

Российская академия наук  
Уфимский научный центр РАН  
Институт геологии

**Маслов В. А.**  
**Артюшкова О. В.**

**СТРАТИГРАФИЯ И КОРРЕЛЯЦИЯ  
ДЕВОНСКИХ ОТЛОЖЕНИЙ  
МАГНИТОГОРСКОЙ МЕГАЗОНЫ  
ЮЖНОГО УРАЛА**

Уфа  
2010

УДК 551.734(234.853)

ББК 26.3

М31

Рецензенты: доктор геол.-мин. наук Д.Н. Салихов  
кандидат геол.-мин. наук А.М. Косарев

**Маслов В.А., Артюшкова О.В.**

М31 Стратиграфия и корреляция девонских отложений Магнитогорской мегазоны Южного Урала / В.А. Маслов, О.В. Артюшкова. — Уфа: ДизайнПолиграфСервис, 2010. — 288 стр., 71 илл., 2 вкл. ISBN 978-5-94423-215-1

Рассмотрена современная стратиграфия девона Магнитогорской мегазоны. В основе книги — детальное биостратиграфическое исследование вулканогенных и вулканогенно-осадочных рудовмещающих комплексов девона на основе конодонтов.

В результате исследований все местные стратоны палеонтологически обоснованы характерными комплексами конодонтов. Пересмотрен и уточнен их возраст. Ряд толщ переведен в ранг свит. На единой конодонтовой основе проведены корреляция стратонев Магнитогорской мегазоны и их сопоставление с местными подразделениями сопредельных зон. Определены стратиграфические уровни колчеданного оруденения.

Книга представляет интерес для широкого круга специалистов, занимающихся разными вопросами геологии (стратиграфия, палеогеодинамика, палеогеография и др.) восточного склона Южного Урала.

УДК 551.734(234.853)

ББК 26.3

---

*Научное издание*

**Маслов Виктор Алексеевич**  
**Артюшкова Ольга Викторовна**

## СТРАТИГРАФИЯ И КОРРЕЛЯЦИЯ ДЕВОНСКИХ ОТЛОЖЕНИЙ МАГНИТОГОРСКОЙ МЕГАЗОНЫ ЮЖНОГО УРАЛА

Подписано в печать 20.06.2010. Формат 60×90<sup>1</sup>/<sub>16</sub>. Усл. печ. л. 32,55. Тираж 300 экз. Заказ 243.

ООО «ДизайнПолиграфСервис». 450077 г. Уфа, ул. К. Маркса, 37, корп. 3, оф. 205. Тел. (347)291-13-60 Эл. почта: dizain\_press@mail.ru

Отпечатано в полном соответствии с представленным оригинал-макетом в ООО «ДизайнПолиграфСервис»

ISBN 978-5-94423-215-1

© Маслов В.А., Артюшкова О.В., 2010

## Предисловие

Предлагаемая вниманию читателей монография является итогом более чем сорокалетнего изучения стратиграфии девонских отложений Магнитогорской мегазоны. В ней отражены результаты расчленения и корреляции практически «немых» рудовмещающих вулканогенных и вулканогенно-осадочных толщ на основе использования конодонтов. Специфика исследований состоит в особенности палеонтологического материала, представленного преимущественно отпечатками конодонтов на поверхностях напластования кремнистых пород, которые, как показала многолетняя практика, являются в действительности единственным инструментом для расчленения и обоснования возраста исследуемых объектов.

Интенсивное последовательное изучение региональной стратиграфии вулканогенного девона начато авторами с 1980 г., со времени первых находок конодонтов в отпечатках в яшмах базальт-яшмовой ассоциации карамалыташской свиты. Уже к 1990 г. все местные стратиграфические подразделения, и в первую очередь рудовмещающие, получили палеонтологическое обоснование. Стратиграфические объемы большинства из них были пересмотрены или уточнены. Составленный на новой палеонтологической основе и согласованный с геологами-съемщиками вариант схемы стратиграфии девона Западно-Магнитогорской зоны был утвержден IV Уральским стратиграфическим совещанием (Екатеринбург, 1990 г.). Он отличается высокой степенью детальности, что особенно важно при корреляциях, и стал по существу эталонным для девона всего восточного склона Южного Урала. В предложенной авторами схеме установлена практически вся девонская последовательность. Все местные подразделения увязаны с региональными и соотнесены со стандартной конодонтовой зональностью Международного стратиграфического стандарта.

В 90-х годах прошлого века в связи с составлением Новой серии карт масштаба 1:200 000 биостратиграфические исследования проводились авторами в Восточно-Магнитогорской зоне и в структурно-фациальных зонах, расположенных восточнее. Немые толщи впервые получили фаунистическую характеристику, что позволило создать первые рабочие схемы стратиграфии к ряду планшетов.

Корреляция разновозрастных отложений девона, проведенная на единой палеонтологической основе в пределах всего южно-уральского региона, определяет в настоящее время создание обоснованных моделей разного рода палеореконструкций.

*В.А. Маслов*

# Введение

*«Основой же региональной геологии является региональная стратиграфия. Только с ее прогрессом совершенствуется общая (международная) стратиграфическая шкала, а в региональных исследованиях лишь она обеспечивает полноценный каркас легенды любой геологической карты, претендующей на научную достоверность и практическую эффективность».*

**академик Б.С. Соколов**

Стратиграфии девонских вулканогенно-осадочных отложений Магнитогорской мегазоны Южного Урала с давних пор уделяется огромное внимание. Это объясняется в первую очередь тем, что в Магнитогорской мегазоне сконцентрированы наиболее значимые месторождения медно-колчеданных руд. Рудовмещающими отложениями являются вулканогенные комплексы девона, расчленение и корреляция которых — очень непростые задачи.

В прошлом столетии стратиграфические исследования девона на Южном Урале строились на изучении бентосной макрофауны. Если для западного склона Южного Урала, где преобладают карбонатные разрезы девона, разработка стратиграфической схемы увенчалась успехом, то для восточного склона такие построения оказались очень сложными. Это и понятно, поскольку в девонских разрезах восточного субрегиона преобладают вулканогенные образования, составляющие до 70% всей мощности девонского разреза. Карбонатные породы среди вулканитов встречаются крайне редко и, как правило, не *in situ*. Именно поэтому стратиграфическое расчленение вулканогенно-осадочных толщ осуществлялось на основании вещественного состава тех или иных толщ, а также по положению их в разрезе друг относительно друга. Определяющую роль в стратиграфических построениях играли крупномасштабные геологические съемки. Следует отметить, что составление геологических карт осуществлялось с большой долей субъективности, и очень часто планшеты не могли быть увязаны между собой. Столь противоречивое стратиграфическое расчленение вулканогенно-осадочных образований обусловлено очень сложными фациальными взаимоотношениями вулканогенных толщ, а также близким вещественным составом разновозрастных вулканитов, что приводило к неверным корреляциям.

Местные стратиграфические подразделения, предложенные для расчленения девона восточного склона Л.С. Либровичем [1936], Ф.И. Ковалевым [1944] и О.В. Нестояновой [1959], до настоящего времени не потеряли своего значения, хотя стратиграфические объемы и возраст

стратонов претерпели значительные изменения. По принципу приоритета названия свит и толщ сохранены.

Наиболее сложной задачей при расчленении вулканогенных толщ является выяснение их геологического возраста. Наиболее надежный для этих целей палеонтологический метод практически не мог быть использован, поскольку находки макрофауны, возможные только в известняках, были связаны с редкими «линзами», которые часто являются чужеродными вмещающим вулканитам. Прослой карбонатных пород, имеющих положение в разрезе *in situ*, крайне редки и приурочены, главным образом, к слоистым осадочным толщам. В ассоциации с вулканогенными образованиями на Южном Урале из осадочных пород более всего распространены кремни и яшмы, образующие многочисленные прослой или пачки.

Крайне редкая встречаемость карбонатных «линз» или «биогермов» в вулканогенных толщах определила необходимость поиска возможностей изучения других микропалеонтологических остатков в осадочных кремнисто-глинистых породах. Было начато изучение радиолярий в шлифах [Садрисламов, 1972 г.], растительных микрофоссилий [Чибрикова, 1977] и конодонтов [Маслов и др., 1980].

Отработка методики визуального поиска конодонтов в кремнистых породах достаточно быстро дала первые результаты на южно-уральских объектах исследования, а 1980 г. оказался поворотным. В этом году впервые отпечатки конодонтов были обнаружены нами в слоистых яшмах среди базальтов карамалыташской свиты.

К 1990 г. в Западно-Магнитогорской зоне конодонты были найдены и изучены в рудовмещающих стратонах. Определен возраст баймак-бурибайской, ирендыкской, карамалыташской и улутауской свит в стратотипических разрезах. Эти данные вошли в унифицированную региональную схему Урала, которая принята на IV Уральском совещании в 1990 г. и утверждена МСК России в 1991 г. [Стратиграфические ..., 1993].

В последующие годы авторы продолжили исследования в Магнитогорской мегазоне в связи с начавшимися работами по составлению Государственных геологических карт масштаба 1:200000 (новая серия). На всех листах ГДП–200 авторы проводили изучение конодонтов, часто в отпечатках. Материалы этих исследований использовались для палеонтологического обоснования геологического возраста картируемых стратонов. На основе палеонтологических данных, полученных авторами, составлены государственные геологические карты масштаба 1:200000 листов N–40–XII, –XVII, –XVIII, –XXIV, –XXVIII, –XXX, –XXII, –XXIII, –XXIX, –XXXV, –XXXVI; N–41–VII, –XIII, –XIX; M–40–XII, а также масштаба 1:50000 в пределах упомянутых листов и на листах M–IV, –V, –VI.

В результате проведенных исследований впервые установлены зональные комплексы конодонтов в девонских вулканогенно-осадочных отложениях Магнитогорской мегазоны. Все закартированные местные

стратиграфические подразделения получили палеонтологическое обоснование геологического возраста, уточнены их стратиграфическое положение и объем, установлены новые стратоны. Разработана детальная стратиграфическая схема, в которой все толщи и свиты скоррелированы на основе ортостратиграфической фауны (конодонты).

Предлагаемая региональная схема стратиграфии и корреляции девонских отложений Магнитогорской мегазоны по конодонтам увязана с Международной стратиграфической шкалой.

Работы выполнялись в Лаборатории стратиграфии палеозоя ИГ УНЦ РАН (г. Уфа) и являются итогом более чем 40-летнего периода изучения стратиграфии вулканогенно-осадочных комплексов палеозоя, и в первую очередь девона, восточного склона Южного Урала. Собрана огромная палеонтологическая коллекция конодонтов, состоящая в основном из отпечатков. Большая роль в освоении методики изучения конодонтов в отпечатках принадлежит В.Н. Барышеву, который первым изучил отпечатки конодонтов из стратотипов местных стратонов. В настоящее время методика отработана и успешно зарекомендовала себя. Коллекция конодонтов переизучена, определена и описана [Артюшкова, 2009]. В сборе палеонтологического материала в разные годы участвовали В.Н. Барышев, В.Ю. Родионов, Л.З. Аскарова, В.Т. Тищенко, В.Ф. Кондратенко, Р.Р. Якупов, Э.М. Нурмухаметов, Р.Ф. Якшибаев, Р.И. Зианбердин. За годы исследований авторы работали в тесном контакте и взаимодействии с геологами, проводившими в разные годы геологические съемки на Южном Урале. Авторы благодарны за обсуждение палеонтологических и стратиграфических вопросов сотрудникам Лаборатории стратиграфии палеозоя ИГ УНЦ РАН А.Н. Абрамовой, Е.И. Кулагиной, Т.М. Мавринской, В.Н. Пазухину, Е.В. Чибриковой; коллегам других организаций: В.А. Аристову (ГИН РАН), Л.И. Мизенс, М.П. Снигиревой, В.В. Черных (ИГГ УрО РАН), Е.А. Елкину (ИНГГ СО РАН), Б.М. Садрисламову (ОАО «Башкиргеология») и другим. Чрезвычайно полезными были обсуждения различных аспектов работы с К.С. Ивановым, А.М. Косаревым, Г.А. Мизенсом, В.Н. Пучковым, Д.Н. Салиховым, И.Б. Серавкиным, В.В. Черных, Б.И. Чувашовым. Авторы признательны Л.Т. Протасевичу (ПИН РАН) и Р.Р. Якупову, оказавшим помощь в фотографировании отпечатков конодонтов, сотрудникам Лаборатории стратиграфии палеозоя Е.В. Грицаенко, Р.И. Зианбердину, И.И. Иштакбаеву, Н.М. Сафуановой, А.М. Фазлиахметову, М.Ф. Утаеву, Р.Ч. Тагариевой, И.Х. Хайртдинову, А.Р. Шариповой, помогавшим в обработке материала и в оформлении работы. Авторы благодарны Агенствам МПР России по Республике Башкортостан и Челябинской области, МПР РБ и РФФИ, при финансовой поддержке которых были получены новые данные, ставшие составной частью монографии.

## **СОВРЕМЕННОЕ СОСТОЯНИЕ ИЗУЧЕННОСТИ СТРАТИГРАФИИ ПАЛЕОЗОЙСКИХ ОТЛОЖЕНИЙ НА ВОСТОЧНОМ СКЛОНЕ ЮЖНОГО УРАЛА**

Магнитогорская мегазона является наиболее крупной структурной единицей восточного склона Южного Урала, которая сложена в основном вулканогенными, и в меньшей степени — осадочными отложениями (рис. 1.1). В этой мегазоне сконцентрированы наиболее значимые месторождения медноколчеданных руд. Рудовмещающими отложениями являются вулканогенные комплексы девона, расчленение которых имеет свои особенности.

Современные представления о стратиграфии палеозойских вулканогенных и вулканогенно-осадочных толщ Магнитогорской мегазоны суммируют данные предшествующих исследователей. Однако стратиграфические исследования последних 25 лет базируются на изучении конодонтов, которые обнаружены во всех изученных стратонах палеозоя и главным образом — девона Магнитогорской мегазоны. Эта фауна позволила существенно уточнить датировки картируемых стратиграфических подразделений и определить их стратиграфический диапазон, что открыло новые возможности в корреляции толщ и свит вулканогенных комплексов.

Стратиграфическое расчленение вулканогенных рудовмещающих толщ началось в первой половине девятнадцатого столетия. Первые известные геологические описания были сделаны Е. Гофманом и Г. Гельмерсенем [1835<sub>1,2</sub>]. В 1848 г. в Горном журнале был опубликован перевод работы Р. Мурчисона, Э. Вернейля и А. Кейзерлинга с достаточно подробным описанием геологического строения Южного Урала [Мурчисон и др., 1848]. В 1854—55 гг. Южный Урал посетили Н.Г. Меглицкий и А.И. Антипов [1858].

В 1884—1898 гг. различные районы восточного склона Южного Урала изучали А.П. Карпинский [1884], Ф.Н. Чернышев [1985, 1989], А. Штукенберг [1896, 1898, 1899]. Из этих работ наибольшее значение имели исследования Ф.Н. Чернышева [1885, 1889], который в окрестностях с. Вознесенки и д. Ильгибаново (Учалинский район Башкирии) обнаружил нижнедевонскую фауну брахиопод, которая была заключена в известняках.

В дореволюционный период (1910—1917 гг.) большие работы были осуществлены группой геологов Южно-Уральского горно-акционерного общества под руководством Х.М. Кинсбури.

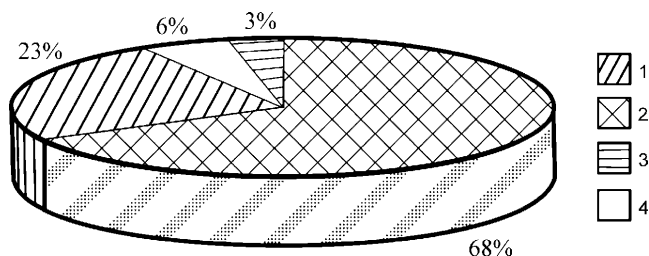
После Октябрьской революции начинается новый период в изучении палеозойских образований восточного склона Южного Урала. Начиная с 1917–1920 гг. геологические работы проводились Башкомбинатом, затем — Башгеолтрестом.

С 1916 по 1927 гг. на Южном Урале работал А.Н. Заварицкий [1920, 1927], который в своих работах, кроме вопросов вулканизма и генезиса оруденения, освещал также некоторые проблемы стратиграфии палеозойских отложений.

Большой вклад в разработку стратиграфии вулканогенно-осадочного палеозоя Магнитогорского мегасинклинория внес Л.С. Либрович [1932, 1936]. Им разработана первая стратиграфическая схема палеозойских образований для Кизило-Уртазымского района (рис. 1.2). Стратиграфические построения Л.С. Либровича были восприняты всеми геологами и применялись для всей Магнитогорской мегазоны. Многие положения из этих исследований сохранили свое значение до настоящего времени. Л.С. Либровичем были выделены: ирендыкская (силур — нижний девон), улутауская (средний девон), колтубанская (франский ярус верхнего девона) и зилаирская свиты (фаменский ярус верхнего девона и низы нижнего карбона).

Вслед за Л.С. Либровичем изучением стратиграфии и тектоники всего восточного склона Южного Урала занимались Ф.И. Ковалев, О.А. Нестоянова, В.С. Коптев-Дворников, Б.С. Левоник, З.И. Иконникова, И.И. Орешкин. В результате проведенных работ в 1946 г. Ф.И. Ковалевым и З.И. Иконниковой была составлена геологическая карта масштаба 1:100 000 для Таналык-Баймакского района и О.А. Нестояновой — для Учалинского и Абзелиловского районов Башкирии с подробной объяснительной запиской.

Ф.И. Ковалев [1944] нижнюю часть ирендыкской свиты Л.С. Либровича выделил в новую свиту — бурибайскую (баймак-бурибаевскую), а верхнюю отнес к вновь выделенной карамалыташской свите. В дальнейшем эти свиты заняли прочное место в стратиграфических схемах девона восточного склона Южного Урала. Карантауская свита, которую Ф.И. Кова-



**Рис. 1.1.** Диаграмма распределения в разрезе девона Западно-Магнитогорской СФЗ генетически различных типов пород

**Породы:** 1 — вулканомиктовые, 2 — вулканогенные, 3 — карбонатные, 4 — кремни. За 100% принята суммарная мощность девонских отложений 14500 м



лев выделял выше улутауской свиты, в настоящее время исключена из геологической практики, хотя некоторые исследователи используют это название в своих работах [Мизенс, 2002].

