

БИОСТРАТИГРАФИЯ ДЕВОНА СИБАЙ-БАЙМАКСКОГО РУДНОГО РАЙОНА ЮЖНОГО УРАЛА ПО КОНОДОНТАМ

О. В. Артюшкова, В. А. Маслов

Институт геологии Уфимского научного центра РАН, Уфа, e-mail: stpal@anrb.ru

CONODONT BIOSTRATIFGRAPHY OF THE DEVONIAN OF THE SIBAI-BAIMAK ORE AREA IN THE SOUTHERN URALS

O. V. Artysushkova, V. A. Maslov

Institute of Geology, Ufa Scientific Centre, Russian Academy of Sciences, Ufa, Russia

The Devonian volcanic and sedimentary-volcanic deposits in the Sibai Ore Fields are represented by all three series (lower, middle, and upper). The formations recognized in this area include Emsian (Lower Devonian), Eifelian and Givetian (Middle Devonian), and Frasnian and Famennian (Upper Devonian) units. Local stratigraphic subdivisions contain zonal conodonts assemblages allowing the correlation with the standard conodont scale. These are mainly conodont moulds from chert rocks and jaspers.

Девонские вулканогенно-осадочные отложения в Сибай-Баймакском рудном районе имеют значительное распространение. Они хорошо обнажены, всесторонне изучены, поскольку являются рудовмещающими. Здесь до настоящего времени разрабатывается группа Сибайских медноколчеданных месторождений.

Вулканогенные и вулканогенно-осадочные образования имеют подводный генезис, характеризуются весьма сложными фаціальными изменениями по латерали, большими перепадами мощностей и практически полным отсутствием в них фаунистических остатков. Именно эти факторы обусловили многочисленные дискуссии при расчленении и особенно корреляции выделяемых отложений и стимулировали поиск надежного инструмента для их датирования.

Использование для этих целей фауны конодонтов, предпринятое с 1973 г., позволило существенным образом изменить ситуацию в стратиграфии девона восточного склона Южного Урала. Визуальный поиск конодонтов и их отпечатков на поверхностях напластования в кремнистых, кремнистоглинистых породах, в яшмах и в слабо метаморфизованных первично кремнистых породах открыл большие возможности в датировании «немых» вулканогенных комплексов, в которых находки другой фауны проблематичны [Маслов, 1984; Маслов и др., 1984, 1987]. На основе конодонтов даже в отпечатках оказалось реальным очень дробное (приближенное к зональному) расчленение отложений.

В основу современного расчленения девонских отложений восточного склона Южного Урала положена стратиграфическая схема Л. С. Либровича [1936]. К настоящему времени она претерпела существенные изменения и детализацию благодаря использованию конодонтов [Маслов и др., 1984, 1987; Маслов и др., 1993; Артюшкова, Маслов, 1998; Маслов, Артюшкова, 2000, 2002].

В Сибай-Баймакском районе выделены стратотипы всех ключевых свит девона: баймак-бурибайской, актауской, ирендыкской, карамалыташской, улутауской и мукасовской, составляющих практически полную последовательность. Здесь представлены отложения всех отделов девона (рис. 1, 2).

Нижний девон. Эмский ярус

Разрез девона в рассматриваемом районе начинается отложениями эмского яруса, выделенными в *баймак-бурибайскую* свиту и *сагитовскую* толщу в ее составе.

Баймак-бурибайская свита обнажена в районе г. Баймака, непосредственно к западу от хр. Ирендык в разрезах по р. Таналык и ее притокам. Свита является рудовмещающей и хорошо изучена. Отчетливо расчленяется на два подразделения: нижнюю подсвиту, сложенную вулканитами базальт-риолитовой формации мощностью до 1500 м, и верхнюю, представленную непрерывно дифференци-

рованными вулканитами мощностью от 450 до 850 м (соответственно баймак-бурибайская и верхнетаналыкская свиты в [Вулканизм ..., 1992]). Обе подсвиты не выдержаны по латерали, фациально изменчивы, однако узнаются и картируются. Подошва свиты нигде не обнажена. Характер ее залегания на подстилающих породах до настоящего времени не выяснен. Находками конодонтов в основании верхней подсвиты и в верхней части разреза — в *сагитовской толще* — определено ее стратиграфичес-

