их залегание однозначно не доказано.

На горе Острой, по данным Ю. Н. Замиги [1963 г.], залегают вулканогенно-осадочная толща с крупными телами сильно перекристаллизованных известняков. Участками отмечаются редкие остатки фауны криноидей, строматопорат и кораллов. М. В. Шурыгиной из известняков были определены нижнеэфельские кораллы: *Astrophyllum ex gr. gerolsteinense Wdkd.*, *Favosites sp. indet.* Ю. Н. Замига [1963 г.] считал, что известняки являются линзообразными прослоями и синхронны вмещающим породам, определяя их возраст.

По нашим наблюдениям, разрез на горе Острой следующий. В восточном подножии горы залегают базальты и их пирокластические аналоги. Западнее

и выше по разрезу в высыпках и небольших выходах наблюдаются осадочные породы: кремнистые брекчии, песчаники. На вершине горы обнажены туфобрекчии с обломками эффузивов основного состава и окварцованных известняков. На западных склонах горы встречены небольшие выходы и высыпки туфопесчаников, кремнистых туффитов, туфоконгломератов, содержащих обломки вулканитов, жильного кварца и известняков. В тонкослоистых кремнистых алевролитах в коренном обнажении найдены конодонты и их отпечатки принадлежащие *Palmatolepis hassi Müller et Müller*. Данный вид характерен для зон *hassi-rhenana* позднего франа.

Туфогенно-обломочная пачка с эйфельскими известняками залегают в западном подножии горы, западнее выходов кремнистых алевролитов с франскими конодонтами. Изучение ряда разрезов в долине реки Гумбейки показало, что здесь довольно широко развиты вулканогенно-осадочные франские отложения. Обычно они представлены фрагментами разреза среди серпентинитового меланжа.

На рассматриваемом участке (гора Острая) во многих местах закартированы серпентиниты, присутствие которых подчеркивает сложную тектоническую картину. Северо-восточнее горы Острой, на горе Ташлы-Тау в кремнистых туффитах, залегающих среди базальтов, найден конодонт *Polygnathus cf. costatus costatus Klapp.*, характерный для основания карамалыташской свиты. Приведенные данные могут свидетельствовать о скупивании различных по возрасту и составу толщ.

Эйфельские известняки на горе Острой могут являться крупными олистолитами во франской осадочной толще и не определяют ее возраст. Не исключено, что известняки залегают в осадочной толще того же возраста, которая должна сопоставляться с субутакской толщей. Следует отметить, что район горы Острой имеет довольно сложное тектоническое строение и, возможно, франские и нижнедевонские отложения находятся в тектонических соотношениях. И те, и другие сложены осадочными образованиями.

Севернее нижнедевонские известняки известны в логу Желкубаевском. Долгое время находки фауны служили основанием для датирования вулканогенно-осадочной толщи Шелудивых гор. Посещение разреза в логу Желкубаевском привело нас к выводу, что известняки залегают среди серпентинитов и не имеют отношения к шелудивогорской толще. В 1998 году в нескольких пунктах в разрезе Шелудивых гор нами найдены верхнефранские конодонты.

В сходной ситуации среди серпентинитов Северо-Александровского массива залегают мраморизованные известняки на левом борту балки Сосновый Дол (правый приток р. Бол. Караганки) [Шалагинов и др., 1984 г.]. Они охарактеризованы нижнеэмскими конодонтами.

¹ А. В. Яркова, В. М. Мосейчук, Л. В. Кашина считают, что к субутакской толще должны быть отнесены и базальты, ассоциирующие с известняками и серпентинитами [Маслов, Яркова, Артюшкова и др., 1997]. С нашей точки зрения такое сопоставление совершенно не обосновано.