О.А. Нестоянова [1946 г., 1959, 1960] в Учалинском и Абзелиловском районах выделяла кизникеевскую, узункульскую, ирендыкскую, карамалыташскую, улутаускую, карантаускую, колтубанскую и зилаирскую свиты. В более поздней работе О.А. Нестоянова [1959] для Магнитогорского мегасинклинория предлагает несколько другое расчленение: для силура — сакмарская, баймак-бурибайская и поляковская (на севере) свиты; для девона — ирендыкская, карамалыташская, улутауская, колтубанская (карантауская) и зилаирская свиты.

В 1960–1989 гг. вопросам стратиграфии зеленокаменных толщ Магнитогорской мегазоны уделяется большое внимание. Это связано с развернувшимися работами по систематическому детальному геологическому картированию и глубинному изучению рудовмещающих силуро-девонских комплексов. В этот период произведено значительное уточнение стратиграфической схемы Л.С. Либровича [1936] и Унифицированных схем [1968, 1980], принятых на Уральских стратиграфических совещаниях (рис. 1.2).

Огромный объем работ по детальному картированию и тематическому обобщению многочисленных материалов выполнен геологами Института геологии БФАН СССР, объединения «Башкиргеология», Института геологии и геохимии УНЦ АН СССР, объединений «Оренбурггеология», «Уралгеология», Саратовского НИИ, МГУ, ЦНИГРИ и других организаций.

Исследования проводились И.С. Анисимовым, Л.В. Анфимовым, П.В. и М.Ю. Аржавитиными, В.В. Бабкиным, А.А. Бариновым, Е.А. Белгородским, Ю.П. Бердюгиным, М.Ш. Биковым, А.С. Бобоховым, М.Б. Бородаевской, Ю.Г. Братухиным, И.С. Вахромеевым, Я.Я. Вецлером, В.И. Гордичей, М.Н. Долгим, В.С. Дубининым, Ю.С. Емельяновым, И.В. Жилиным, В.В. Зайковым, Ю.Г. Замигой, А.А. и А.А. Захаровыми, А.Н. Захарьевичем, В.Ф. Ивановым, К.С. Ивановым, С.Н. Ивановым, Б.В. Кабановым, Л.Я. Кабановой, Ш.Н. Кацем, М.Л. Ключиной, О.Ю. и Ю.Г. Князевыми, Е.С. Контарем, В.Г. Кориневским, В.А. Коротеевым, А.М. Косаревым, В.М. Кривоносовым, А.И. Кривцовым, М.А. Кригером, А.М. Крючиным, Ю.Л. Куваевским, Г.П. Кузнецовым, А.И. Левитом, И.В. Ленных, П.В. Лядским, Б.Д. Магадеевым, В.В. Масленниковым, В.А. Масловым, В.М. Мосейчуком, И.А. Мудровым, А.П. Наседкиным, О.А. Нестояновой, И.И. Никитиным, К.П. Плюсниным, А.А. Плюсниной, В.М. Поповым, В.Н. Пучковым, В.Г. Пьянковым, Я.А. Рихтером, В.В. Сагло, Б.М. Садрисламовым, И.Б. Серавкиным, Г.А. Смирновым, И.А. Смирновой, И.Д. Соболевым, П.Ф. Сопко, В.В. Тамбовцевым, М.Д. Тесаловским, В.Т. Тищенко, Н.И. Шкатовым, Т.И. Фроловой, Б.И. Хворовым, Б.Ф. Хромых, Д.Э. Цабадзе, Г.И. Чайко, Л.Д. Чегодаевым, Г.Ф. Червяковским, В.Л. Черкасовым, Б.А. и И.В. Чермениновыми,

Система		МСП		ОСП 1989	РСФ 1993	Л.С.Либрович (1936)	Решения..., (1961)	Унифицированные..., (1968)	
Девонская	Верхний	Фраменский	Ярус	Фраменский	Ярус	Зилаирская свита до 500 м	Зилаирская свита 300 - 500 м	Зилаирская свита 300 - 500 м	
				Франский	Ярус	Колтубанская свита до 500 м	Колтубанская свита	Колтубанская свита 300 - 600 м	
		Средний	Эйфельский	Живетский	Живетский	Живетский	Мукасовская толща	Мукасовская свита	Мукасовская толща 100 м
					Лозвианский	Лозвианский	Улутауская свита	Улутауская свита	Улутауская свита 600-1000 м
		Пижный	Эмский	Эйфельский	Эйфельский	Юртищенский	1300-1400 м	Улутауская свита	Бугулыгирская толща 100 м
					Юртищенский	Юртищенский	Бугулыгирская толща	Бугулыгирская свита	Карамалыташская свита 300 - 1500 м
	Силурийская	Пржидольский	Лудловский	Горстий	Пржидольский	Пржидольский	Ирендыкская свита до 1500 м	Ирендыкская свита	Ирендыкская свита 3000 м
					Лудловский	Лудловский	Ирендыкская свита	Ирендыкская свита	Кизниеевская толща 100 м
					Венлокский	Венлокский	Ирендыкская свита	Ирендыкская свита	Глинистые сланцы, туфы 700 - 1700 м
		Лландоверийский	Аэрон	Руддан	Венлокский	Венлокский	Ирендыкская свита	Ирендыкская свита	Песчаники 300 м
					Лландоверийский	Лландоверийский	Ирендыкская свита	Ирендыкская свита	Диабазы, спилиты 300 - 700 м
		Лландоверийский	Аэрон	Руддан	Лландоверийский	Лландоверийский	Ирендыкская свита	Ирендыкская свита	Кремнистые и глинистые сланцы 400 м
Лландоверийский	Лландоверийский				Ирендыкская свита	Ирендыкская свита	Кремнистые и глинистые сланцы 400 м		

Рис. 1.2. Сопоставление стратиграфических схем девонских отложений Западно-Магнитогорской структурно-фациальной зоны

Унифицированные..., (1980)	Стратиграфические..., (1993)	Маслов, Артюшкова (2000, 2002); Артюшкова, Маслов (2005)
Зилаирская свита 300 - 500 м	Зилаирская свита 300 - 500 м	Зилаирская свита 500 - 800 м
Кремни 60 м	Колтубанская свита 200 м	Биягодинская св. } Бугодакск. св. 20 - 400 м } 900-1300 м
Колтубанская свита 150 - 250 м	Мукасовская толща до 800 м	Мукасовская свита 30-800 м
Мукасовская толща 50 м	Улутауская свита 700-1800 м	Улутауская свита 150-250 м
Песчаники, глинисто-кремнистые сланцы до 250 м	Ирендйкская свита 800-3000 м	Ирендйкская свита 800-3500 м
Улутауская свита 1000-1500 м	Ирендйкская свита 800-3000 м	Ирендйкская свита 800-3500 м
Бугульгирская т. 100 м	Бугульгирская т. до 100 м	Кремнистые туффы 200 м
Карамалыгашская свита 1200 - 1500 м	Ирендйкская свита 800-3000 м	Кремнистые туффы 30 м
Ирендйкская свита 800 - 3000 м	Ирендйкская свита 800-3000 м	Туратская свита 300-500 м
Туратская свита	Баймак-бурбайская свита до 2000 м	Баймак-бурбайская свита до 2000 м
Ирендйкская свита	Баймак-бурбайская свита до 2000 м	Баймак-бурбайская свита до 2000 м
Ирендйкская свита	Баймак-бурбайская свита до 2000 м	Баймак-бурбайская свита до 2000 м
Ирендйкская свита	Баймак-бурбайская свита до 2000 м	Баймак-бурбайская свита до 2000 м
Ирендйкская свита	Баймак-бурбайская свита до 2000 м	Баймак-бурбайская свита до 2000 м
Ирендйкская свита	Баймак-бурбайская свита до 2000 м	Баймак-бурбайская свита до 2000 м
Ирендйкская свита	Баймак-бурбайская свита до 2000 м	Баймак-бурбайская свита до 2000 м
Ирендйкская свита	Баймак-бурбайская свита до 2000 м	Баймак-бурбайская свита до 2000 м
Ирендйкская свита	Баймак-бурбайская свита до 2000 м	Баймак-бурбайская свита до 2000 м
Ирендйкская свита	Баймак-бурбайская свита до 2000 м	Баймак-бурбайская свита до 2000 м
Ирендйкская свита	Баймак-бурбайская свита до 2000 м	Баймак-бурбайская свита до 2000 м
Ирендйкская свита	Баймак-бурбайская свита до 2000 м	Баймак-бурбайская свита до 2000 м
Ирендйкская свита	Баймак-бурбайская свита до 2000 м	Баймак-бурбайская свита до 2000 м
Ирендйкская свита	Баймак-бурбайская свита до 2000 м	Баймак-бурбайская свита до 2000 м

Рис. 1.2. Окончание

Е.В. Чибриковой, А.А. Чистяковым, Э.В. Шалагиновым, А.Ф. Шараповым, В.С. Шарфманом, А.Д. Штейнбергом, Е.П. Шулькиным, А.В. Ярковой и многими другими.

Отметим, что детальные работы в Магнитогорской мегазоне обусловили многообразие представлений о стратиграфии на отдельных планшетах. Одновременно с крупномасштабным геологическим картированием проводились специализированные тематические исследования по стратиграфическому расчленению и корреляции палеозойских образований западного и восточного склонов Южного Урала, в которых участвовали ученые Института геологии Башкирского филиала АН СССР В.А. Маслов, А.А. Рождественская, А.П. Тяжева и Е.В. Чибрикова. Биостратиграфия вулканогенных комплексов девонских отложений разрабатывалась на основе брахиопод, кораллов, криноидей и другой фауны из известняков, которые крайне редки в вулканогенных толщах и обычно залегают в виде отдельных тектонических блоков и олистолитов.

В 1961 г. Е.В. Чибриковой были начаты биостратиграфические исследования вулканогенных образований с помощью спорово-пыльцевого метода. В результате этих исследований были получены первые датировки вулканогенно-осадочных толщ, позволившие сузить возрастной диапазон стратонов по сравнению с ранее принятыми. Например, считалось, что баймак-бурибайская свита соответствует всему силуру. По растительным микрофоссилиям она была датирована поздним силуром – ранним девоном [Чибрикова, 1977]. Было обосновано стратиграфическое положение туратской и ишкининской толщ, а в ирендыкской свите были обнаружены эйфельские споры [Чибрикова, Олли, 1980]. Полученные материалы позволили Е.В. Чибриковой сделать вывод о том, что многие тела известняков являются чужеродными для вмещающих их толщ, и соответственно датирование по фауне из известняков не может быть правомерным. Этот вывод имел большое значение в последующих стратиграфических исследованиях. Возникла необходимость при отборе фауны из известняков выяснять особенность их залегания, решая тем самым вопрос о первичной их природе и генетической связи с вмещающими породами. Только в случае инситуного залегания известняков фауна из них может быть использована для определения возраста вулканогенных комплексов.

В этот период было обращено внимание на радиоларии, которые широко встречаются в кремнистых прослоях среди вулканитов и с которыми связывали дальнейшие перспективы в развитии стратиграфии восточного склона Южного Урала. Б.М. Садрисламовым было предпринято изучение этой группы микрофауны в шлифах. К сожалению, как показала дальнейшая практика, она оказалась малоинформативной, и к настоящему времени большинство данных о возрасте толщ, датированных по ней, в корне пересмотрено по мере получения материалов по конодонтам из тех же стратонов.

В 1961 г. к изучению стратиграфии палеозоя Магнитогорского мега-синклинория приступил В.А. Маслов. Им детально описаны разрезы вулканогенно-осадочных толщ и выявлены новые местонахождения макрофауны, особенно из тех разрезов, где известняки залегают *in situ* с вмещающими породами [Маслов, 1980]. В.А. Масловым была выделена эйфельская гадилевская толща [Маслов, 1964 г.; Водорезов, Лозовой, Маслов, 1965], которая позволила датировать верхнюю часть ирендыкской свиты и провести более правильную корреляцию вулканогенных комплексов.

С середины 70-х годов впервые для расчленения палеозойских отложений на Южном Урале начинают использовать новую группу фауны — конодонты. Изучение этой группы на Урале велось параллельно в Институте геологии и геохимии (г. Екатеринбург) и в Лаборатории стратиграфии палеозоя Института геологии (г. Уфа), возглавлявшейся В.А. Масловым. Первые находки фаменских конодонтов в Магнитогорской мегазоне были сделаны в 1975 г. В.Н. Пучковым [1979] на р. Идяш у д. Идяш-Кускарово в кремнисто-глинистых сланцах карантауской свиты. В 1976 г. А.М. Микрюков и В.Ю. Родионов в этом же разрезе также собрали многочисленных конодонтов, которые были определены В.Н. Барышевым как верхнефранские [Маслов и др., 1980].

Началом нового этапа в изучении стратиграфии Магнитогорской мегазоны можно считать 1980 г., когда В.Н. Барышев и В.Ю. Родионов впервые обнаружили отпечатки конодонтов в вишневых яшмах в районе д. Тал-Кускарово. Эта находка позволила нам развернуть поиск конодонтов из всех прослоев яшм среди вулканогенных толщ с целью определения возраста вмещающих отложений.

К 1990 г. основные стратиграфические подразделения в Западно-Магнитогорской зоне были охарактеризованы конодонтовой фауной [Маслов и др., 1984, 1987<sub>1,2</sub>; Стратиграфия ..., 1993] и установлено их положение в стратиграфической схеме девона. Так, возрастную привязку получили баймак-бурибайская, ирендыкская, карамалыташская, улутауская, колтубанская и зилаирская свиты, а также довольно точно был определен объем мукасовского горизонта. Было выяснено, что вулканогенные свиты сформировались за очень короткий промежуток времени, соответствующий одной — двум конодонтовым зонам [Маслов, 1984; Стратиграфия ..., 1993], что оценивается условно 1,5–2 млн. лет [Ziegler, Sandberg, 1990]. Существенным достижением явилось открытие с помощью конодонтов конденсированных разрезов [Артюшкова, 1991; Маслов, Артюшкова, 1991; Стратиграфия ..., 1993] продолжительного времени формирования (до нескольких веков).

В 1990 г. на IV Уральском стратиграфическом совещании была принята региональная стратиграфическая схема IV поколения. Для девона Магнитогорской мегазоны схема составлена с широким использованием фауны конодонтов [Стратиграфические ..., 1993]. Для Западно-Магнито-

горской зоны она отличается высокой степенью детальности, что крайне важно для межрегиональных корреляций. Схема продолжает совершенствоваться и уточняться. Однако принципиального пересмотра основных положений в ней не произошло.

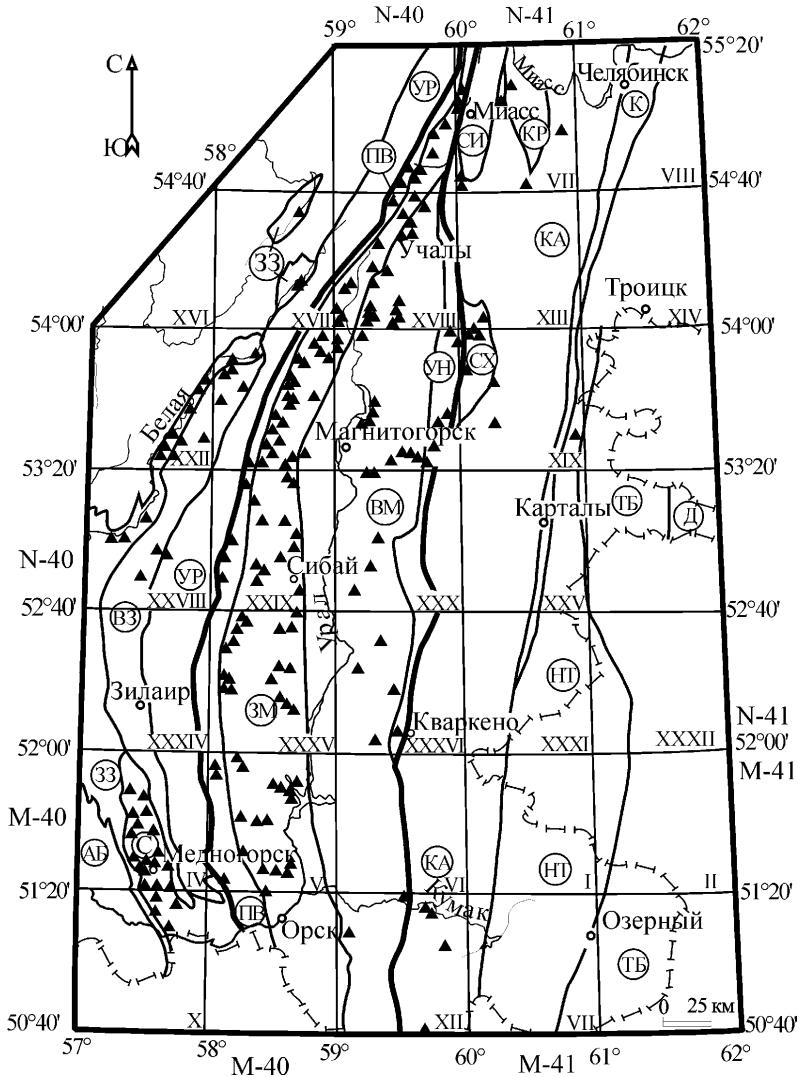
Развернутые с начала 90-х годов и продолжающиеся до настоящего времени работы по подготовке к изданию новой серии геологических карт Южного Урала масштаба 1:200000 способствовали получению уникального материала по стратиграфии палеозойских образований, в особенности для Восточно-Магнитогорской зоны и для Зауралья (рис. 1.3).

В настоящее время после 25-летнего периода сбора и изучения авторами конодонтов из яшм и кремнистых пород Магнитогорской мегазоны и сопредельных территорий получен огромный материал по всему докаменноугольному палеозойскому разрезу. Он в основном опубликован в различных статьях и монографиях.

Во всех геологических публикациях авторов до 1990 г. в качестве стратиграфической основы использована Общая стратиграфическая шкала СССР [Стратиграфические ..., 1993]. Поэтому, в целях понимания сопоставления этой шкалы и МСШ, в конце предлагаемой схемы стратиграфии приводятся Уральские схемы, опубликованные в 1980 и 1990 гг. [Унифицированные ..., 1980; Стратиграфические ..., 1993].