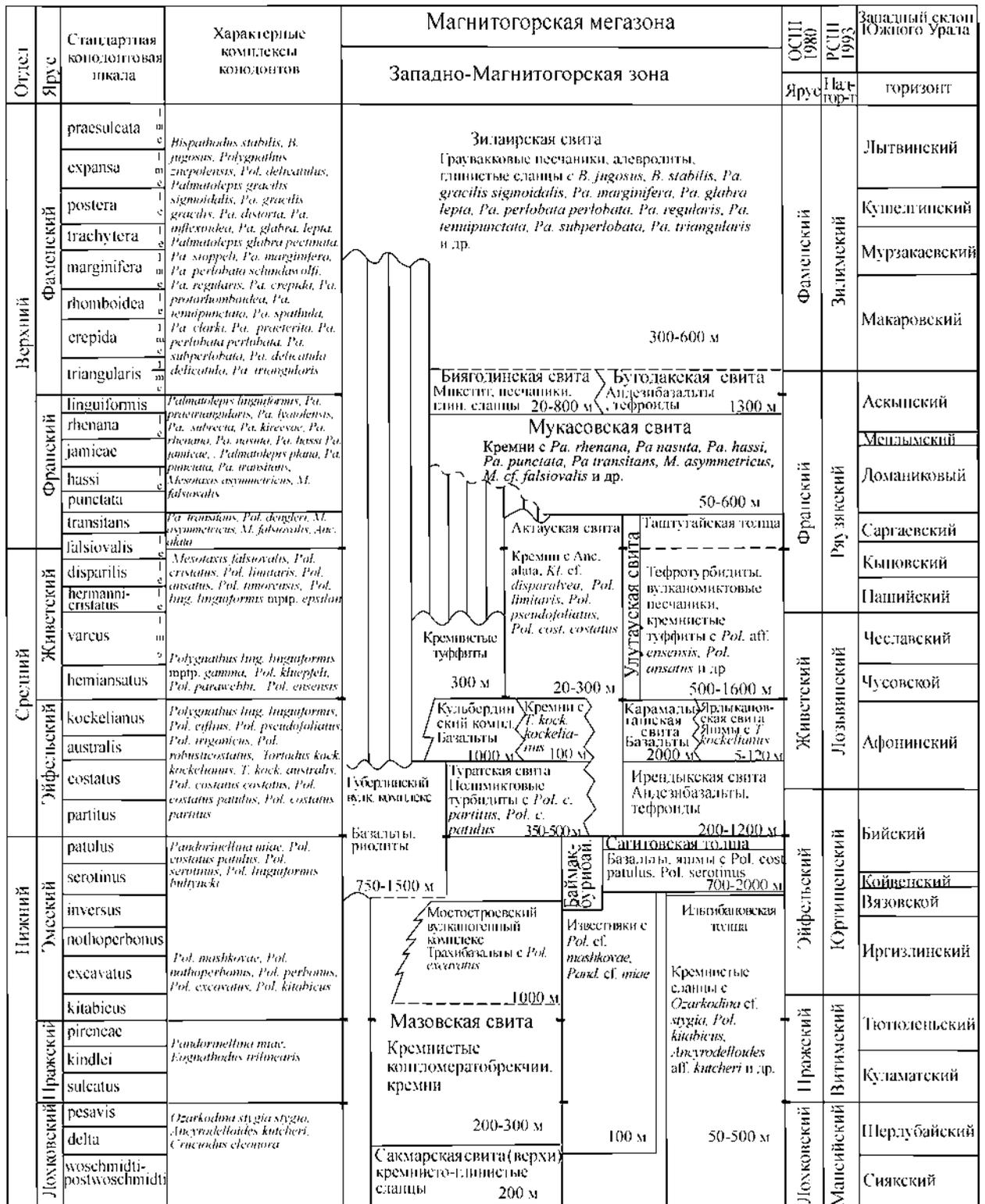


Рис. 1. Схема стратиграфии и корреляции девонских отложений Южного Урала

кое положение в верхнем эмсе [Маслов и др., 1984; Маслов и др., 1993; Маслов, Артюшкова, 2002]. Комплекс конодонтов характерен для зоны *patulus* [Маслов и др., 1984, 1993; Маслов, Артюшкова, 2000, 2002]. Сагитовская толща тесно связана с верхней подсвитой баймак-бурибайской свиты и является маркером нижней границы вышележащей ирендыкской свиты [Маслов, Артюшкова, 1998, 2002]. Отнесение низов баймак-бурибайской свиты к зоне *serotinus* является условным.