На юго-востоке Восточно-Магнитогорской зоны в Теренсайском и Домбаровском районах Оренбургской области П. В. Лядским [1983 г.] в основании разреза скважинами вскрыта метаморфизованная осадочная толща, залегающая под вулканитами непрерывной формации и названная **андреевской толщей**. Она представлена феллитизированными песчаниками, алевролитами, углито-глинистыми сланцами и кварцитами. Из этих пород Н. М. Заславской обнаружены раннедевонские хитинозои: *Desmochitina aff. noculum Collinson et Schwald*, *Linochitina aff. klonkensis Paris et Laufeld*.

О площади распространения андреевской толщи сказать что-либо определенное затруднительно, так как она вскрывается главным образом скважинами. В некоторых участках В. Л. Черкасов [Стратиграфия..., 1993] к нижнему девону относит сильно метаморфизованные толщи. Однако это сопоставление сугубо условно, так как достоверных палеонтологических данных не имеется. Такое предположение основано на положении этих толщ в разрезе ниже вулканитов киембаевской свиты.

Андреевская толща не содержит в своем составе известняков и представлена метаморфитами по глинисто-кремнистым сланцам и глинистым алевролитам.

Заканчивая рассмотрение палеонтологически охарактеризованных нижнедевонских отложений, распространенных в Магнитогорской мегазоне, можно сделать следующие выводы.

1. Нижнедевонские толщи распространены на обоих бортах Магнитогорского мегасинклинория. Повсеместно они представлены осадочными породами. Датированные вулканиты в них до настоящего времени не закартированы. Некоторые исследователи на отдельных участках к нижнему девону склонны относить вулканиты, обнажающиеся «вблизи» от нижнедевонских осадочных толщ. Четких доказательств синхронности этих генетически различных образований не имеется.

2. Состав нижнедевонских толщ несколько меняется по латерали, на основании чего можно выделить несколько типов разреза. Эти различия не очень значительны и обычно выражаются в количественном увеличении или уменьшении кремнистых разностей, которые присутствуют в виде прослоев или пачек,

а также в наличии или в отсутствии линз и биогермов известняков, иногда достаточно мощных. В зависимости от состава толщи можно выделить мазовский, ильтибановско-юлдашевский, рыскужинский, ускульский, мансуровский, миасский, субутакский и домбаровско-теренсайский типы разреза.

3. С позднепалеозойского времени в течение силура и практически всего раннего девона, в этот очень длительный отрезок времени, бассейн в пределах Магнитогорской мегазоны существовал в условиях относительно стабильной геодинамической обстановки. Вулканическая деятельность отсутствовала. Лишь на юго-западе Магнитогорской мегазоны и в Сакмарской зоне в начале раннеэемского времени начали формироваться вулканиты мостостроевского комплекса и чанчарской свиты.

4. В раннедевонское время в Магнитогорской мегазоне располагался обширный морской бассейн со слабо расчлененным рельефом дна и относительно большими глубинами. Вероятнее всего, батиметрия этого бассейна была близка к величинам карбонатной компенсации. На более возвышенных участках дна могли формироваться биогермы известняков, а в более пониженных (обширных впадинах и трогах) — кремнистые или кремнисто-глинистые осадки не очень большой мощности (от 200 м до 1000 м).

5. Преимущественно кремнистые и кремнисто-глинистые отложения с почти полным отсутствием грубокластических разностей распространены в мазовском и ильтибановском типах разреза. Площадь их распространения ограничена самой западной частью района (зона ГУРа). Такое распределение тонкообломочных и бескарбонатных кремнистых пород позволяет предположить, что максимальные глубины раннедевонского (допозднеэемского) бассейна располагались в юго-западной и западной частях Магнитогорской мегазоны. Наиболее мелководные зоны этого бассейна находились там, где происходило интенсивное карбонатонакопление (рифтообразование). Это северная часть мегазоны — Миасский район, где мощность рифовых построек достигала значительных величин (450–500 м), и район ст. Субутак.