В Магнитогорской мегазоне вулканогенно-осадочные образования характеризуются сложной фациальной изменчивостью [Маслов и др., 1999], иногда эти изменения происходят очень быстро и довольно значительно на коротких расстояниях (рис. 1.4, см. вкладку). Ярким примером фациальной изменчивости является мукасовская свита (горизонт), которая в стратотипе (д. Мукасево 1-е) сложена кремнистыми сланцами с редкими маломощными прослойками глинисто-кремнистых сланцев, общей мощностью 50–60 м, с конодонтами, характерными для четырех зон (*punctata* – *ghepana*). По простиранию в северном направлении состав этой свиты заметно меняется. Уже в 13–15 км севернее стратотипа у дд. Назаркино, Мустаево свита значительно возрастает в мощности и в ее составе преобладают вулканомиктовые породы: гравелиты, песчаники, алевролиты, аргиллиты. Кремнистые сланцы образуют прослой и пачки мощностью до 20–30 м. Общая мощность свиты в этих разрезах достигает 500–600 м.

В южном направлении кремнистые сланцы мукасовской свиты также замещаются вулканотерригенными породами небольшой мощности (на оз. Колтубан 10–15 м) с очень тонкими слойками кремнистых аргиллитов с конодонтами. Далее на юг мощность и состав свиты варьируют: в ней то увеличивается содержание глинистого материала, то появляются микститы. Литологически границы свиты не четкие, но фиксируются идентичным комплексом конодонтов. Учитывая, что палеонтологическая характеристика свиты повсеместно неизменна, мы пришли к выводу о сохранении названия свиты на всей площади ее развития.



**Рис. 1.3. Схема структурно-фациального районирования Ю. Урала [Легенда ..., 1999]**

Буквы в кружках — сокращенные названия структурно-фациальных зон (СФЗ); треугольники — пункты находок конодонтов; римскими цифрами помечена номенклатура листов масштаба 1:200000; жирные линии — границы Магнитогорской мегазоны, тонкие — границы СФЗ, пунктирные — подзон. **Зоны:** АБ — Абзановская; ЗЗ — Западно-Зилаирская; ВЗ — Восточно-Зилаирская; С — Сакмарская; УР — Уралтауская; ПБ — Присакмарско-Вознесенская подзона; ЗМ — Западно-Магнитогорская; УА — Учалинско-Александринская подзона; УН — Уйско-Новооренбургская подзона; СХ — Сухтелинская; СИ — Сысертско-Ильменогорская; КА — Кочкарско-Адамовская; К — Копейская; КР — Касаргино-Рефтинская; НТ — Нижнесанарско-Текельдытауская; ТБ — Троицко-Буруктальская; Д — Денисовская

В настоящее время большинство стратонов в Магнитогорской мегазоне детально палеонтологически охарактеризовано, получен материал по смежным структурам. В данной работе он обобщен, проведена корреляция на единой палеонтологической основе по всему Южному Уралу. Сопоставление стратиграфических подразделений Магнитогорской мегазоны и Сакмарской зоны основано на собственных материалах для северной части (Медногорский рудный район) и данных К.С. Иванова и В.Н. Пучкова для Казахстанской части, которые нами полностью принимаются. По восточным районам Южного Урала, где находки конодонтов единичны, при корреляции учитывались прочие характеристики.

В течение 1980–2005 гг. авторы проводили изучение стратиграфии палеозойских образований в тесном содружестве с геологами-съемщиками Оренбургской, Челябинской областей и Башкортостана, неоднократно обсуждали результаты исследований на заседаниях НТС геологических экспедиций или непосредственно в поле в геолого-съемочных партиях. Особенно плодотворны были обсуждения с В.Л. Черкасовым, В.Т. Тищенко, И.А. Смирновой, П.В. Лядским, Н.Т. Видюковым, А.Ф. Шараповым, Е.И. Якобсом, Г.П. Кузнецовым, В.В. Бабкиным, А.И. Левитом, Е.А. Белгородским, Е.П. Шулькиным, А.В. Ярковой, В.М. Мосейчуком, В.И. Петровым, А.Э. Шалагиновым, Л.В. Кашиной, И.С. Анисимовым, А.А. Захаровым, Д.Э. Цабадзе, М.Ш. Биковым, В.В. Павловым, Ал.В. Тевелевым, И.А. Кошелевой, Б.В. Фунтиковым, К.А. Крестьяниновой, Ю.Г. Князевым, О.В. Князевой, И.Е. Батрак, А.А. Успенским, А.А. Андреевым и др. Авторы участвовали в биостратиграфическом изучении многих участков территории Южного Урала, на которых велись геолого-съемочные работы крупного и среднего масштаба, в том числе в Федеральной программе по ГДП–200. Результаты исследований и заключения о возрасте толщ переданы исполнителям и полностью использованы при составлении государственных геологических карт масштаба 1:200000 (новая серия) и легенд к ним. К настоящему времени обоснован возраст картируемых толщ на листах N–40–XII, –XVII, –XVIII, –XXII, –XXIII, –XXIV, –XXVIII, –XXIX, –XXX, –XXXV, –XXXVI; N–41–VII, –XIII, –XIX; M–40–XII.

В качестве схемы структурно-фациального районирования территории Южного Урала для палеозоя авторы используют схему к Легенде для ГДП–200 [1999] (см. рис. 1.3) с некоторыми изменениями. По нашему мнению, выделение Присакмарско-Вознесенской и Уйско-Новооренбургской зон как самостоятельных единиц, вряд ли целесообразно. Они приурочены к зонам глубинных разломов (Главного Уральского и Бриентского) и полных разрезов здесь не наблюдается, а разновозрастные стратиграфические подразделения находятся в сложных тектонических взаимоотношениях. Однако при рассмотрении материалов по стратиграфии мы придерживаемся предложенной схемы, но упомянутые зоны называем подзонами.



## **СТРАТИГРАФИЯ ВУЛКАНОГЕННО-ОСАДОЧНЫХ ОТЛОЖЕНИЙ ДЕВОНА МАГНИТОГОРСКОЙ МЕГАЗОНЫ**

Девонские отложения в Магнитогорской мегазоне и в смежных районах имеют очень большое распространение. Они представлены вулканогенными, вулканогенно-осадочными и осадочными (преимущественно вулканомиктовыми) образованиями. Подавляющее большинство твердых полезных ископаемых Магнитогорской мегазоны связано с девонскими отложениями, именно поэтому они изучены значительно лучше, чем все другие комплексы.

Тем не менее, степень их палеонтологической изученности по территории и по разрезу очень неравномерна: одни стратиграфические интервалы имеют последовательную и достаточно полную фаунистическую характеристику, другие охарактеризованы единичными разрозненными данными. Рудные районы исследованы полнее. Отложения расположенных восточнее территорий очень плохо обнажены, имеют относительно слабое палеонтологическое наполнение. Биостратиграфические исследования с 80-х годов XX столетия проводятся на основе фауны конодонтов, которая является определяющей для южно-уральского палеозоя. Достижения последних лет полностью обязаны крупномасштабному геологическому картированию и доизучению серии планшетов новой серии карт масштаба 1:200000.

В данной работе сведены современные материалы по стратиграфии девонских отложений, которые имеют доказанный возраст, и корреляция которых может считаться обоснованной.

### **Западно-Магнитогорская зона**

Основным регионом, изучению стратиграфии которого авторы посвятили более 25 лет исследований, является Западно-Магнитогорская зона (см. рис. 1.2) — та база, на которой построена корреляция палеозойских вулканогенно-осадочных отложений всего восточного склона Южного Урала.

В основу современного расчленения девонских отложений в Западно-Магнитогорской зоне положена стратиграфическая схема Л.С. Либровича

[1936]. Несмотря на то, что она к настоящему времени претерпела существенные изменения и детализацию благодаря использованию конодонтов, в схеме стратиграфии сохранены названия основных местных стратиграфических подразделений, укоренившиеся в геологической практике [Маслов и др., 1984, 1987; Стратиграфия ..., 1993; Артюшкова, Маслов, 1998; Маслов, Артюшкова, 2000, 2002; Иванов и др., 1989; Иванов, 1998 и др.].

Вся корреляция девонских отложений базируется на Международной стандартной шкале (МСШ), во-первых, потому, что на южно-уральских разрезах вполне уверенно устанавливаются стандартные конодонтовые зоны для среднего, и в особенности для верхнего девона. Во-вторых, составление государственных геологических карт масштаба 1:200 000 новой серии производится по типовой инструкции [Инструкция ..., 1995], в которой за основу принята МСШ. Она отличается от Уральских схем [Унифицированные ..., 1980; Стратиграфические ..., 1993], в первую очередь, межъярусными границами, поэтому в приводимых авторами корреляционных стратиграфических схемах для понимания происшедших изменений в индексации стратонтов наряду с МСШ показаны Уральские схемы 1980 и 1993 гг.

В Западно-Магнитогорской зоне выделены отложения всех отделов девонской системы.

## **Девонская система**

### **Нижний отдел**

#### **Лохковский, пражский и эмский ярусы**

К нижнему девону в Западно-Магнитогорской зоне относятся мазовская свита, мостостроевский комплекс, ильгибановская толща и их аналоги (мансуровская, ускульская и рыскужинская толщи), баймак-бурибайская свита, сагитовская толща.

#### ***Мазовская свита (D<sub>1</sub>mz)***

В южной части Западно-Магнитогорской зоны нижнедевонские отложения были установлены и закартированы В.Т. Тищенко и др. [1969 г.]. Они выделены из состава сакмарской свиты, первоначально без названия. Позднее при проведении работ по ГДП–50 в Гайском и Халиловском рудных районах В.Т. Тищенко и др. [1978 г., 1983 г.] предложили выделить новый стратон — мазовскую свиту. Предыдущими исследователями эти отложения включались в состав самых различных стратонтов, начиная от сакмарской свиты и кончая зилаирской свитой.

Отложения мазовской свиты (рис. 2.1) достоверно устанавливаются в зоне Ишкинино-Ильчбекского глубинного разлома от разреза по правому борту р. Туратка до границы с Казахстаном. Здесь они слагают мелкие синклинальные структуры среди отложений сакмарской свиты, разбитых

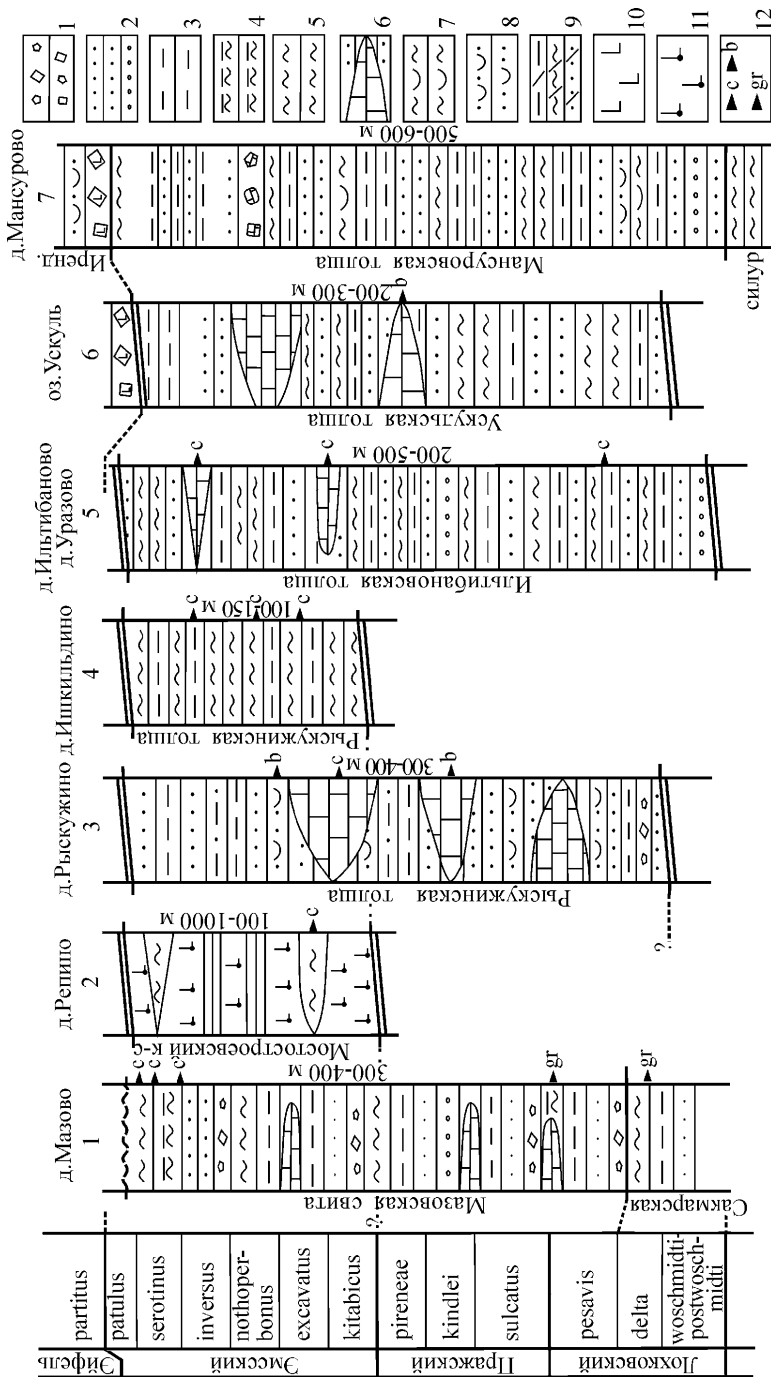


Рис. 2.1. Составление разрезов нижнедевонских отложений Магнитогорской мегазоны, вскрытых на типовых участках

Основные обозначения: 1 — брекчи (микститы), 2 — песчаники, 3 — глинистые сланцы, 4 — кремнисто-глинистые сланцы, 5 — кремнистые сланцы, 6 — биогермные известняки, 7 — кремнистые туффиты, 8 — тефroidы, 9 — метаморфиты по глинисто-кремнистым сланцам, 10 — базальты, 11 — трахибазальты, 12 — местонахождения фауны: конодонты (с), траптолиты (gr), брахиоподы (b)

весьма многочисленными различно ориентированными разломами на мозаику из геометрически правильных блоков, как бы «плавающих» в гипербазитах [Тищенко и др., 1978 г.]. Мощность мазовской свиты здесь невелика и не превышает 200–300 м.

Представлена мазовская свита полимиктовыми, мономиктовыми и вулканомиктовыми конгломератобрекчиями, гравелитами, песчаниками и алевролитами, глинисто-углисто-кремнистыми сланцами, кремнями, туфопесчаниками и туфоконгломератами, с пластами туфов щелочного состава, известковистыми песчаниками, битуминозными известняками, линзами и обломками рифогенных известняков (см. рис. 2.1).

Стратотипический разрез свиты изучен В.Т. Тищенко и В.Л. Черкасовым [1985] по левому борту долины р. Дергаиш в 3,5 км к востоку от д. Мазово (рис. 2.2). Разрез вскрывался многочисленными горными выработками с детальным отбором граптолитовой фауны. В.Т. Тищенко описан постепенный переход от кремнистых сланцев сакмарской свиты к кремнисто-обломочным образованиям вновь выделенной мазовской свиты, подтвержденный фаунистически. В кремнях из кровли сакмарской свиты собраны граптолиты *Monograptus hercynicus* Pern. Выше по разрезу шурфами вскрыты кремнистые конгломерато-брекчии, в которых из линзы мергелей собраны граптолиты того же уровня. С точки зрения В.Т. Тищенко [Тищенко, Черкасов, 1985], конгломерато-брекчии являются базальными, поскольку содержат обломки кремней как с раннедевонскими, так и с силурийскими граптолитами, известными с разных стратиграфических уровней сакмарской свиты. Вывод о трансгрессивном характере нижней границы не бесспорен. Мономиктовые конгломерато-брекчии встречаются не только в основании мазовской свиты, они характерны и для сакмарской свиты и, вероятнее всего, являются внутриформационными. Близкой точки зрения придерживаются К.С. Иванов и В.Н. Пучков [1984], которые отмечали аналогичные породы в синхронном разрезе кызылфлотской толщи в Казахстане части Сакмарской зоны.

Основание мазовской свиты в стратотипическом разрезе обосновано находками граптолитов, известными в нижнелохковском подъярусе

---

#### К рис. 2.2.

$D_1mz$  — нижний отдел девона, верхнелохковский подъярус — эмский ярус (нижняя часть), нерасчлененные, мазовская свита;  $S-D_1sk$  — нижний — верхний отделы силура, верхнелландоверийский подъярус, венлокский, лудловский и пржидольский ярусы — нижнелохковский подъярус нижнего девона, нерасчлененные, сакмарская свита;  $S_1dr$  — нижний отдел силура, нижнелландоверийский подъярус, дергаишская свита;  $v\beta S_1l$  — диабазы, габбро-диабазы, габбро.