Средний девон. Эйфельский ярус и живетский ярусы

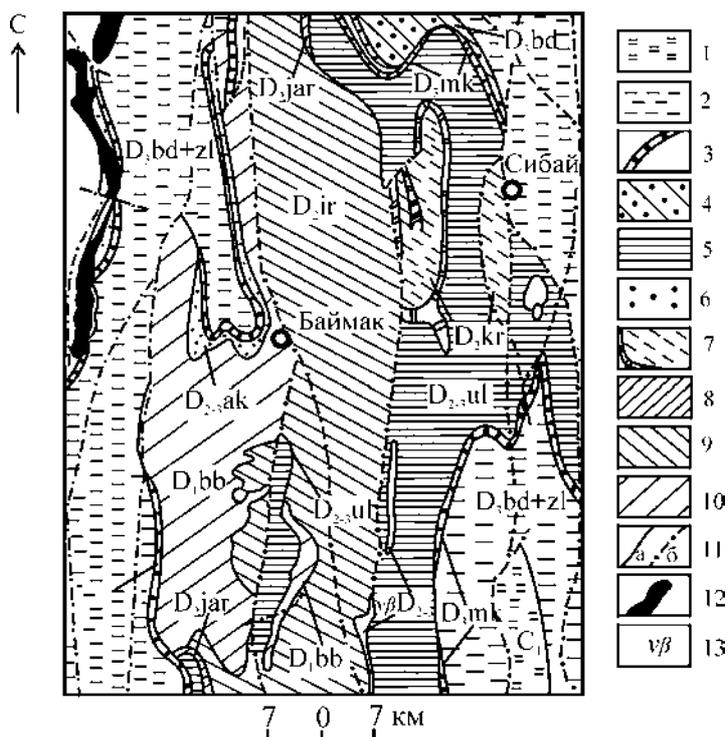
Ирендыкская свита ($D_2 ir$). Впервые выделена Л.С. Либровичем [1936]. Слагает полностью хр. Ирендык и Крыкты вдоль всего западного крыла ЗМЗ в северном направлении. Состав ее довольно выдержан. Нижняя толща сложена туфопесчаниками, переслаивающимися с туфами основного состава и туффитами. Постепенно вверх по разрезу они сменяются туфами, лавами и лавобрекчиями базальтов и андезибазальтов, в целом определяющими лицо свиты. В кровле залегает преимущественно слоистая толща вулканомиктовых песчаников, алевролитов, иногда осложненная маломощными потоками лав базальтов. Максимальной мощности ирендыкская свита достигает в районе г. Баймак и оз. Талкас — 3000–3500 м. На юг ирендыкская свита прослеживается к Гайскому месторождению. По простиранию мощность ее и состав сильно варьируют: в редуцированных фациях мощность составляет не более 200–400 м (горы Аслай-Тай, Карсаклытау, Тамаатау, Ташлытау, Эльбаш, Суурган).

Нижняя возрастная граница свиты в стратотипе определяется по комплексу конодонтов в кровле подстилающей сагитовской толщи, которая зафиксирована в большом количестве разрезов.

В верхах ирендыкской свиты залегает гадилевская толща [Маслов, 1964 г., 1980; Водорезов и др., 1965]. Она представлена преимущественно вулканомиктовыми образованиями — песчаниками, алевролитами и известняками, иногда микститами и лавами андезибазальтов. В кластическом материале заметную роль играют известняки. Толща охарактеризована брахиоподами зоны *Conchidiella pseudobaschkirika* [Маслов, 1964 г., 1980; Степанова, 1983], характерными для бийского горизонта (верхняя часть эмского — основание эйфельского ярусов). Многочисленные находки конодонтов зон *australis* — *kockelianus* в перекрывающих яшмах ярлыкаповской толщи датируют кровлю ирендыкской свиты ранним эйфелем [Маслов и др., 1984, 1987, 1993; Маслов, Артюшкова, 2002]. Хотя индексация свиты сохранилась прежней, однако возраст ее существенно уточнился и ограничен узким интервалом в объеме конодонтовых зон *partitus* и *costatus*.