Литература:

1. Артюшкова О. В., Маслов В. А. Палеонтологическое обоснование стратиграфического расчленения дофаменских вулканогенных комплексов Верхнеуральского и Магнитогорского районов / ИГ УНЦ РАН. Уфа. 1998. 156 с.

2. Иванов К. С. Основные черты геологической истории (1,6–0,2 млрд. лет) строения Урала: Дис. ... д-ра геол.-мин. наук. Екатеринбург, 1998. 252 с.

3. Иванов К. С., Бикбаев А. З., Мизенс Л. И., Сапельников В. П. Первые находки брахиопод в вулканогенно-осадочных породах ирендыкской свиты на Южном Урале // Ежегодник–1996 / ИГиГ УрО АН СССР. Екатеринбург, 1997. С. 13–15.

4. Иванов К. С., Пучков В. Н. Геология Сакмарской зоны Урала (новые данные). Свердловск: Изд-во УНЦ АН СССР, 1984. 87 с.

5. Корень Т. Н., Петровский А. Д. Силурийские отложения западного склона южной части Южного Урала // Материалы по стратиграфии и тектонике Урала // Труды / ВСЕГЕИ, 1967. Т. 144. С. 66–86.

6. Маслов В. А. Девон восточного склона Южного Урала. М.: Наука, 1980. 224 с.

7. Маслов В. А., Артюшкова О. В. К вопросу о возрасте ирендыкской свиты северной части Магнитогорского мегасинклинория // Ежегодник–1996 / ИГ УНЦ РАН. Уфа. 1998. С. 51–54.

8. Маслов В. А., Артюшкова О. В. Стратиграфия палеозойских образований Учалинского района Башкирии / ИГ УНЦ РАН. Уфа. 2000. 139 с.

9. Маслов В. А., Артюшкова О. В., Павлов В. В., Барышев В. Н. Обоснование возраста по фауне конодонтов вулканогенно-осадочных толщ Узункырской зоны (район Юлдашевской структуры): Препринт. Уфа, 1987. 31 с.

10. Маслов В. А., Яркова А. В., Артюшкова О. В. и др. Корреляция вулканогенных комплексов девона Магнитогорской мегазоны // Магматизм, метаморфизм и глубинное строение Урала: Тез. докл. / IV Уральск. петр. совещ. Екатеринбург, 1997. Ч. 2. С. 31–33.

11. Сапельников В. П., Мизенс Л. И., Иванов К. С., Бикбаев А. З. Брахиоподы из туфопесчаников ирендыкской свиты (нижний эмс, Южный Урал) // Материалы по стратиграфии и палеонтологии Урала. Вып. 2. Екатеринбург, 1999. С. 149–159.

12. Стратиграфия и корреляция вулканогенных комплексов основных медноколчеданных районов Южного

Урала / В. А. Маслов, В. Л. Черкасов, В. Т. Тищенко, И. А. Смирнова, О. В. Артюшкова, В. А. Павлов / УНЦ РАН. Уфа. 1993. 216 с.

13. Стратиграфические схемы Урала. Екатеринбург, 1993.

14. Тищенко В. Т., Черкасов В. Л. Новые данные по стратиграфии силурийских и нижнедевонских образований в южной (Оренбургской) части западного крыла Магнитогорского прогиба // Биостратиграфия и литология палеозоя Южного и Среднего Урала / БФАН СССР. Уфа. 1985. С. 3–8.

15. Хворова И. В., Ильинская М. Н. Сравнительная характеристика двух вулканогенно-осадочных формаций Южного Урала // Вулканогенно-осадочные и терригенные формации // Труды / ГИН АН СССР, 1963. Вып. 81. С. 87–156.

16. Чибрикова Е. В., Олли В. А. Ильтибановская толща — новый раннедевонский комплекс пород Магнитогорского мегасинклинория // Биостратиграфия и литология палеозоя Южного и Среднего Урала / БФАН СССР. Уфа. 1985. С. 9–17.