**Условные обозначения:** 1 — конгломераты; 2 — глинистые сланцы; 3 — кремнистые сланцы, кремни; 4 — известняки: а — черные битуминозные, б — биогермные; 5 — гиалобазальты; 6 — лавы основного состава; 7 — долериты (габбро-диабазы); 8 — габбро; 9–10 — геологические границы: 9 — стратиграфические: а — установленные, б — предполагаемые, 10 — трансгрессивные; 11 — тектонические нарушения; 12 — места находок фауны: а — граптолитов, б — конодонтов; 13 — элементы залегания

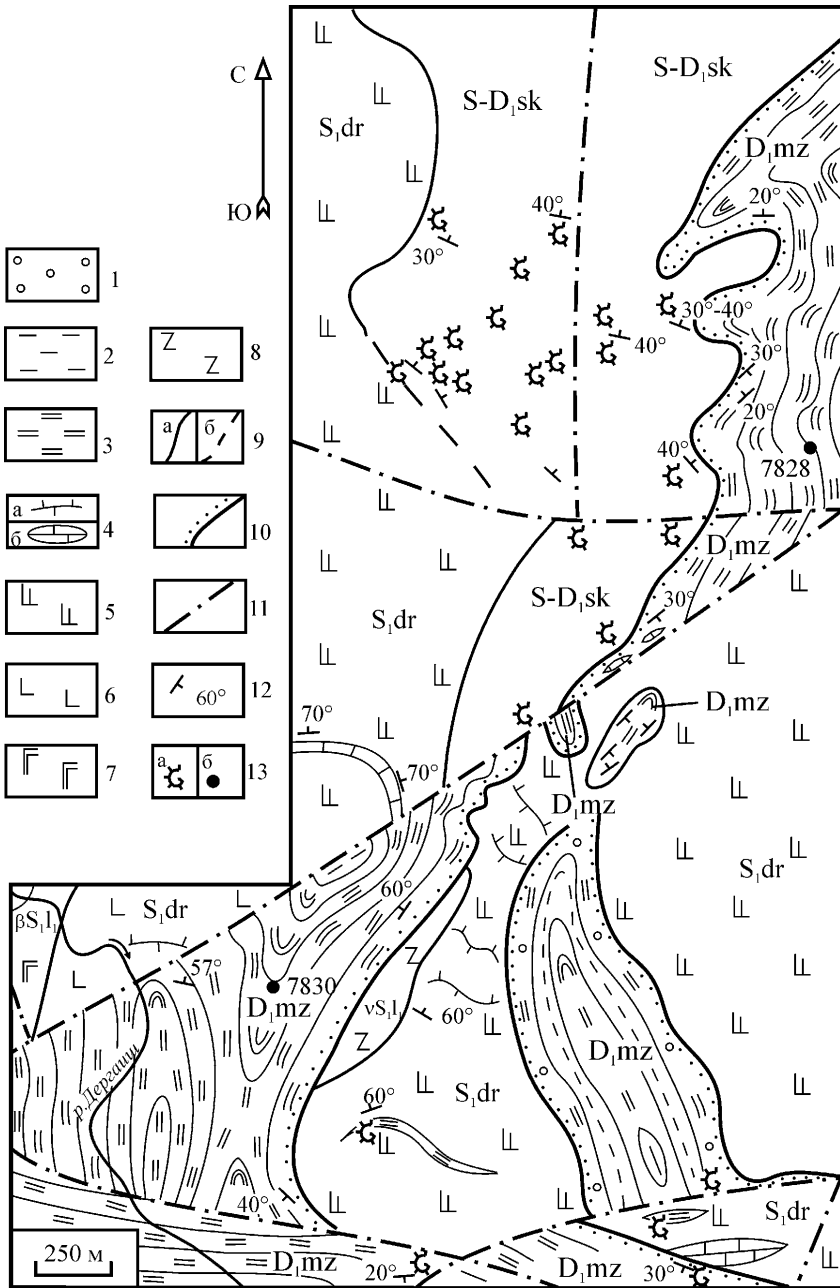


Рис. 2.2. Геологическая карта района д. Мазово. Составили В.Т. Тищенко и др. [1983 г.]

нижнего девона. В более верхних слоях в коричневых радиоляритовых кремнях обнаружены конодонты плохой сохранности, принадлежащие роду *Pandorinellina* и один экземпляр *Polygnathus* sp. (точка 0491). Собранные формы не позволяют определить возраст вмещающих кремней с достаточной точностью, однако, как известно, представители рода *Polygnathus* появляются в раннем эмсе. В верхней части мазовской свиты на высоте с триангуляционным пунктом (366,2) в красно-коричневых плитчатых кремнях в 1982 и в 1986 гг. нами в трех точках найдены многочисленные конодонты плохой сохранности, из которых определены: *Pandorinellina* cf. *exigua* Phil., *Pand.* ex gr. *steinhornensis* Zieg., *Polygnathus* aff. *cracens* Klap., Zieg. et Mash., *Pol.* cf. *gilberti* Bard., *Pol.* cf. *serotinus* Telf., *Pol.* cf. *inversus* Klap. et John., характерные для зоны *serotinus* эмского яруса нижнего девона (точки 0491, 7828, 7830).

По мнению В.Т. Тищенко и др. [1978 г., 1983 г.] мазовская свита является подрудной толщей и является фундаментом (цоколем) гайского вулканогенного комплекса. Однако в этом вопросе до сих пор нет определенности. В районе Гайского рудного поля в естественных обнажениях контакт не наблюдается, поэтому возраст вскрытых скважинами отложенной подрудной толщи интерпретируется по-разному. В.И. Скрипиль, М.С. Недожогин, Н.А. Сибирская [1962], А.И. Кривцов [1979] относили ее к сакмарской свите силурийского возраста. М.Б. Бородаевская, В.С. Требухин, Н.Ф. Зубко [1973] считали доживетской. Н.А. Сибирская [1972 г.] рассматривала подрудную толщу в составе непрерывного разреза живетского возраста. Другие авторы [Ваградян, 1967 г.; Контарь и др., 1966 г.; Тесаловский и др., 1967 г.; Чибрикова, 1977; Вахромеев, Чибрикова, 1988] полагают, что вулканыты Гайской и других структур надвинуты на более молодые отложения улутауской свиты. Вопрос этот остается открытым, пока не найдены фаунистические остатки.

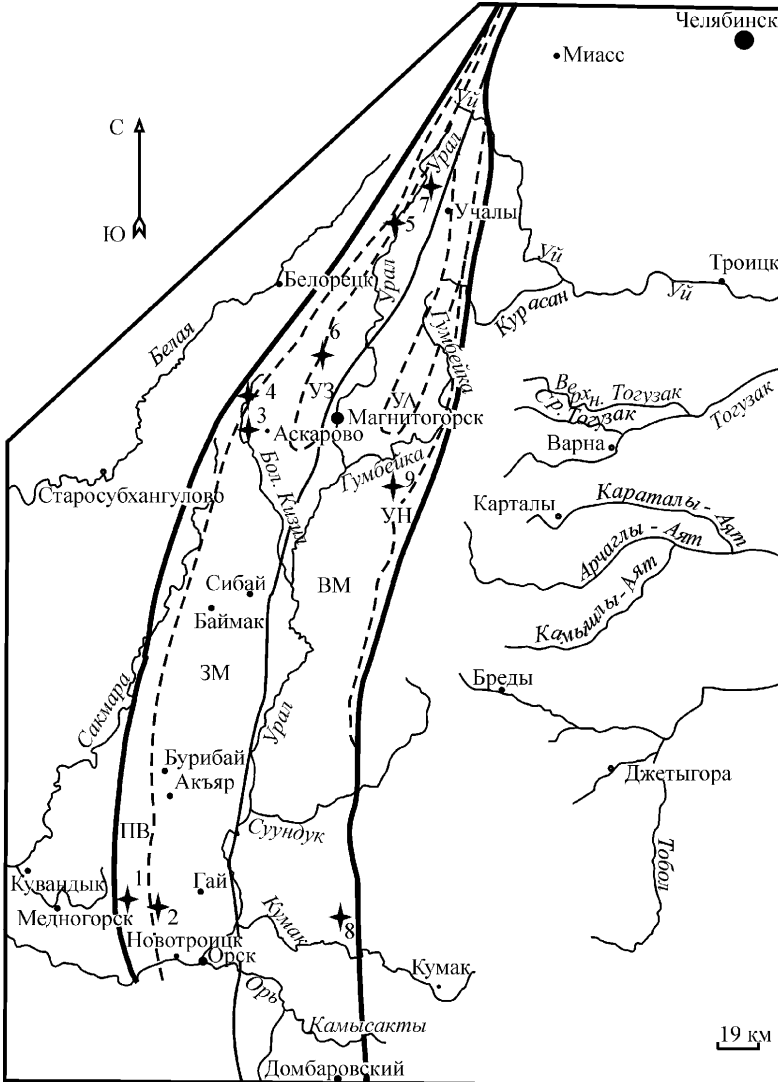
Взаимоотношения мазовской свиты с «туратской» и «ишкининской» толщами более сложные. Последние, скорее всего, наращивают мазовскую свиту, о чем свидетельствуют эйфельские конодонты, встречаемые в этих свитах [Маслов и др., 1984; Стратиграфия ..., 1993].

### ***Рыскужинская толща (D<sub>1</sub>rs)***

Рассматриваемая толща выделена впервые В.А. Масловым и др. [Стратиграфия ..., 1993]. Она распространена фрагментарно в зоне Западно-Ирендыкского разлома. Наиболее хорошие ее обнажения известны в разрезах на левобережье р. Бол. Кизил и непосредственно в окрестностях д. Рыскужино (рис. 2.3). Предыдущими исследователями она включалась в ирендыкскую свиту. В составе толщи преобладают вулканические отложения, биогермные известняки с редкой раннедевонской макрофауной. В верхней части отмечаются разнозернистые туфопесчаники с остатками брахиопод и криноидей [Иванов и др., 1997]. Брахиоподы, по заклю-

чению В.П. Сапельникова и Л.И. Мизенс, характерны для карпинского горизонта нижнего эмса.

Вопрос о выделении рыскужинской толщи и ее аналогов в северных разрезах (ильтибановской, ускульской и мансуровской толщ) возник



**Рис. 2.3. Схема расположения разрезов нижнедевонских отложений в Магнитогорской мегазоне**

Звездочками с цифрами показаны места расположения изученных разрезов: 1 — Мазово, 2 — Репино, 3 — Рыскужино, 4 — Ишкильдино, 5 — Ильтибаново, 6 — Ускуль, 7 — Мансурово

вскоре после установления возраста нижней границы ирендыкской свиты в стратотипической местности к югу от оз. Талкас и в районе д. Сагитово, где ирендыкская свита подстилается вулканогенной баймак-бурибайской свитой. Как известно, между этими стратонами развита переходная толща — сагитовская, в верхах которой были найдены конодонты, характерные для зоны *patulus* [Маслов и др., 1984]. И у д. Сагитово, и в районе оз. Талкас выше по разрезу от кровли яшм залегают туффиты, тефроиды, туфы и лавы, типичные для ирендыкской свиты. Последняя перекрыта яшмами ярлыкаповской толщи с конодонтами, характерными для верхней части зоны *costatus* и зон *australis* и *koskelianus* верхнего эйфеля. Таким образом, находки конодонтов в толщах, подстилающих и перекрывающих ирендыкскую свиту в стратотипических разрезах, ограничивают стратиграфический объем свиты нижней частью эйфельского яруса среднего девона.

До обнаружения конодонтов в сагитовской толще ирендыкская свита индексировалась на изданных геологических картах как  $S_2ld + D_1gd$  ир. Такой вывод о возрасте свиты был основан на находках силурийско-нижнедевонской макрофауны (брахиопод, кораллов и криноидей) в телах известняков, залегающих, по мнению многих исследователей, в основании ирендыкской свиты. Разрезы, в которых ниже вулканитов ирендыка залегают толща с известняками, единичны. Они известны у дд. Вознесенки, Рыскужино, на оз. Ускуль. В результате исследований, проведенных В.А. Масловым, в частности, в районе оз. Ускуль, были существенно дополнены сборы фауны брахиопод, позволивших А.П. Тяжевой дать заключение о ее кобленцком возрасте [Маслов, Смирнов, 1970 г.; Маслов, 1980]. Эти данные и уточнение списков фауны из известняков нижней толщи свиты дали основание О.А. Нестояновой [1973] отнести ирендыкскую свиту к нижнему и среднему девону. В этом стратиграфическом диапазоне свита принималась и в Унифицированных и корреляционных схемах Урала [1980].

После установления раннеэйфельского (позднеэйфельского по Уральской схеме 1980 г.) возраста свиты по конодонтам встал вопрос о правомерности отнесения низов ирендыкской свиты к лоховскому и пражскому ярусам нижнего девона. Естественно, также возник вопрос о том, что представляют собой подстилающие образования ирендыкской свиты северных, не стратотипических разрезов. Каков их возраст и особенность состава по площади распространения? Таких разрезов, где можно наблюдать ирендыкскую свиту и подстилающие ее толщи на западном борту Магнитогорского мегасинклинория, очень мало. Они известны главным образом в Учалинском (дд. Уразово, Мансурово), а также в Абзелиловском (на р. Бол. Кизил у д. Рыскужино) районах Башкирии.

Разрез у д. Рыскужино является одним из немногих, где туфогенно-осадочная толща, подстилающая ирендыкскую свиту, в своем составе содержит биогермы известняков с редкими брахиоподами, кораллами



и криноидеями. Эта фауна известна очень давно и долгое время являлась основной информацией о возрасте ирендыкской свиты, которая распространялась на разрезы свиты всего Магнитогорского мегасинклинория. Плохая сохранность фауны и неполнота сборов не давали однозначной трактовки возраста. В более ранних работах [Нестоянова, 1946 г.] из рыскужинских известняков были приведены списки верхнесилурийской – нижнедевонской фауны. В.М. Кривоносным и др. [1959 г.] приводятся списки криноидей и кораллов нижнего девона. Б.М. Садрисламовым и др. [1964 г.] по дополнительным сборам фауны криноидей известняки датировались кобленцем – эйфелем (по схеме 1968 г.). Позднее сборы были дополнены новыми находками, палеонтологический материал переизучен и переопределен. По результатам геологического доизучения масштаба 1:50000 В.В. Павловым и др. [1988 г.] приводятся сведения о лохковском возрасте рыскужинских известняков.

Наиболее детально район д. Рыскужино был исследован В.В. Павловым [Павлов и др., 1988 г.]. Им был изучен характер взаимоотношений известняков с вмещающими породами и сделан вывод, что вулканотерригенно-кремнистая толща с биогермами известняков находится в очень сложных взаимоотношениях с вулканитами ирендыкской свиты и отделена от нее тектоническим нарушением. Толща осложнена многочисленными разрывными нарушениями и «разбита» на серию блоков; известняки также представляют собой тела, повсеместно ограниченные разломами (рис. 2.4), что выражается в рассланцевании и милонитизации, иногда сульфидной минерализации известняков в приконтактных зонах. В.В. Павлов отделил эту толщу от типичной ирендыкской свиты тектоническим нарушением, однако, отмечая их литологические отличия, традиционно оставил ее в составе ирендыкской свиты и отнес к первой толще нижней подсвиты.

В 1986 г. при изучении низов разреза ирендыкской свиты в яшмовидных гематитизированных кремнистых туффитах (в кровле третьей толщи нижней подсвиты ирендыкской свиты по В.В. Павлову) нами были найдены конодонты, известные из сагитовской толщи, пограничной между баймак-бурибайской и ирендыкской свитами. Собранный комплекс характерен для верхнего эмса нижнего девона [Маслов и др., 1987<sub>2</sub>; Стратиграфия ..., 1993; Маслов, Артюшкова, 2002]. По левому берегу р. Бол. Кизил в выемке автострады Аскарново – Белорецк у д. Тирман (бывшая Кулукасовская мельница) в настоящее время вскрыта вулканогенно-осадочная толща мощностью 700–800 м, залегающая непосредственно под ирендыкской свитой (= вторая и третья толщи нижней подсвиты ирендыкской свиты В.В. Павлова). Она представлена 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]. В кровле разре-

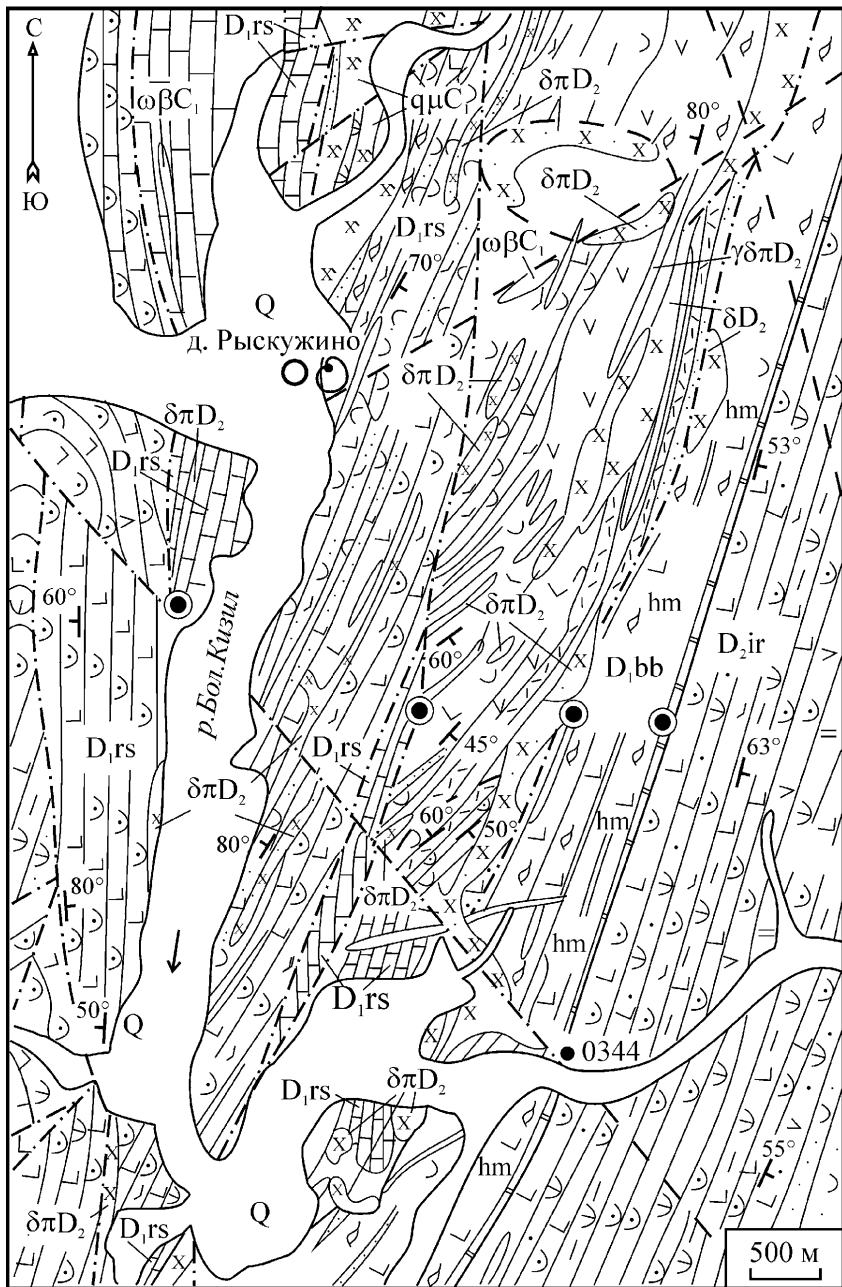


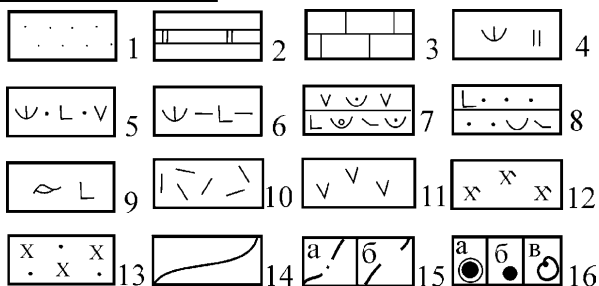
Рис. 2.4 . Геологическая карта участка д. Рыскужино. Составили В.В. Павлов и др. [1988 г.], с изменениями и упрощениями

за наблюдаются два прослоя яшм (см. рис. 2.4). Яшмы слоистые, прослоями более глинистые, гематитизированные и окварцованные. Среди них отмечаются очень тонкие прослои кремнистых туффилов. В верхнем горизонте, мощность которого не превышает 10–12 м, О.В. Артюшковой в 1986 г. впервые были найдены конодонты (точка 0344) *Polygnathus cf. linguiformis bultyncki* Wed., *Pol. cf. serotinus* Telf., характерные для сагитовской толщи [Стратиграфия ..., 1993]. В 2000 г. в этих же породах были повторены сборы конодонтов, они подтвердили правильность сделанных ранее выводов об отнесении этой пачки яшм к сагитовской толще [Маслов, Артюшкова, 2002]. Данная находка позволила сопоставить нижележащую базальтовую толщу с баймак-бурибайской свитой. Ее контакт с подстилающими отложениями, с точки зрения В.В. Павлова [1988 г.], согласный, однако внутреннее строение толщи характеризуется разрывами, совмещенными разных стратиграфических горизонтов и развитием многочисленных субвулканических тел среднего и кислого состава.