Рис. 2. Схематическая геологическая карта Сибай-Баймакского района. Составили В.А. Маслов, О.В. Артюшкова

Условные обозначения: 1 — каменноугольная система, нижний отдел (C_1): известняки. Девонская система: 2 — зилайская свита ($D_3 zl$): граувакковые гравелиты, песчаники, алевролиты, глинистые сланцы; 3 — биягодинская свита ($D_3 bd$): полимиктовые гравелиты, песчаники, глинистые сланцы; 4 — мукасовская свита ($D_3 mk$): кремнистые сланцы, песчаники; 5 — улутауская свита ($D_{2-3} ul$): вулканомиктовые гравелиты, песчаники, туфы, кремнистые сланцы; 6 — актауская свита ($D_{2-3} ak$): кремнистые сланцы, яшмы, конгломераты; 7 — карамалыташская свита и бугулыгырская толща ($D_2 kr$): базальты, риолиты, андезиты, яшмы; 8 — ярлыкаповская свита ($D_2 jar$): яшмы; 9 — ирендыкская свита ($D_2 ir$): базальты, андезибазальты, тефроиды, вулканомиктовые песчаники и алевролиты; 10 — баймак-бурибайская свита ($D_1 bb$): базальты, дациты, риолиты, яшмы; 11 — геологические границы (а), разрывные нарушения (б); 12 — серпентиниты; 13 — габбро-диабазы



Актауская свита ($D_{2-3}ak$) выделена в 1987 г. [Маслов, Артюшкова, 1991, 2002; Маслов и др., 1993]. Установлена к западу от хр. Ирндык в краевых частях Присакмарско-Вознесенской подзоны. Стратотип ее расположен в Асылдовской синклинали. Свита представлена кремнистыми породами разных цветовых оттенков, часто радиоляриевыми, с примесью тонкообломочного вулканогенного материала алевро-псаммитовой размерности. Локально в разрезе имеют место микститы с однообразным обломочным материалом, представленным кислыми и средними вулканитами. Свита залегает согласно на вулканогенных образованиях баймак-бурибайской свиты или на серпентинизированных гипербазитах. Перекрывается с постепенным переходом кремнями мукасовской свиты. Мощность рассматриваемой свиты сравнительно небольшая, очень сильно варьирует: от первых метров до 250–300 м.

Основание свиты по находкам конодонтов в подстилающей сагитовской толще соотносится с основанием эйфельского яруса. Фиксируется стратиграфический интервал зон *australis* – *kockelianus* более высокого эйфеля. В верхах разреза установлены верхнеживетские зоны *hermanni-cristatus* – *disparilis* и нижнефранский допунктативный интервал. Верхняя граница свиты проводится по основанию франской зоны *punctata*, что отвечает подошве перекрывающей мукасовской свиты.

Стратиграфический объем актауской свиты охватывает интервал 10 конодонтовых зон от основания эйфеля среднего девона до основания зоны *punctata* среднего франа верхнего девона и соответствует совокупности вулканогенных стратонтов: ирндыкской, карамалыташской и улутауской свитам.

Карамалыташская свита (D_2kr) выделена Ф.И. Ковалевым [1944]. Свита вмещает крупные месторождения медноколчеданных руд. Она широко распространена в Западно-Магнитогорской зоне, где слагает крупные антиклинальные структуры: Карамалыташскую, Сибайскую, Бакр-Узякскую, Юлдашевскую и др. Очень хорошие обнажения свиты известны в Карамалыташской антиклинали, расположенной непосредственно к западу от пос. Старый Сибай.