Некоторыми исследователями [Нестоянова, 1946 г., 1964 г.; Магадеев и др., 1968 г.; Серавкин и др., 2001] отмечался своеобразный состав вулканитов описанной выше толщи, отличающий их от ирендыкской свиты, на основании чего они допускали сопоставление толщи с баймак-бурибайской свитой (эта точка зрения отражена на изданной геологической карте масштаба 1:200000), что теперь можно признать справедливым.

Подстилающая аналоги баймак-бурибайской свиты кремнисто-вулканомиктовая толща, вероятно, является верхней частью рыскужинской толщи раннедевонского (эмсского) возраста.

К рис. 2.4.



Q — четвертичные отложения;  $D_2^{ir}$  — средний девон, эйфельский ярус, ирендыкская свита;  $D_1^{bb}$  — нижний девон, эмсский ярус, баймак-бурибайская свита;  $D_1^{rs}$  — нижний девон, лоховский — эмсский ярусы, рыскужинская толща;  $\delta\pi D_2$  — диорит-порфиры;  $qu C_1$  — кварцевые монцониты;  $\phi\beta C_1$  — пикробазальты; hm — гематитизация.

**Условные обозначения:** 1 — песчаники; 2 — кремнистые породы, яшмы; 3 — известняки; 4 — кремнистые туффилов; 5 — туфопесчаники; 6 — туфоалевролиты; 7 — тефроиды; 8 — туффилов; 9 — лавобрекчии базальтов; 10 — риолиты; 11 — метаандезиты; 12 — кварцевые монцониты; 13 — микродиориты; 14 — геологические границы; 15 — разрывные нарушения: а — установленные, б — предполагаемые; 16 — скважины (а), места находок конодонтов (б), места находок микрофауны (в)

В 1998–2001 гг. нами изучен разрез, неплохо обнаженный к востоку от д. Рыскужино. Нас особенно интересовала верхняя граница вновь выделенной толщи и ее взаимоотношения с вышележащей ирендыкской свитой. Тем более что появились публикации о находке в известковистых туфопесчаниках рыскужинской толщи позднепражской и раннеэмской фауны брахиопод [Иванов и др., 1997; Сапельников и др., 1999]. Авторы данных публикаций считают, что фауна собрана в низах ирендыкской свиты, и на этом основании полагают, что ее нижняя граница имеет более древний возраст и является, таким образом, диахронной. С нашей точки зрения, приведенные данные только подтверждают, что биогермы известняков и вмещающая вулканомиктовая толща имеют достаточно близкий возраст.

В биогерме известняков восточнее деревни нами был найден один экземпляр конодонта *Pandorinellina* sp. также раннедевонского облика. Раннеэмские конодонты обнаружены в 2002 г. в известняках в 1,5 км южнее д. Сейткулово: *Pandorinellina* ex gr. *steinhornensis* Zieg., *Polygnathus* cf. *mashkova* Bard. (точка 01383) и в кремнистых сланцах в 1 км северо-восточнее д. Утяганово: *Polygnathus* cf. *excavatus* Carls et Gandl (точка 01382). Эти факты показывают, что данная толща отличается от нижней части ирендыкской свиты стратотипической местности как составом, так и более древним возрастом. Находка нижедевонских брахиопод в туфопесчаниках рыскужинской толщи еще раз подтверждает правильность ее выделения в самостоятельный стратон, а также свидетельствует о синхронности известняков и вулканомиктовой толщи, в которой они залегают.

Разрез толщи по р. Бол. Кизил, залегающей ниже типичной ирендыкской свиты, может быть интерпретирован следующим образом.

Яшмы, подстилающие образования ирендыкской свиты, по фауне и по положению в разрезе идентичны яшмам, залегающим в кровле сагитовской толщи (= кровля баймак-бурибайской свиты) стратотипического разреза у д. Сагитово. Мощность яшм в данном разрезе условно не превышает 50–70 м.

Стратиграфически ниже по разрезу залегают вулканогенная толща пород базальтового состава с подчиненными пачками туффитов мощностью до 800 м. Она сопоставляется нами с баймак-бурибайской свитой.

Нижняя часть разреза девона сложена вулканогенно-осадочной толщей с биогермами известняков, которую мы выделили в рыскужинскую толщу.

Рыскужинская толща типовой местности (д. Рыскужино), как отмечалось выше, сильно тектонически нарушена, что отчетливо фиксируется в разрезах по р. Бол. Кизил в районе дд. Утяганово, Сейткулово, Исхаково и Ишкильдино. В этих разрезах наблюдается серия чешуйчатых довольно крутых надвигов, в которых фрагменты рыскужинской толщи надвинуты на различные по возрасту осадочные верхнедевонские или вулканогенные

силурийские (?) комплексы. Можно проследить определенную закономерность в структурном строении района. В восточных разрезах, непосредственно по границе с ирендыкской свитой, рыскужинская толща раздроблена и расчешуена, поэтому по надвигам контактируют различные части рыскужинской толщи и фрагменты, слагающие основание ирендыкской свиты. В западных разрезах рыскужинская толща надвинута на верхнедевонские и более древние комплексы. Суммарная мощность толщи составляет до 450 м.

Известняки, согласно фаунистической характеристике, представлены разновозрастными разностями нескольких стратиграфических интервалов девонского разреза (лохковского, пражского и нижнеэмского), а раннеэмские туфопесчаники являются верхним горизонтом рыскужинской толщи.

По левобережью р. Сума, непосредственно у д. Ишкильдино, обнажается блок, сложенный кремнистыми сланцами с маломощными прослоями глинистых сланцев. В кремнях найдены многочисленные конодонты (точка 7765): *Belodella* sp., *Ozarkodina* cf. *typica denckmanni* Zieg., *Pandorinellina* cf. *steinhornensis miae* Bult., *Pand.* aff. *steinhornensis postexcelsa* Wang. et Zieg., *Polygnathus* cf. *kitabicus* Yolk., Wed., Iz. et Er., характерные для зон *kitabicus* — *excavatus*. В 300 м к северо-западу в точке 7766 собраны конодонты *Pandorinellina* sp., *Polygnathus* cf. *excavatus* Carls et Gandl, *Pol.* cf. *kitabicus* Yolk., Wed., Iz. et Er., *Pol.* cf. *nothoperbonus* Maws. Комплекс конодонтов характерен для эмского яруса нижнего девона. Видимая мощность этой пачки 120–140 м. С востока по тектоническому нарушению она контактирует с базальтами, по-видимому, силурийского (?) возраста. Ранее [Стратиграфия ..., 1993] этот фрагмент нижнедевонских отложений был выделен нами в ишкильдинскую толщу. В настоящее время мы считаем нецелесообразным выделение ишкильдинского блока кремнистых сланцев в самостоятельный стратон, логичнее рассматривать его в составе рыскужинской толщи.

### **Ильтибановская толща (D<sub>1</sub>il)**

В качестве местного стратиграфического подразделения впервые выделена Е.В. Чибриковой [1980 г.] по комплексу нижнедевонских растительных микрофоссилий. В настоящее время ильтибановская толща в соответствии с Международным стратиграфическим стандартом относится к нижнему девону в полном объеме<sup>1</sup>. Толща распространена главным образом в западной части района, по долине р. Урал. Развита она фрагментарно, не образует непрерывных разрезов, однако хорошо охарактеризована фаунистически, что позволяет составить ее стратиграфическую последовательность, отвечающую объему всего нижнего девона.

---

<sup>1</sup> Ранее по Уральской шкале [Унифицированные ..., 1980] она сопоставлялась с нижним девоном и нижнеэйфельским подъярусом среднего девона [Чибрикова, 1977; Маслов, 1980; Стратиграфия ..., 1993].

Наиболее хорошо вскрытый разрез ильтибановской толщи известен по правому берегу р. Урал у плотины Ильтибановского водохранилища (рис. 2.5). Нижняя половина разреза толщи вскрыта оросительной канавой у западного берега водохранилища и представлена ритмично чередующимися гравелитами, песчаниками, кремнистыми сланцами с прослоями глинистых сланцев. Мощность пачки около 140–150 м.

В этой пачке Э.М. Нурмухаметовым в 1997 г. был найден один экземпляр конического конодонта, возраст которого не определен из-за его плохой сохранности. Выше по разрезу и западнее на пашне наблюдаются многочисленные высыпки кремнистых сланцев, залегающих близко к коренным обнажениям. Видимая предполагаемая мощность 130–140 м. Конодонты в ней не были найдены.

Более высокая часть разреза сложена переслаиванием кремнистых, кремнисто-глинистых и глинистых пород, вскрытых карьером. В ней были обнаружены многочисленные конодонты (точка 0772): *Ancyrodelloides aff. kutscheri* (Bisch. et Sann.), *Cruciodus aff. eleonora* (Lane et Orm.), *Ozarkodina cf. stygia stygia* (Flajs), характерные для лоховского яруса нижнего девона (см. рис. 2.5). Эти находки конодонтов свидетельствуют, что ильтибанов-

---

#### Условные обозначения к рис. 2.5:

**Каменноугольная система:** 1 — нижний — средний отдел, кизильская свита ( $C_{1-2}kl$ ): известняки, прослои и линзы песчаников и глинистых сланцев (100–900 м). **Девонская система:** 2–4 — верхний отдел: 2 — фаменский ярус, зилаирская свита ( $D_3z$ ): песчаники полимиктовые (часто граувакковые), алевролиты, аргиллиты, гравелиты, сланцы глинисто-кремнистые и углисто-глинистые (200–600 м); 3 — франкий — фаменский ярусы, бугодакская свита ( $D_3bd$ ): тефроиды, редко лавы базальтов и их туфы, вулканомиктовые песчаники, алевролиты, туффиты, кремнисто-глинистые сланцы, фтаниты (500–1200 м); 4 — франкий ярус, мукасовская свита ( $D_3mk$ ): сланцы кремнистые и кремнисто-глинистые, кремнистые и глинистые туффиты (30–150 м); 5 — средний — верхний отделы, живетский — франкий ярусы, улутауская свита ( $D_{2-3}ul$ ): туффиты, тефроиды, реже лавы андезитов, андезитобазальтов, дацитов; туфопесчаники, туфоалевролиты, кремнистые породы, известняки (200–1500 м); 6 — средний отдел, эйфельский ярус, ирендыкская свита ( $D_2ir$ ): базальты, андезитобазальты, тефроиды, маломощные прослои вулканомиктовых песчаников, линзы яшмоидов в основании (500–1500 м); 7 — нижний отдел, лоховский — эмсский ярусы, мазовская свита (ильтибановская толща) ( $D_1mz$ ): сланцы кремнистые и кремнисто-глинистые, полимиктовые и вулканомиктовые конгломераты, гравелиты, песчаники, алевролиты, туффиты, брекчии кремнистые и известняковые, яшмоиды, известняки (200–700 м). **Ордовикская система:** 8 — средний — верхний отделы, уразинская свита (?) ( $O_{2-3}ur?$ ): песчаники и алевропесчаники кварцевые, сланцы глинистые и углисто-глинистые и их метаморфизованные аналоги (до 800 м); 9 — средний — верхний отделы, поляковская свита ( $O_{2-3}pl$ ): базальты натриевые, афиновые, сланцы глинисто-кремнистые и кремнистые, туффиты кремнистые (до 1500 м). **Рифейская эонотема:** 10–11 — верхнерифейская эратема: 10 — мазаринская свита ( $RF_3mz$ ): сланцы мусковит-хлорит-альбит-кварцевые, метапесчаники олигомиктовые, кварцитопесчаники, редко метаконгломераты и метагравелиты кварцевые (600–750 м); 11 — курташская свита ( $RF_3kr$ ): кварциты субмономинеральные, слюдястые, иногда графитсодержащие, сланцы мусковит-кварцевые и мусковит-хлорит-кварцевые (400–900 м); 12 — среднерифейская эратема, уткальская свита ( $RF_3ut$ ): сланцы слюдяно-хлорит-альбит-кварцевые, прослой сланцев слюдяно-кварцевых, кварцитов слюдястых, графит-хлорит-мусковит-кварцевые, альбит-хлорит-кварцевые сланцы (800–1600 м). 13 — сакмарский комплекс габбро-дунит-гарцбургитовый  $O_1s$ ; 14 — меланж серпентинитовый, полимиктовый; 15 — надвиги и взбросо-надвиги: фронтальные части (а), сложной кинематики (б); 16 — местонахождения конодонтов

ская толща в этом разрезе отвечает нижнему девону и, может быть, нижняя ее часть относится к силуру. Можно предположить, что контакт между силуrom и девонem, как в случае мазовской и сакмарской свит на р. Дергаиш, постепенный. Общая мощность ильтибановской толщи в стратотипе не более 500–600 м. Нижняя и верхняя границы тектонические.

В северном и южном направлениях от типового разреза ильтибановская толща вскрывается в нескольких обнажениях. К северу, на левобережье р. Урал непосредственно севернее д. Юлдашево, наблюдается очень хорошее обнажение глинистых сланцев с тонкими прослоями рассланцованных алевролитов, а также с пачками кремнистых брекчий. Кроме обломков кремней, в них отмечаются разной величины, чаще мелкие,

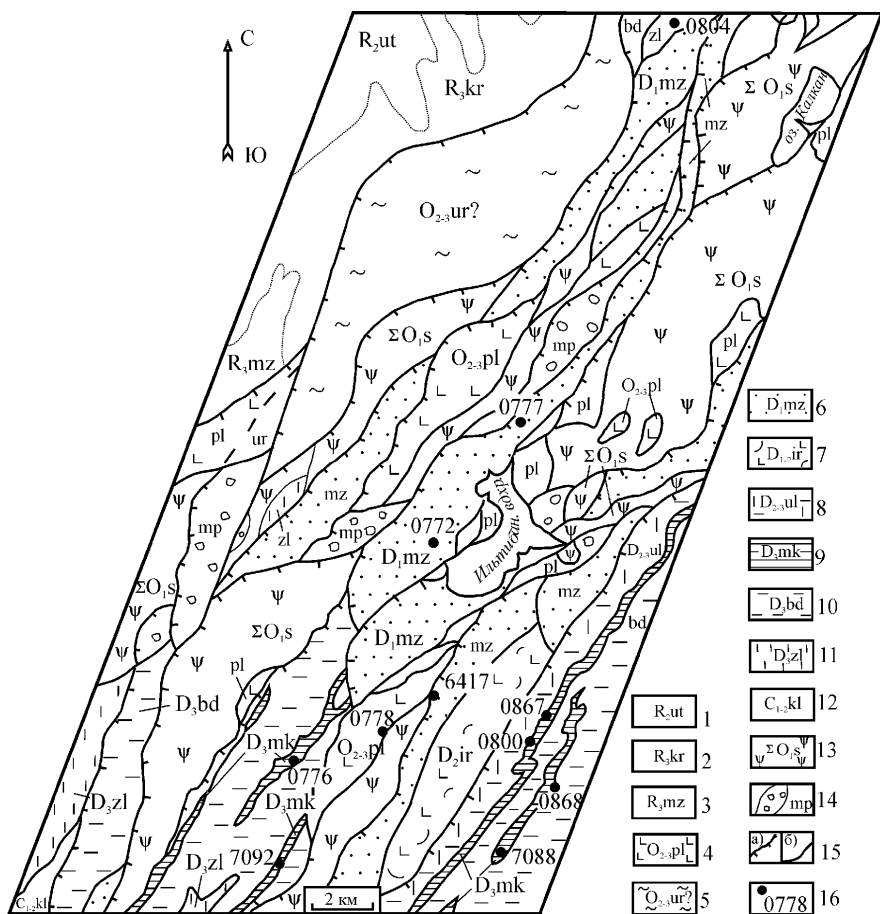


Рис. 2.5. Геологическая карта района Ильтибановского водохранилища. Составил А.В. Жданов [2003 г.], с упрощениями

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* Yolk., Wed., Iz. et Et (точка 0777). Из линзы протяженностью 2 м и мощностью 0,5 м южнее предыдущего образца примерно в 2 м получен бедный комплекс с *Polygnathus* aff. *mashkovae* Bard., *Pol. sp.*, также свидетельствующий о позднеэмском возрасте вмещающих пород. Ранее в обломках черных кремней, по всей вероятности, из этого же обнажения Б.М. Садрисламовым были собраны нижнесилурийские граптолиты, на основании чего он сопоставил данную толщу с силуром. В.И. Козлов и др. [1964 г.] считали эти образования более молодыми и относили к улутауской свите. И.С. Анисимов и др. [1978 г.] закартировали их ильтибановской толщей нижнего девона. Это предположение оказалось правильным, что подтверждено теперь нашими находками конодонтов.

В 1–2 км юго-восточнее д. Калканово имеются небольшие обнажения глинистых сланцев с прослоями алевролитов и с линзами известняков, в которых также была обнаружена нижнедевонская фауна.

Южнее плотины Ильтибановского водохранилища ильтибановская толща хорошо обнажена на правобережье руч. Акман, где она представлена терригенно-кремнистой толщей, в которой в отдельных прослоях наблюдаются обломки известняков.