Карамалыташская свита расчленяется на две толщи. Нижняя сложена преимущественно базальтами, лаво- и туфобрекчиями, тефроидами, туффитами с прослоями яшм. Мощность толщи достигает 1000 м. Верхняя толща мощностью до 800 м представлена, главным образом, дацитами и риолитами с линзообразными прослоями яшм различной мощности, содержащими многочисленные эйфельские конодонты. Прослои и пачки яшм теснейшим образом генетически связаны с вмещающими вулканитами и фиксируют паузы в вулканической деятельности.

В стратотипе подошва свиты не вскрыта. Большая часть исследователей считает, что ее контакт с нижележащей ирндыкской свитой тектонический. С вышележащей улутауской свитой граница постепенная.

Возраст карамалыташской свиты вместе с перекрывающими яшмами бугулыгырской толщи установлен однозначно по конодонтам в объеме конодонтовых зон *australis* и *kockelianus* эйфельского яруса [Маслов и др., 1984, 1987, 1993; Маслов, Артюшкова, 2002].

Ярлыкаповская свита (D_2yar). Новый стратон выделен В.А. Масловым и др. [1984]. Свита прослеживается практически непрерывно на всем протяжении хр. Ирндык. В разрезе согласно перекрывает ирндыкскую свиту или гадиловскую толщу и согласно с переслаиванием перекрывается отложениями улутауской свиты. Мощность варьирует от 30–40 до 100 м. В южной части Западно-Магнитогорской зоны, где ирндыкская свита представлена редуцированными фациями, ярлыкаповская свита также имеет сокращенные мощности, в пределах первых метров (гора Балтатау, д. Абдулнасырово и др.).

К западу от хр. Ирндык аналоги карамалыташской и ярлыкаповской свит представлены слоистыми кремнями в составе актауской свиты.

Улутауская свита ($D_{2-3}ul$) впервые выделена Л.С. Либровичем [1936] в Сибайском районе. В стратотипе нижняя граница свиты постепенная [Маслов, 1980; Маслов и др., 1984; Маслов, Артюшкова, 2002]. Пачка переслаивания туфов кислого состава, гиалокластитов и вишневого яшм в верхней части карамалыташской свиты сменяется полосчатыми яшмовидными туффитами. Непосредственно выше комплекса *kockelianus* появляется ассоциация конодонтов, заметно обедненная и отличающаяся, как по таксономическому составу, так и количественно. В ней наряду с транзитными формами опознаются вновь появляющиеся *Polygnathus aff. ensensis* Ziegl. et Klap., *Pol. cf. kluepfeli* Wit., *Pol. linguiformis linguiformis* Hinde “*epsilon*” *morphotype* Zieg., Klap. et John, *Pol. parawebbi* Chat., характеризующие основание живетского яруса.

В единичных разрезах улутауская свита залегает на ирендыкской свите (севернее бывшей д. Гадельшино) или на гадилевской толще (гора Траташ) с локальным перерывом. Повсеместно она согласно перекрывается кремнями мукасовской свиты [Маслов, 1980; Маслов и др., 1984; Маслов, Артюшкова, 2002]. Мощность улутауской свиты варьирует от 1500–2000 до 600–800 м.

К западу от хр. Ирендык фацией улутауской свиты являются кремни в составе актауской свиты.

Немногочисленные палеонтологические данные в разрезе собственно улутауской свиты (в основании и в верхней части) определяют ее стратиграфическое положение в живетском ярусе среднего и нижнефранском подъярусе верхнего девона. Снизу она ограничена кровлей зоны *koskelianus* в подстилающих яшмах ярлыкаповской и карамальташской свит. Верхняя граница датируется основанием зоны *punctata*, характеризующей подошву перекрывающей мукасовской свиты [Маслов и др., 1999; Маслов, Артюшкова, 2002].

Верхний девон. Франский и фаменский ярусы

Верхнедевонские отложения, во многих пересечениях образующие неплохо обнаженные последовательные, не нарушенные разрезы, непрерывность которых устанавливается по фаунистическим данным, Сибайском районе представлены мукасовской, биягодинской и зилаирской свитами.