В этом разрезе верхняя часть ильтибановской толщи тектонически нарушена. В серпентинитах, которые ограничивают толщу с востока, наблюдаются блоки терригенно-кремнистых пород и известняков. В последних нами встречены нижнеэмские конодонты (точка 6417): *Pandorinellina steinhornensis miae* Bult., *Polygnathus excavatus* Carls et Gandl [Маслов, Артюшкова, 2000].

На крупномасштабных геологических картах все известняки, содержащие нижнедевонскую фауну, включены в состав первой толщи ирендыкской свиты [Биков и др., 1959 г.; Анисимов и др., 1978 г., 1983 г.; Кац и др., 1980 г.].

Изучение разрезов отложений с нижнедевонскими известняками показывает, что в большинстве случаев однозначно доказать их тесную связь с ирендыкской свитой невозможно. Практически всегда, за очень редким исключением (разрез Талышман), на контакте известняковой толщи с вулканитами ирендыкской свиты развиты серпентиниты. В первую очередь это касается разреза в районе горы Шаулама, который описан И.С. Анисимовым и др. [1978 г.] как опорный для первой толщи ирендыкской свиты. 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. Фрагментарно она прослеживается далее на север в район г. Миасс (к западу от Миасского



пруда). Органогенные известняки, содержащие богатейший комплекс разнообразной фауны, характерной для нижнего девона, залегают среди серпентинитов и прямо с ирендыкской свитой не связаны.

Однако в отдельных разрезах можно наблюдать взаимоотношение осадочной ильгибановской толщи с перекрывающей вулканогенной ирендыкской свитой. Такой разрез выявлен Ш.Н. Кацем и др. [1980 г.] к юго-востоку от д. Уразово в урочище Талышман (Талышмач).

Здесь, у восточного конца плотины пруда на руч. Талышман обнажена пачка кремнистых сланцев с тонкими глинистыми прослоями, в которых были обнаружены растительные микрофоссилии [Чибрикова, Олли, 1985]. Урочище Талышман — одно из немногих мест, где можно наблюдать взаимоотношения отложений ильгибановской толщи с образованиями ирендыкской свиты. К сожалению, в этих сланцах нам не удалось найти конодонтов, за исключением двух экземпляров отпечатков рамиформных элементов плохой сохранности. Мощность толщи кремней — 150–160 м. Кремнистые сланцы к востоку сменяются песчано-глинистыми отложениями с линзами органогенных сильно рассланцованных известняков. Конодонты в известняках не обнаружены. Далее на восток в песчано-сланцевой толще появляются мелкие обломки базальтов. Толща подстилает вулканы базальтового и андезибазальтового состава, которые сопоставляются с ирендыкской свитой, и связана с ними постепенным переходом. Мощность ильгибановской толщи в этом разрезе, с нашей точки зрения, соответствует 600–700 м.

Далее к югу ильгибановская толща, по-видимому, слагает гору Псан-Тюбе, располагающуюся в долине р. Урал на широте д. Ишмикеево, и безымянную горку к югу от нее. Еще южнее, на правом берегу р. Урал нижнедевонские кремнистые сланцы обнажаются в восточном подножии горы, расположенной в 5–6 км от горы Псан-Тюбе. По всей вероятности, ильгибановская толща может выходить на современный эрозионный срез в тех местах, где обнажена нижняя часть ирендыкской свиты. В таком случае становится совершенно понятным, почему ильгибановская толща почти всегда картировалась как первая толща ирендыкской свиты и на основании чего возраст последней определялся как ранний — средний девон.

Севернее д. Ильгибаново нижнедевонские отложения очень хорошо обнажены у дд. Юлдашево, Калканово, на горе Шаулама, у дд. Вознесенка, Шарипово и далее на север у д. Мулдакаево в Миасском районе Челябинской области. Эта толща обнажается в зоне Главного Уральского разлома в виде разобренных блоков, разделенных серпентинитами.

У д. Шарипово нижнедевонские отложения картировались И.С. Анисимовым и др. [1983 г.] как первая толща ирендыкской свиты. Чаще всего эрозией вскрываются биогермы известняков, а вмещающие их кремнисто-глинистые породы закрыты четвертичными отложениями. Непосредственно к западу от окраины д. Шарипово, на левобережье деревенского пруда на

р. Уй имеется выход биогермных известняков, в которых Т.И. Фроловой [1963 г.] были собраны кораллы *Favosites regularissimus* Yanet, а из образцов И.С. Анисимова [1983 г.] выделены конодонты *Polygnathus excavatus* Carls et Gandl, *Pol. perbonus* Klap. et John. (рис. 2.6). Известняки ассоциируют

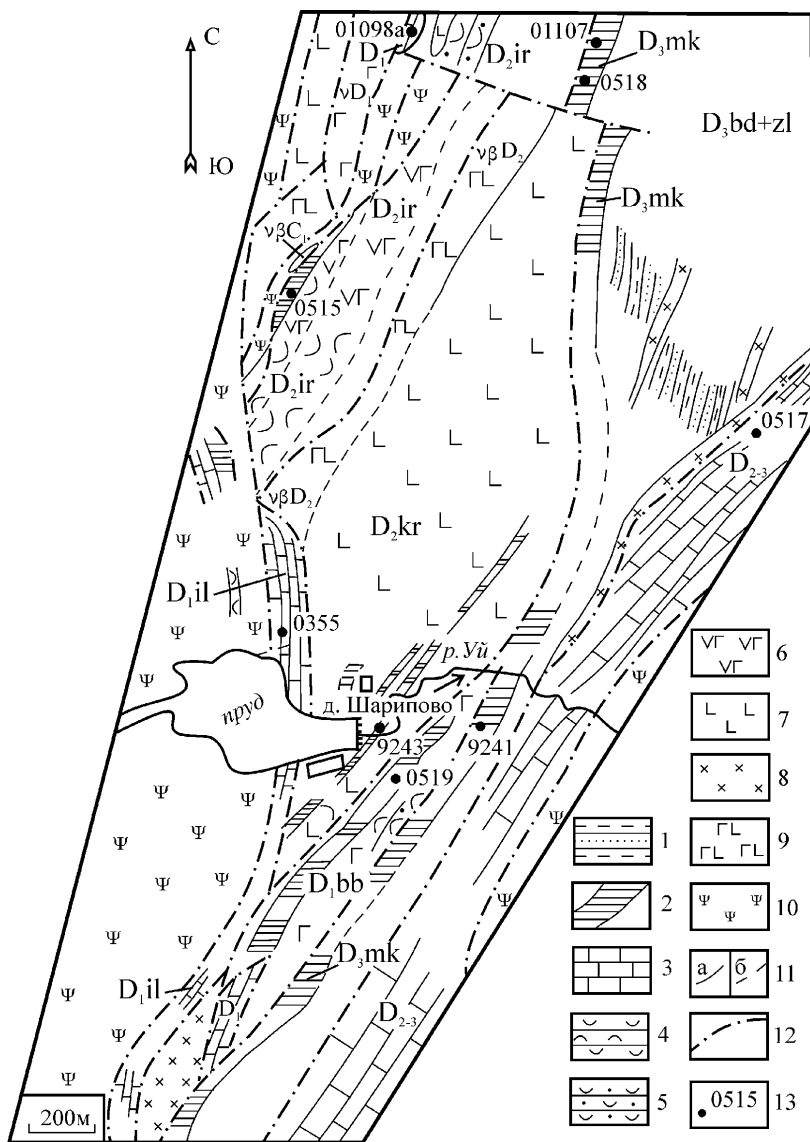


Рис. 2.6. Схематическая геологическая карта района д. Шарипово. Составили И.С. Анисимов и др. [1983 г.], с изменениями и дополнениями

с вулканомиктовыми конглобрекциями, гравелитами и песчаниками. Комплекс конодонтов в обломках известняков и в крупных биогермах имеют близкий набор таксонов.

В 1 км к северо-западу от северной окраины д. Шарипово можно видеть фрагменты следующего разреза (см. рис. 2.6). Серпентиниты, протягивающиеся субмеридионально вытянутым телом, ширина выхода которого 15–20 м. К востоку от серпентинитов обнажаются афировые базальты, видимой мощностью 7–8 м. После закрытого интервала 10–15 м залегают гравелиты, песчаники, алевролиты, кремнистые алевролиты с крупными и мелкими обломками известняков с фауной криноидей, кораллов, тен-такулитов и конодонтов. Комплекс конодонтов: *Pandorinellina* cf. *miae* (Bult.), *Polygnathus excavatus* Carls et Gandl (точка 01098а). В образце 0513а обнаружены: *Belodella* sp., *Eognathodus* ex gr. *trilinearis* (Coop.), *Pand.* cf. *postexcelsa* Wang et Zieg., *Pedavis* sp. Вместе с конодонтами выделены единичные остракоды плохой сохранности. По определению А.Н. Абрамовой они имеют облик, характерный для пражского яруса.

Ширина выхода пачки 15–16 м. На ней залегают небольшой мощности (2–3 м) прослой яшмоидов с конодонтами *Icriodus* aff. *beckmanni* Zieg., *Ozarkodina* cf. *typica denckmanni* Zieg., *Pandorinellina* cf. *postexcelsa* Wang et Zieg., *Polygnathus* cf. *cooperi secus* Klap., Zieg. et Mash., *Pol.* ex gr. *linguiformis* Hinde удовлетворительной сохранности (точка 01098). Восточнее и выше по разрезу залегают тефроиды псаммитовой размерности, переходящие вверх по разрезу в туфы и туфобрекчии с небольшими потоками андезибазальтов, имеющие явный облик ирендыкской свиты. Мощность этой толщи колеблется в пределах 700–800 м. Она картировалась И.С. Анисимовым и др. [1983 г.] как ирендыкская свита. С нашей точки зрения, к ирендыкской свите следует относить толщу пород, залегающую выше прослоя яшмоидов. Нижележащие породы следует считать аналогами ильтибановской (= рыскужинская) толщи (см. рис. 2.6).

Восточнее этого обнажения проходит тектоническое нарушение, после которого обнажаются маломощные аналоги, скорее всего, улутауской свиты, перекрывающиеся мукасовской свитой с франскими конодонтами *Mesotaxis* cf. *asymmetricus* (Bisch. et Zieg.), *M.* cf. *falsiovalis*

---

**К рис. 2.6:** D<sub>3</sub>bd+zl — верхний девон, франский — фаменский ярусы, бугодакская и зилаирская свиты нерасчлененные; D<sub>3</sub>mk — верхний девон, франский ярус, мукасовская свита; D<sub>2-3</sub>ul — средний — верхний девон, живетский — франский ярусы, улутауская свита; D<sub>2</sub>kr — средний девон, эйфельский ярус, карамалыташская свита; D<sub>2</sub>ir — средний девон, эйфельский ярус, ирендыкская свита; D<sub>1</sub>bb — нижний девон, эмский ярус, баймак-бурибайская свита; D<sub>1</sub>il — нижний девон нерасчлененный, ильтибановская толща.

**Условные обозначения:** 1 — гравакковые песчаники, алевролиты, алевропелиты; 2 — горизонты кремней, яшм; 3 — известняки; 4 — туфопесчаники; 5 — тефроиды; 6 — базальты, андезибазальты; 7 — базальты; 8 — диориты; 9 — габбро-диабазы; 10 — серпентиниты; 11 — геологические границы: установленные (а), предполагаемые (б); 12 — тектонические нарушения; 13 — местонахождения конодонтов

Sand., Zieg. et Bult., *Palmatolepis punctata* (Hinde), *Polygnathus* sp. (точки 01107, 0518).

Очень сходный разрез ильтибановской толщи можно наблюдать в 2–3 км севернее д. Шарипово, где эта толща обнажена несколько лучше, особенно биогермы известняков, которые залегают в вулканомиктовой толще и ассоциируют с кремнистыми алевролитами и песчаниками. Восточнее фиксируются лавы и туфы базальтового состава ирендыкской свиты. Еще восточнее, после большого закрытого интервала, на хорошо выраженном в рельефе и выдержанном по простиранию хребтике, обнажаются кремнистые и кремнисто-глинистые сланцы мукасовской свиты с многочисленными франскими конодонтами.

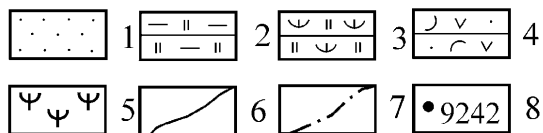
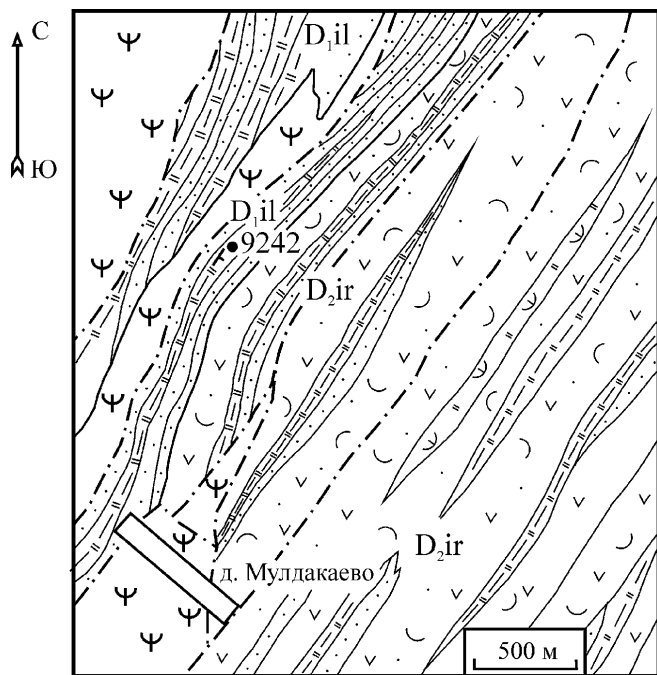
Аналоги ильтибановской толщи прослеживаются и далее на север, где выходы их пород встречаются в зоне Главного Уральского разлома, часто в виде разнообразных по величине блоков известняков и вулканомиктовых песчаников, алевролитов и кремнистых алевролитов. В отдельных разрезах ирендыкская свита залегают на кремнистых тонкозернистых тейфроидах, с которыми имеет постепенный переход. Наглядным примером этому является разрез у д. Мулдакаево. На хребте, являющемся продолжением хр. Кумач, на отрезке автодороги Старобайрамгулово — Суондюково, в 1 км севернее ответвления дороги на д. Мулдашево обнажается ирендыкская свита, которая отчетливо картируется и прослеживается к д. Суондюково (рис. 2.7). В западном подножии хребта вскрываются тонкозернистые кремнистые туффиты зеленовато-серого цвета с конодонтами *Eognathodus* sp., *Ozarkodina* sp., *Pandorinellina* cf. *optima* (Mosk.), *Pand.* cf. *postexcelsa* Wang et Zieg., *Pand.* sp. (точка 9242), характерными для нижнего девона. Видимая мощность пачки 20–25 м. Непосредственный контакт с вышележащей ирендыкской свитой закрыт, но в обнаженной части разреза последней залегают тонкослоистые туффиты, прослоями кремнистые, переходящие в туфы и туфобрекчии с потоками лав андезибазальтов. Можно предполагать, что нижнедевонские кремнистые туффиты имеют постепенную границу с ирендыкской свитой. Западный контакт толщи тектонический, подчеркнутый серпентинитами. В этом разрезе совершенно отчетливо видно, что ирендыкская свита залегают на вулканомиктово-кремнистой толще нижнего девона (аналог ильтибановской, рыскужинской толщ). В данном разрезе нижнедевонских отложений биогермы известняков отсутствуют.

Далее на север аналоги ильтибановской толщи обнажаются также в виде блоков в зоне Главного Уральского разлома. В Миасском районе Челябинской области они известны под названиями тургорякской, козловской и приисковой толщ<sup>1</sup>. По данным В.В. Бабкина и др. [1982 г.], про-

---

<sup>1</sup> Выделение этих толщ в ряде случаев условно. Обычно они представляют собой геологические тела с тектоническими границами. Датировки вулканогенных толщ осуществлялись по различной фауне из блоков известняков, находящихся в достаточной близости с вулканитами.

водивших в Миасском районе геолого-съёмочные работы масштаба 1:50000, конодонты были найдены в известняках тургоякской толщи. Комплекс конодонтов [Пазухин и др., 1984 г.] в точке 7645 (карьер в 2 км юго-юго-западнее ст. Тургояк, у юго-восточного подножия горы Известковой) содержит *Belodella cf. triangularis* (Stauf.), *Ozarkodina linearis* (Phil.), *Pandorinellina steinhornensis miae* Bult., *Pelekysgnathus cf. serratus serratus* Jents. распространенные а пражском ярусе нижнего девона. В 3 км западнее Миасского пруда, в 1 км к юго-западу от горы Моховой в крупном блоке известняка



**Рис. 2.7.** Схематическая геологическая карта района д. Мулдакаево. Составила О.В. Артюшкова

$D_{2ir}$  — нижний — средний девон, эмсский — эйфельский ярусы, ирендыкская свита;  $D_{1il}$  — нижний девон, лохковский — эмсский ярусы, ильтибановская толща.

**Условные обозначения:** 1 — вулканомиктовые песчаники; 2 — кремнистые алевролиты; 3 — кремнистые туффиты; 4 — базальты, андезибазальты, тэфроиды, туффиты; 5 — серпентиниты; 6 — геологические границы; 7 — предполагаемые тектонические нарушения; 8 — местонахождения конодонтов

выделены (точка 7087): *Belodella* cf. *triangularis* (Stauf.), *Polygnathus perbonus* (Phil.), *Pandorinellina steinhornensis miae* Bult. Комплекс характерен для нижней части эмсского яруса. В.В. Бабкин и др. [1982 г.] считают, что эти известняки находятся в составе круглогорской толщи, представленной вулканитами базальтового и андезибазальтового состава, и приурочены к основанию этой толщи. Однако, скорее всего, нижнедевонские — пражские и нижнеэмские известняки принадлежат стратону, подстилающему ирендыкскую свиту.

Толща осадочных пород с биогермами и обломками известняков с конодонтами пражского и эмсского ярусов аналогична рыскужинской толще района д. Рыскужино, где также более высокая часть разреза сложена вулканитами основного и кислого состава (аналоги баймак-бурибайской свиты), перекрытыми базальт-андезибазальтовой ирендыкской свитой мощностью 600–700 м. Имеющийся фактический материал позволяет провести такую интерпретацию стратиграфического расчленения и корреляции вулканогенно-осадочных комплексов самой северной части Западно-Магнитогорской зоны. Толщи находятся здесь в очень сложных тектонических соотношениях. Все контакты между ними подорваны, и они разделены на серию отдельных блоков различного размера, которые часто надвинуты друг на друга в виде чешуйчатых надвигов.