Мукасовская свита (D_3mk). Выделена Л.С. Либровичем [1936] в районе д. Мукасево Первое. В ранг свиты переведена нами после выяснения ее стратиграфического положения [Маслов и др., 1999; Маслов, Артюшкова, 2002]. Мукасовская свита сложена преимущественно черными и темно-серыми кремнями, часто радиоляриевыми. Она имеет широкое развитие на всей территории Западно-Магнитогорской зоны и в других структурно-фациальных зонах Южного Урала. Свита подстилается вулканомиктовой улутауской свитой, с которой имеет согласную границу, и также согласно перекрывается отложениями бугодакской и биягодинской свит. К западу от хр. Ирендык мукасовская свита подстилается кремнями актауской свиты.

В стратотипе в районе д. Мукасево Первое, мощность свиты составляет 50–60 м. По простиранию в северном и южном направлениях имеет весьма неустойчивую мощность: соответственно раздувается до 800 м за счет увеличения в разрезе пачек вулканомиктовых песчаников или резко сокращается, иногда до первых метров. Местами кремни выклиниваются и замещаются обломочными породами [Маслов, 1980; Артюшкова, 1985; Маслов, Артюшкова, 2002].

Стратиграфический объем мукасовской свиты по находкам конодонтов в подошве и кровле соответствует 4 конодонтовым зонам — *punctata* — *Late rhenana*.

Биягодинская свита (D_3bg) выделена нами [Маслов и др., 1996, 1999; Маслов, Артюшкова, 2002; Артюшкова, Маслов, 2005]. Стратотип ее располагается в северной части Кизило-Уртазымской синклинали в районе д. Идяш-Кускарово. Этот стратон имеет установленную нижнюю границу, фиксируемую кровлей кремней мукасовской свиты. Его верхняя граница с зилаирской свитой проведена по литологии и обоснована конодонтами.

Свита имеет отчетливое двучленное строение. Нижняя подсвита сложена ритмично переслаивающимися песчаниками, алевролитами и глинистыми сланцами с редкими прослоями кремнистых алевропелитов и известковистых алевролитов (бывшая карантауская свита). Мощность ее не превышает 550–650 м. Подсвита охарактеризована конодонтами, характерными для зоны *linguiformis*. В верхней части разреза подсвиты, в 50–60 м ниже подошвы верхней микститовой подсвиты обнаружены единичные фаменские конодонты, характерные для подзон *Middle* — *Late triangularis* [Артюшкова, Маслов, 2005].

Верхняя подсвита характеризуется развитием хаотических комплексов (микститов). Максимальная мощность ее, с нашей точки зрения, составляет 250–350 м, минимальная ограничивается также первыми метрами. Она имеет косвенную фаунистическую характеристику. Обломки и олистоциты известняков содержат живетскую и франскую макрофауну брахиопод, кораллов, строматопор [Маслов, 1980; Ключина и др., 1980]; в глыбах кремней собраны позднефранские конодонты. Е.В. Чибриковой [1977] из матрикса выделены фаменские миоспоры. В перекрывающих отложениях зилаирской свиты встречены конодонты, характерные для зон *Late triangularis* и *crepida* [Маслов и др., 1987; Маслов, Артюшкова, 2002; Артюшкова, Маслов, 2005]. Стратиграфический объем микстита «укладывается» в объем конодонтовых зон *Middle* — *Late triangularis*.

В разрезах южнее широты д. Мукасево Первое биягодинская свита имеет сокращенный (до первых метров) характер разреза [Артюшкова, Маслов, 2005]. В Присакмарско-Вознесенской подзоне верхняя граница стратона устанавливается по комплексу конодонтов.

Зилаирская свита ($D_3 z/l$). Выделена Л.С. Либровичем [1932] в Зилаирском синклинории. В Сибайском районе породами зилаирской свиты выполнены все крупные синклинальные структуры. Повсеместно свита сложена ритмично переслаивающимися разномощными полимиктовыми песчаниками, алевролитами, глинистыми сланцами, с редкими маломощными (0,05–0,2 м) прослоями известковистых алевролитов, а также стяжениями карбонатов. Отмечаются скопления и обрывки растительных остатков. Мощность зилаирской свиты в пределах 600–800 м.