### **Мансуровская толща (D<sub>1</sub>тп)**

Возрастным аналогом ильтибановской толщи, с нашей точки зрения, является мансуровская толща. Положение ее в разрезе ниже ирендыкской свиты, возраст которой определен ранним эйфелем, и признанный всеми исследователями постепенный характер верхней границы позволяют нам условно считать ее нижнедевонской [Маслов, Артюшкова, 2000]. Типовой разрез мансуровской толщи хорошо обнажен по левому берегу р. Шартымки в районе д. Мансурово. Этот разрез широко известен и изучался многими исследователями. Т.И. Фролова и В.Т. Фролов [1963 г.], О.А. Нестоянова [1964 г.], Б.М. Садрисламов и др. [1964 г.] относили данную толщу к верхнему силуру. В.А. Маслов [1980] полагал, что нижняя часть этой толщи является позднесилурийской, верхнюю он считал раннедевонской и относил ее к основанию ирендыкской. И.С. Анисимов и др. [1983 г.] рассматривали ее в составе ирендыкской свиты (первая толща ирендыкской свиты) и датировали ранним девоном.

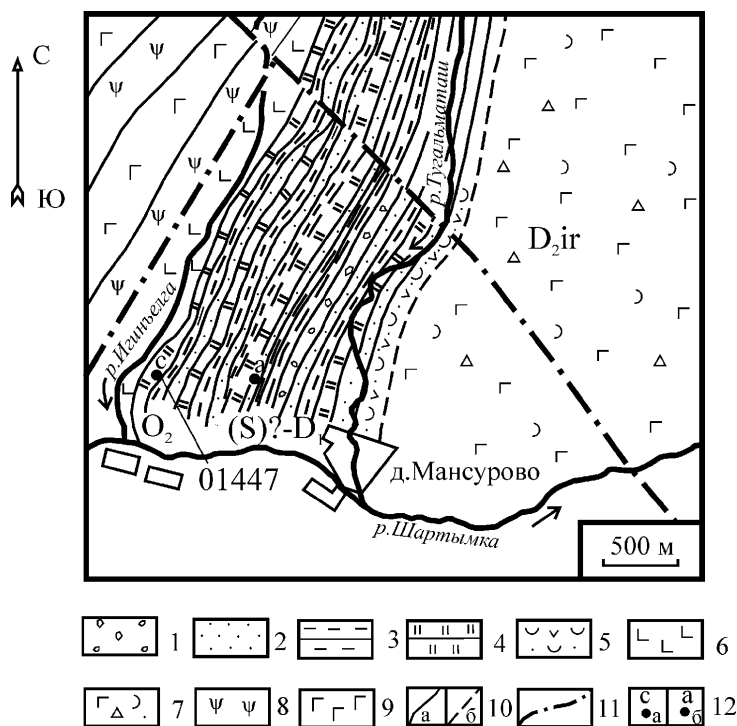
На левобережье руч. Игинъелга, левом притоке р. Шартымка, в 1,5 км к западу от д. Мансурово вскрыт следующий разрез (рис. 2.8).

Базальты и перекрывающая их кремнисто-обломочная толща пород ордовикского возраста, аналог поляковской свиты. Мощность не менее 250–260 м.

Выше по разрезу задерновано 10–15 м.

После закрытого интервала обнажаются:

1. Ритмично слоистая пачка, сложенная грубозернистыми гравелитами, полимиктовыми песчаниками, переходящими постепенно вверх по разрезу в более мелкозернистые разности — глинисто-кремнистые сланцы. Такое чередование грубозернистых пород наблюдается несколько раз. По простиранию можно видеть замещение грубозернистых разностей тонкозернистыми. Падение пород восточное, угол падения 72–74° ..... 71–80 м
2. Задерновано (овраг) ..... 30 м
3. Конглобрекчий, в составе обломков которых имеются непосредственно подстилающие глинисто-кремнистые сланцы ..... 12–15 м
4. Кремнистые алевролиты, темно-серые, тонкослоистые ..... 17–20 м
5. Пачка ритмично переслаивающихся туфогравелитов, туфопесчаников, алевролитов, песчаников, кремнистых туффитов, кремнисто-глинистых сланцев. Песчаники полимиктовые. Кремнисто-глинистые сланцы и кремнистые сланцы более темных цветов, чем в предыдущем слое ..... 150–160 м



**Рис. 2.8. Схематическая геологическая карта района д. Мансурово. Составила О.В. Артюшкова**

$D_2ir$  — средний девон, эйфельский ярус, ирендыкская свита; (S)?- $D_1$  — силур (?) — нижний девон нерасчлененный;  $O_{2-3}$  — средний — верхний ордовик, поляковская свита (?).

**Условные обозначения:** 1 — мелкообломочные микститы; 2 — песчаники, алевролиты; 3 — глинистые сланцы; 4 — кремнистые алевролиты; 5 — туффиты; 6 — базальты; 7 — базальты, андезибазальты, лавобрекчии, тефроиды; 8 — серпентиниты; 9 — диабазы; 10 — геологические границы: установленные (а), предполагаемые (б); 11 — разрывные нарушения; 12 — точки находок органических остатков: конодонтов (с), акритархов (а)

6. Задерновано..... 2–3 м
7. Кремнисто-глинистые сланцы с прослоями зеленоватых алевролитов .....25–27 м
8. Алевролиты кремнисто-углисто-глинистые, переслаивающиеся с темно-серыми кремнистыми сланцами..... 30 м
9. Песчаники серо-зеленые, полимиктовые мелкозернистые ..... 10 м
10. Песчаники грубозернистые с мелкими обломками известняков. Размеры обломков не более 1 см в диаметре..... 12–13 м
11. Сланцы глинисто-кремнистые ..... 4–5 м
12. Песчаники зеленовато-серые, полимиктовые среднезернистые, постепенно переходящие в глинисто-кремнистые и кремнистые сланцы..... 18–20 м
13. Пачка переслаивающихся между собой мелкогалечных конгломератов, гравелитов с мелкими обломками известняков и кремней, грубо- и мелкозернистых песчаников, кремнистых алевролитов, кремнисто-глинистых сланцев.... 150–170 м
14. Задерновано.....50–60 м
15. Пачка ритмично переслаивающихся гравелитов, песчаников, алевролитов, кремнисто-глинистых сланцев. Видимая мощность ..... 17–20 м
16. Ритмично слоистая пачка пород, представленная переслаивающимися мелкогалечными конгломератами, гравелитами, песчаниками, кремнисто-глинистыми сланцами. В верхней части этой пачки в переслаивании принимают участие туфопесчаники и туфобрекчии. Интересной особенностью последних является наличие обломков известняков, кремнистых туффитов и пироксен-плагиоклазовых порфиринов. Мощность переслаивающихся прослоев от 5–7 м до 30–35 м ..... 200–250 м

Предположительно общая мощность толщи не превышает 500–600 м.

И.С. Анисимовым и др. [1978 г.] эта толща была выделена как первая толща ирендыкской свиты и сопоставлялась с аналогичными образованиями на горе Шаулама. Эта толща, подстилающая ирендыкскую свиту, существенно от нее отличается по литологическому составу и может быть выделена в самостоятельный стратон, который мы назвали мансуровской толщей [Стратиграфия ..., 1993]. Условно она отнесена нами к нижнему девону в объеме всего нижнего девона и сопоставлена с рыскужинской и ильгибановской толщами [Маслов, Артюшкова, 2000]. Мы не исключаем, что низы мансуровской толщи, аналогично ильгибановской толще, могут соответствовать какой-то части силура [Маслов, Артюшкова, 2000]. В этом разрезе стратон, залегающий между ирендыкской свитой и базальтами с ордовикскими конодонтами — мансуровская толща, имеет согласные, не резко выраженные границы с упомянутыми стратиграфическими подразделениями. Долгое время данный разрез являлся единственным, где можно наблюдать постепенный переход от пород ирендыкской свиты к подстилающим образованиям. Т.И. Фролова [1963 г.] объединяла под ирендыкские отложения в один силурийский разрез и считала аналогом поляковской свиты, возраст которой в то время принимался силурийским. В.А. Маслов [1980] также указывал на очень тесную связь этих толщ. Вопрос о возрасте мансуровской толщи является до настоящего времени открытым и ждет своего разрешения. На данный момент доказанным



является факт присутствия в разрезе у д. Мансурово ордовикских отложений. Находки силурийских акритарх [Чибрикова, Олли, 2003], приуроченных, вероятно, к основанию мансуровской толщи, и более ранние находки граптолитов [Садрисламов и др., 1964 г.; Нестоянова, Корень, 1963] говорят о наличии в разрезе силурийских отложений. Низы ирендыкской свиты, слагающей верхнюю часть разреза, датированы несколько севернее на р. Краснохты, где конодонтами зоны *ratulus* эмсского века раннего девона охарактеризована пачка яшм, аналогичных сагитовской толще [Маслов, Артющкова, 2000]. Понятно, что мансуровская толща, залегающая стратиграфически ниже ирендыкской свиты, имеет более древний возраст. Из-за отсутствия в настоящее время надежных палеонтологических данных мы отнесли ее условно к нижнему девону, но не исключаем, что она может охватывать гораздо больший стратиграфический интервал, включая часть силура.

Приведенный разрез представлен преимущественно осадочными вулканомиктовыми породами, и границы между слоями имеют не резкий характер. Поэтому разделять разновозрастные стратоны возможно лишь условно по отчетливой смене состава пород. Верхнюю границу с ирендыкской свитой мы проводим по явному присутствию в разрезе туфобрекчий с многочисленными обломками порфиритов андезибазальтового состава. Контакт мансуровской толщи с ирендыкской свитой можно наблюдать в выемке железнодорожного полотна к востоку от руч. Тугульма. От ордовикских отложений мансуровская толща, видимо, отделена разрывным нарушением.

В северном направлении мансуровская толща очень быстро срезается тектоническим нарушением и уже у д. Маломуйнаково выпадает из разреза. Здесь ордовикские отложения контактируют непосредственно с ирендыкской свитой. Однако, возможно, в отдельных разрезах ниже ирендыкской свиты сохранились фрагменты подстилающей мансуровской толщи.

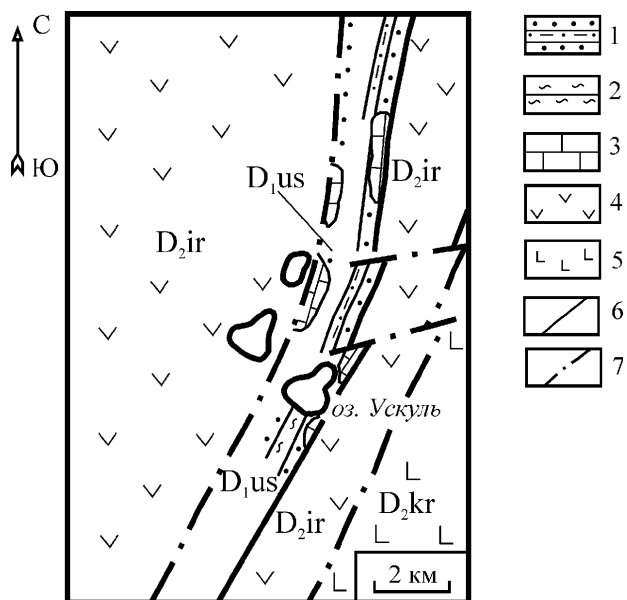
В *Узункырской подзоне* аналоги ильгибановской толщи (рысужинской) обнажаются от широты д. Ниязгулово, откуда прослеживаются далее на север в район оз. Ускуль, Узункуль и севернее к д. Сураманова (обнажения западнее деревни), где вскоре срезаются тектоническим нарушением [Маслов, Артющкова, 2002]. Эта толща несколько отличается от ильгибановской, главным образом, преимущественным развитием в ней песчано-алевролитовых пачек, биогермов известняков и редкими кремнистыми прослоями. Она названа нами ускульской.

### ***Ускульская толща (D<sub>1</sub>us)***

Наиболее представительные обнажения толщи известны на отрезке между оз. Ускуль и Узункуль. Предшествующие исследователи полагали, что ускульская толща отвечает третьей толще ирендыкской свиты [Биков, 1959 г.; Маслов, 1980 и др.].

Типовой разрез обнажен на восточном берегу оз. Ускуль. Здесь в разрозненных выходах западнее узункырской полосы ирендыкской свиты вскрывается терригенно-кремнистая толща с линзами биогермных известняков (рис. 2.9). Терригенные породы преимущественно псаммитовой и пелитовой размерности переслаиваются между собой.

Кремнистые пачки мощностью 3–5 м залегают в верхней части толщи и хорошо обнажены на северо-восточном берегу озера. На юго-восточном берегу вскрываются известняки, образующие линзообразный прослой максимальной мощностью до 80 м. Если проследивать известняки в северном направлении, то можно наблюдать постепенное уменьшение мощности линзы известняков и полное ее выклинивание. Известняки замещаются алевролитами и глинистыми алевролитами. Известняки серые и светло-серые, сильно перекристаллизованные, с плохо сохранившимися члениками криноидей. Конодонты в этих известняках пока не обнаружены. Ранее В.А. Масловым [1980] в них были собраны брахиоподы: *Gypidula*



**Рис. 2.9.** Схематическая геологическая карта района оз. Ускуль. Составила О.В. Артюшкова.

$D_{2kr}$  — средний девон, эйфельский ярус, карамалыташская свита;  $D_{2ir}$  — средний девон, эйфельский ярус, ирендыкская свита;  $D_{1us}$  — нижний девон, лохковский — эмсский ярусы, ускульская толща.

**Условные обозначения:** 1 — вулканомиктовые песчаники и алевролиты; 2 — кремнистые сланцы; 3 — известняки; 4 — базальты, андезибазальты, тейфроиды, туффиты; 5 — базальты, яшмы, туффиты, тейфроиды; 6 — геологические границы; 7 — предполагаемые тектонические нарушения

*biplicata* Schnur. var *prima* Knod., *Gypidula* sp., *Uncinulus* sp., *Atrypa* sp., *Denatrypa* aff. *intermediafera* (Knod.), *Carinatina arimaspus* (Eichm.), *Atrypopsis thetis* (Barr.), *Eospirifer irbitensis* (Tschern.), *Eospirifer* sp., характерные для кобленцкого яруса нижнего девона (определения А.П. Тяжевой).

Южнее р. Мал. Кизил, осадочные нижнедевонские отложения известны на широте д. Нязгулово, где из мраморизованных криноидных известняков выделены конодонты *Belodella* cf. *devonica* (Stauf.), *Pandorinellina* cf. *steinhornensis miae* Bult., *Polygnathus* cf. *mashkovae* Bard., *Pol.* cf. *vigierei* Bult. (точка 01436).

В Легенде к Южно-Уральской серии карт (Новая серия) для Западно-Магнитогорской зоны в качестве унифицированного стратиграфического подразделения в нижнем девоне принята мазовская свита. Рассмотренные нами стратоны, как мы видим, определенно с ней коррелируются, тем не менее, мы сочли существенным рассмотреть их в виде самостоятельных единиц, показав тем самым их различия и степень фаунистической охарактеризованности.

### **Мостостроевский щелочной вулканогенный комплекс (D<sub>1</sub>emt)**

В качестве самостоятельного стратиграфического подразделения выделен В.Т. Тищенко [1969 г.] в Гайском рудном районе. Стратотипический разрез расположен в районе пос. Мостострой на правом борту р. Урал в 0,5–1,0 км ниже моста на ж/д Орск – Кандагач. Образования мостостроевского комплекса развиты также к югу от коленообразного изгиба р. Елшанка до левобережья р. Урал южнее моста на ж/д Орск – Кандагач (гряда Аульная).

От северной границы площади распространения до северо-западной окраины г. Орск вулканиты комплекса, скорее всего, залегают на серпентинизированных гипербазах. Этот контакт вскрыт многими скважинами. Далее на юг до долины р. Урал характер контакта вулканитов мостостроевского щелочного комплекса со сланцами сакмарской свиты (S–D<sub>1</sub>) тектонический.

В обрывах левого борта р. Урал ниже моста на ж/д Орск – Кандагач (так называемые «Орские ворота») находится один из лучших естественных разрезов описываемых образований. Здесь в ядре небольшой антиклинальной структуры обнажены кремни и кремнисто-глинистые сланцы сакмарской свиты. В.Т. Тищенко установил выклинивание мостостроевского комплекса на юг и увеличение его мощности к северу от долины р. Урал в районе пос. Мостострой.

В 4 км к северу от пос. Репинский в зоне Колпакского глубинного разлома описываемые вулканиты выклиниваются полностью на уровне современного эрозионного среза и несогласно перекрываются ултауской свитой.

Мостостроевский вулканогенный комплекс сложен лавами, лавобрекчиями, гиалокластитам и туфобрекчиями щелочных базальтоидов, трахиандезитов с прослоями кремнистых конглобрекчий и углисто-кремнистых алевролитов, кремнистых сланцев. Мощность его колеблется от 100 до 1300 м [Тищенко, 1971].

Фаунистических данных, характеризующих возраст мостостроевского комплекса, долгое время не было. Отсутствие фауны и своеобразие состава делали весьма сложной корреляцию его с другими стратиграфическими подразделениями.

Предыдущие исследователи на основании находок силурийских граптолитов из обломков конглобрекчий среди вулканитов мостостроевского комплекса включали его в состав сакмарской свиты силура. Выделивший этот стратон В.Т. Тищенко [1969 г., 1971, 1978 г.] рассматривал его в объеме жединского (лохковского) яруса нижнего девона.

Этим исследователем установлено, что мостостроевский комплекс является вулканогенной фацией верхней части мазовской свиты. Об этом свидетельствуют прослой щелочных туфов и туфопесчаников в разрезе мазовской свиты у оз. Купа и находка среди них граптолитов *Monograptus ex gr. hercynicus* Perner.