Нижняя граница зилаирской свиты повсеместно согласная. Верхняя граница изучена недостаточно. Палеонтологически охарактеризована нижняя граница зилаирской свиты. Она везде содержит одинаковую конодонтовую ассоциацию и датируется зоной *Late triangularis*, что дает нам основание считать ее синхронной. Крупного перерыва под зилаирской свитой не установлено ни в одном разрезе.

Верхний возрастной предел зилаирской свиты достоверно установлен в единичных разрезах. По конодонтам из прослоев известковистых песчаников он соответствует верхней части кушелгинского и литвинскому горизонтам верхнего фамена [Маслов и др., 1987; Маслов, Артюшкова, 2002].

Литература

- Артюшкова О.В.** О возрасте мукасовской толщи // Биостратиграфия и литология палеозоя Южного и Среднего Урала. Уфа: БФАН СССР, 1985. С. 18–21.
- Артюшкова О.В., Маслов В.А.** Стратиграфия «надмукасовских» отложений (фаменский ярус, зилаирская свита) на Южном Урале по конодонтам // Стратиграфия. Геологическая корреляция. 2005. Т. 13, № 2. С. 57–73.
- Водорезов Г.И., Лозовой М.В., Маслов В.А.** К вопросу о выделении на Южном Урале в среднем девоне гадилевской толщи // Материалы по геологии и полезным ископаемым Южного Урала. М.: Недра, 1965. Вып. 4. С. 42–48.
- Вулканизм Южного Урала / И.Б. Серавкин, А.М. Косарев, Д.Н. Салихов и др.** М.: Наука, 1992. 195 с.
- Ковалев Ф.И.** Генезис колчеданных и золото-баритовых месторождений Баймакского района (Южный Урал) // Сов. геология. 1944. № 2. С. 13–23.
- Либрович Л.С.** Геологическое строение Кизило-Уртазымского района на Южном Урале // Труды / ЦНИГРИ. Л.; М.: ОНТИ НКТП СССР, 1936. Вып. 81. 208 с.
- Маслов В.А.** Девон восточного склона Южного Урала. М.: Наука, 1980. 224 с.
- Маслов В.А., Артюшкова О.В.** Актауская свита западного борта Магнитогорского мегасинклинория (средний и верхний девон) // Палеонтология и стратиграфия девона и карбона Южного Урала. Уфа: БНЦ УрО АН СССР, 1991. С. 46–53.
- Маслов В.А., Артюшкова О.В.** К вопросу о возрасте ирендыкской свиты северной части Магнитогорского мегасинклинория // Ежегодник–1996 / ИГ УНЦ РАН. Уфа, 1998. С. 32–34.
- Маслов В.А., Артюшкова О.В.** Стратиграфия палеозойских образований Учалинского района Башкирии. Уфа, 2000. 123 с.
- Маслов В.А., Артюшкова О.В.** Стратиграфия и корреляция девонских отложений Сибай-Баймакского района Башкирии. Екатеринбург: ИГ УНЦ РАН, 2002. 199 с.
- Маслов В.А., Артюшкова О.В., Барышев В.Н.** Стратиграфия рудовмещающих девонских отложений Сибайского района. Уфа: БФАН СССР, 1984. 97 с.
- Маслов В.А., Артюшкова О.В., Нурмухаметов Э.М.** Франские отложения Магнитогорского мегасинклинория: Препринт / Ин-т геологии УНЦ РАН. Уфа, 1999. 82 с.
- 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 / Ин-т геологии БНЦ УрО АН СССР. Уфа, 1987. 31 с.
- Нестоянова О.А.** Стратиграфия силура и девона Магнитогорского синклинория // Сов. геология. 1959. № 11. С. 16–28.
- Степанова Г.А.** Зона *Zdimir pseudobaschkiricus* и рифогенные постройки среднего девона восточного склона Южного Урала // Нижний ярус среднего девона на территории СССР. М.: Наука, 1983. С. 170–177. (Труды / Ин-т геологии и геофизики СО АН СССР; Вып. 562).
- Маслов В.А., Черкасов В.Л., Тищенко В.Т. и др.** Стратиграфия и корреляция вулканогенных комплексов основных медноколчеданных районов Южного Урала. Уфа: УНЦ РАН, 1993. 216 с.