В 1987 г. получены первые данные о возрасте мостостроевского комплекса по конодонтам. Восточнее пос. Репинский на левом берегу р. Елшанка (рис. 2.10) в разрезе, представленном кремнистыми конглобрекчиями, туфопесчаниками и кремнистыми туфоалевролитами со стратифицированными телами лав трахитов в верхней его части, из линзовидного прослоя кремнистых сланцев впервые собраны конодонты *Polygnathus cf. kitabicus* Yolk., Wed., Iz. et Er., *P. cf. excavatus* Carls et Gandl, *Pandorinellina* sp., характерные для зоны *excavatus* (точка 0504, см. рис. 2.10). По Уральской шкале зона *excavatus* соответствует иргизлинскому горизонту нижней части эмского яруса нижнего девона. Аналогичный комплекс конодонтов обнаружен в стратотипическом разрезе рассматриваемых отложений — *Polygnathus cf. kitabicus* Yolk., Wed., Iz. et Er., *Polygnathus* sp. (точка 0533).

Таким образом, собранная фауна позволяет ответить на вопрос о стратиграфической принадлежности мостостроевского комплекса. Он относится нами к нижней части эмского яруса нижнего девона.

В последние годы появились данные, которые могут свидетельствовать о более широком развитии щелочных базальтов — возрастных аналогов мостостроевского комплекса. Так, в верховьях р. Большой Кизил, в районе дд. Утяганово, Ишкильдино и севернее д. Исаково картируют тела базальтов с кремнями, содержащими сходную ассоциацию конодонтов [Князев, 2006 г.]. В 1,7 км к северо-западу от д. Исаково, в 800 м севернее высоты с отметкой 735,4 нами найдены единичные отпечатки *Belodella aff. devonica* Stauf., *Polygnathus cf. mashkovae* Bard. (точка 01401).

На восточной окраине д. Утяганово в нижней части склона горы с надписью, в 600 м по аз. 235° от вершины высоты с отметкой 632,0 в точках 01354, 01355 собраны *Pandorinellina cf. postexcelsa* Wang et Zieg., *Polygnathus cf. excavatus* Carls et Gandl. Ю.Г. Князев [2006 г.] сопоставил эти базальты с мостостроевским комплексом и включил в состав рыскужинской толщи как вулканогенную фацию верхов этого стратона. По всей вероятности,

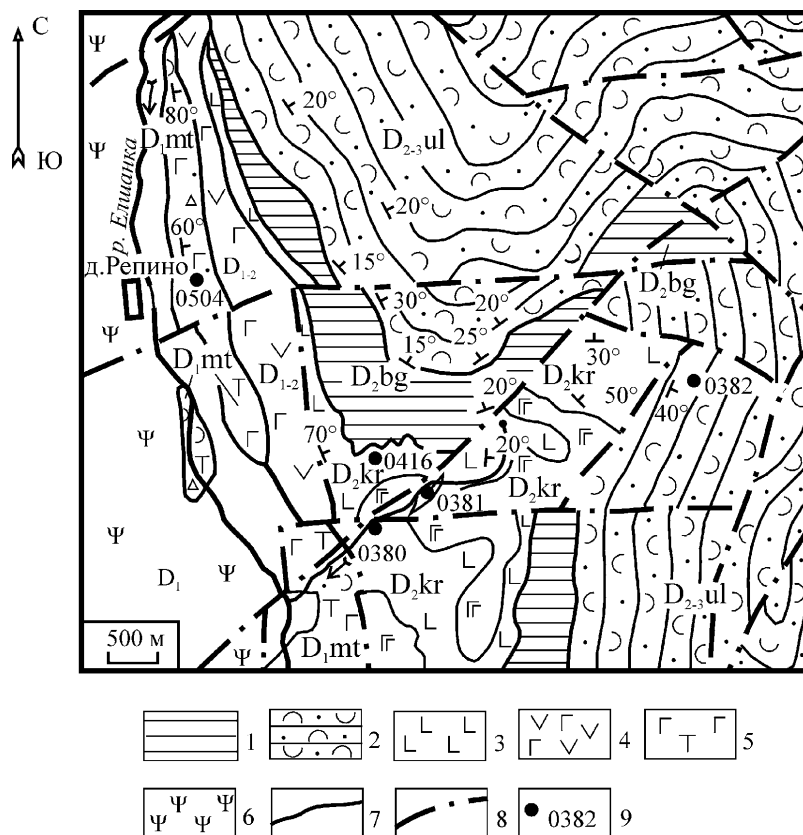


Рис. 2.10. Геологическая карта района д. Репино. Составили В.Т. Тищенко и др. [1978 г.], с изменениями и дополнениями

D<sub>2-3</sub>ul — средний – верхний девон, живетский – франский ярусы, улутауская свита; D<sub>2</sub>kr — средний девон, эйфельский ярус, карамалыташская свита; D<sub>2</sub>bg — средний девон, эйфельский ярус, бугульгырская толща; D<sub>1-2</sub> — нижний – средний девон, эмсский – эйфельский ярусы, гайский вулканогенный комплекс (= баймак-бурибайская + ирендыкская свиты); D<sub>1</sub>mt — нижний девон, эмсский ярус, мостостроевский комплекс.

1 — яшмы; 2 — вулканомитовые гравелиты, песчаники, кремнистые туффиты; 3 — базальты, долериты; 4 — лавы и туфы базальтов, андезибазальтов, туффиты; 5 — трахибазальты; 6 — серпентиниты; 7 — геологические границы; 8 — тектонические нарушения; 9 — местонахождения конодонтов

с мостостроевским комплексом можно коррелировать и трахитовые вулканы козловской толщи в Миасском районе [Бабкин и др., 1983 г.].

### ***Баймак-бурибайская свита (D<sub>1</sub>bb)***

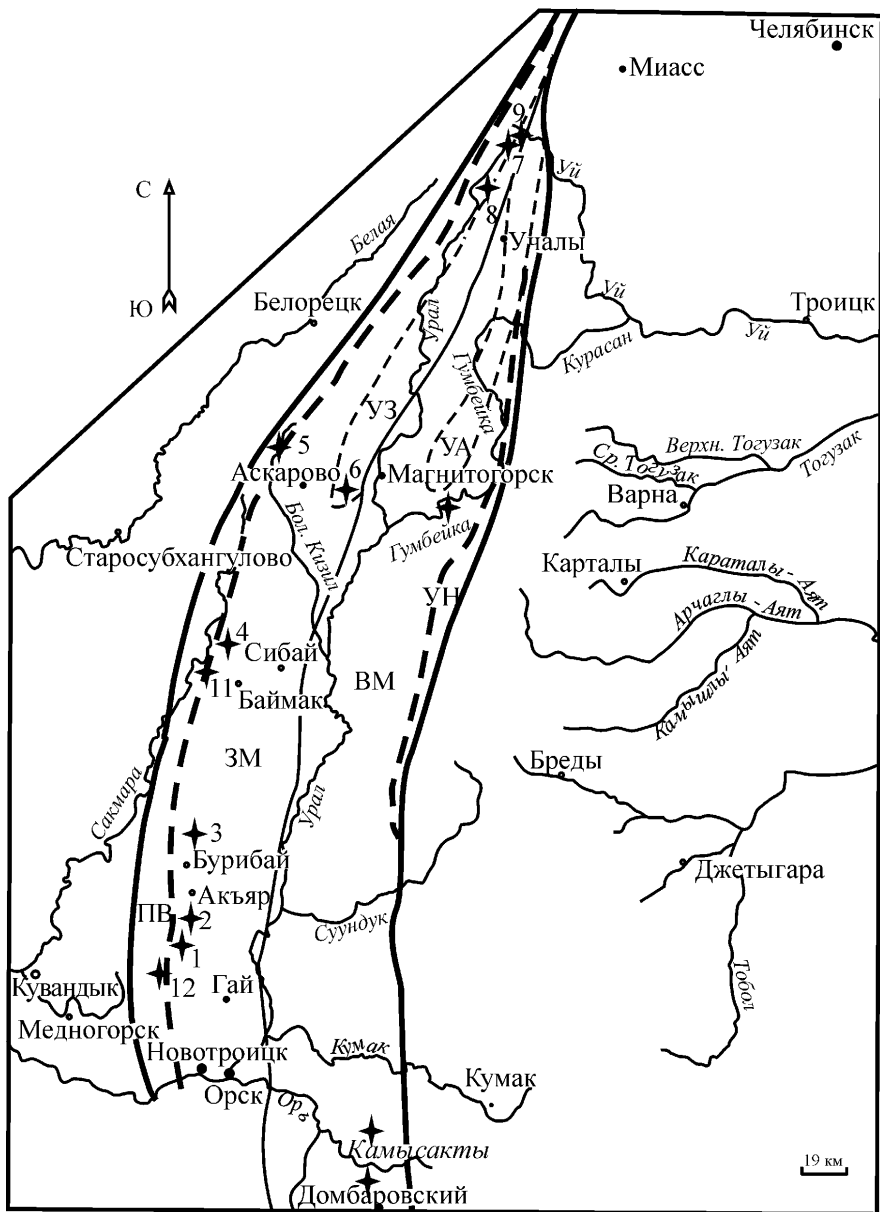
Свита впервые была выделена Ф.И. Ковалевым [1944] из ирендыкской свиты Л.С. Либровича. Определение ее стратиграфического положения, равно как и других вулканогенных свит, представляло большие трудности для исследователей, так как вулканогенные породы не содержат макрофауны, а встречаемые в них редкие олистолиты известняков с бенгтосной макрофауной часто не находятся *in situ*.

Опорные разрезы баймак-бурибайской свиты известны и очень хорошо изучены в Баймакском и Бурибайском рудных районах (рис. 2.11). В этих районах свита детально разбуривалась при проведении поисковых и разведочных работ на медноколчеданные руды. Изучению баймак-бурибайской свиты посвящены многочисленные работы большой группы исследователей [Прокин, 1977; Кривцов, 1979; Среднепалеозойский ..., 1983; Серавкин, 1986; Вулканизм ..., 1992 и многие другие]. В настоящей работе мы кратко рассмотрим возможности расчленения свиты на толщи и ее сопоставление с разновозрастными образованиями других районов Магнитогорской мегазоны и сопредельных территорий на основании находок конодонтов.

Наиболее обстоятельно особенности расчленения баймак-бурибайской свиты рассмотрены в работе И.Б. Серавкина [1986] и в монографии «Вулканизм Южного Урала» [1992]. По данным авторов этих публикаций, баймак-бурибайская свита в том объеме, как понимал выделивший ее Ф.И. Ковалев [1944], расчленяется на две свиты: собственно баймак-бурибайскую и верхнетаналыкскую. К баймак-бурибайской свите И.Б. Серавкин и А.М. Косарев [Вулканизм ..., 1992] относят контрастную формацию вулканитов, слагающую нижние три толщи свиты в прежнем понимании. В верхнетаналыкскую свиту выделена верхняя часть баймак-бурибайской свиты, а именно четвертая и пятая толщи, представленные непрерывно дифференцированными вулканитами. А.А. Захаров и др. [1978 г.] считают, что эту часть разреза надо относить к основанию ирендыкской свиты.

Мы принимаем расчленение баймак-бурибайской свиты на две подсвиты. Отчетливо выделяется и хорошо картируется нижняя подсвита, сложенная преимущественно базальтами. Палеонтологически она не охарактеризована. Верхняя подсвита представлена непрерывно дифференцированными вулканитами с прослоями и пачками яшм. Собственно подошва баймак-бурибайской свиты нигде не вскрыта. Верхняя ее граница с ирендыкской свитой, проходит по кровле яшм сагитовской (переходной) толщи (рис. 2.12).

Рассматриваемая свита слабо охарактеризована конодонтами. Имеющиеся находки фауны известны в единичных разрезах в основании верх-

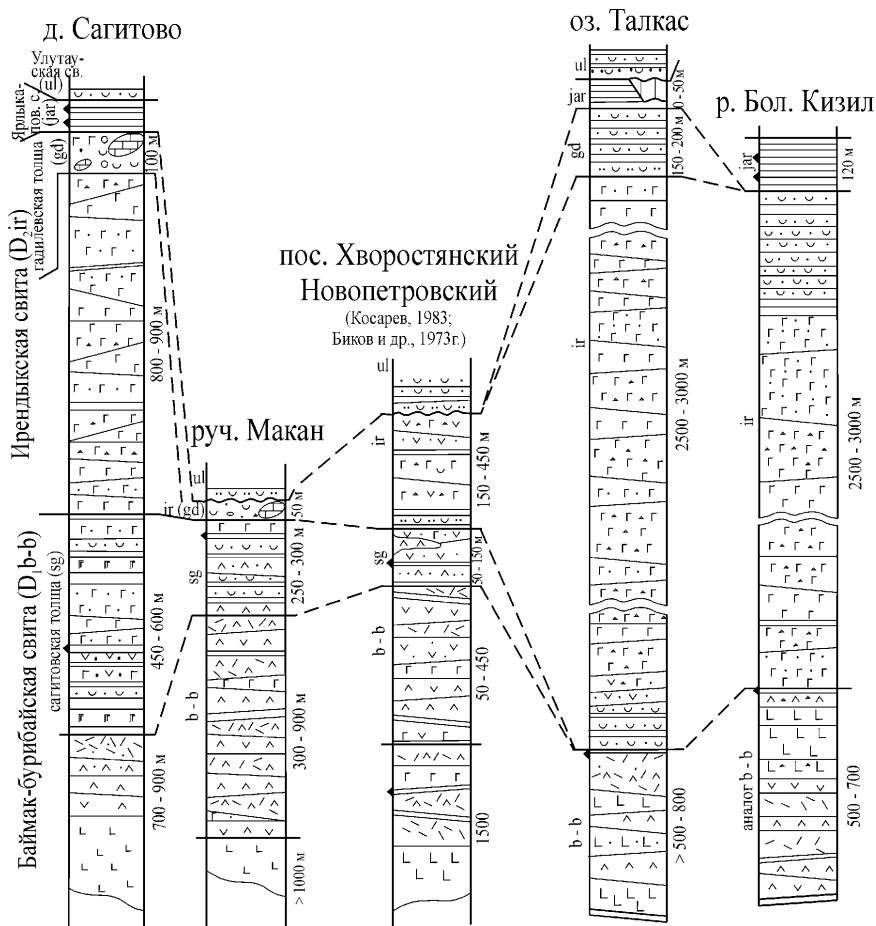


**Рис. 2.11. Схема расположения разрезов нижнедевонских – нижнеэйфельских отложений в Магнитогорской мегазоне**

Звездочками с цифрами показаны места расположения изученных разрезов: 1 — Сагитово, 2 — Макан, 3 — Хворостянка, 4 — Талкас, 5 — Бол. Кизил, 6 — Юлдашево, 7 — Абзаково, 8 — Мансурово, 9 — Поляковка, 10 — Туратка, 11 — Актау

ней подбиты и в верхней части всего баймак-бурибайского комплекса отложений — в сагитовской толще [Маслов, Артюшкова, 2000].

В 1981 г. нами были поставлены исследования по поиску и изучению конодонтов и их отпечатков в известных выходах яшм по всему разрезу баймак-бурибайской свиты. Первые находки были сделаны в 1983 г. близ д. Сагитово (Бурибайский рудный район) в переходной толще от баймак-бурибайской к ирендыкской свите, которую мы назвали сагитовской [Маслов и др., 1984].



**Рис. 2.12.** Сопоставление разрезов эмс-эйфельских отложений Западно-Магнитогорской зоны

**Условные обозначения:** 1 — туфоконгломераты, микститы; 2 — песчаники полимиктовые; 3 — кремнистые алевролиты; 4 — глинистые сланцы; 5 — кремни, яшмы; 6 — туфогравелиты (а), туфопесчаники (б); 7 — туфопелиты; 8 — базальты (а), туфы базальтов (б); 9 — анде-



Среди вулканитов нижней части верхней подсвиты баймак-бурибайской свиты (верхнетаналыкской по [Вулканизм ..., 1992]) в маломощном прослое вишневых яшм на левом берегу р. Таналык в 1 км выше д. Хворостянка В.А. Масловым в 1984 г. был найден отпечаток конодонта (точка 0552) *Polygnathus cf. costatus patulus* Клар. [Стратиграфия ..., 1993]. В настоящее время данный прослой с конодонтами затоплен Таналыкским водохранилищем, плотина которого находится у д. Хворостянка.

В урочище Каменная гора у пос. Бурибай на р. Таналык в третьей толще баймак-бурибайской свиты найден конодонт *Polygnathus cf. linguiformis bulynecki* Wed., свидетельствующий о позднеэмском возрасте вмещающих отложений.

Севернее пос. Бурибай, в 1 км на север-северо-запад от Майского месторождения, на левобережье руч. Искызма (рис. 2.13) в верхней части разреза баймак-бурибайской свиты из прослоя таких же вишневых яшм среди риодацитов собраны конодонты (точки 01126, 01145) *Belodella* sp., *Polygnathus* ex gr. *costatus* Клар., *Pol. serotinus* Telf.

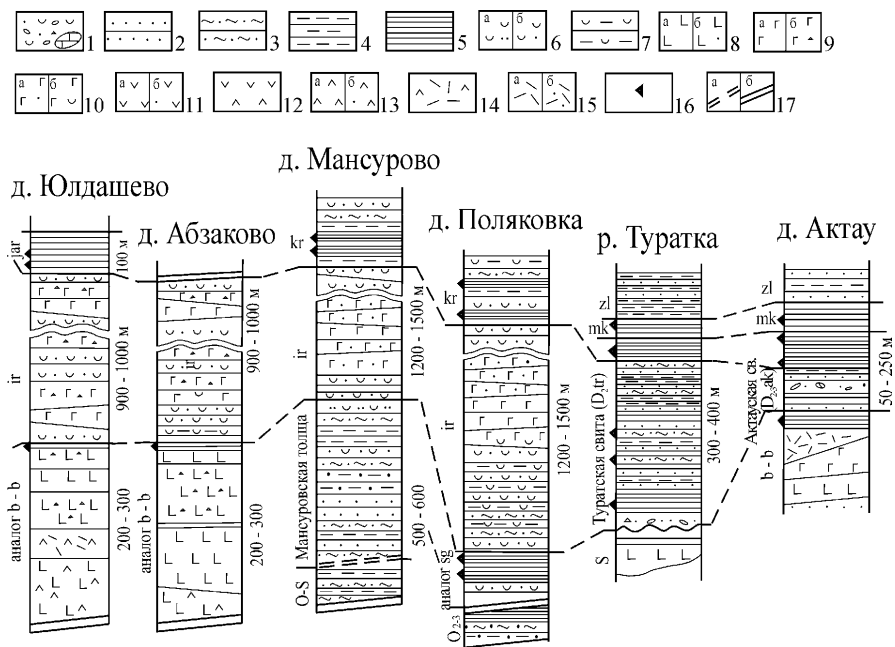
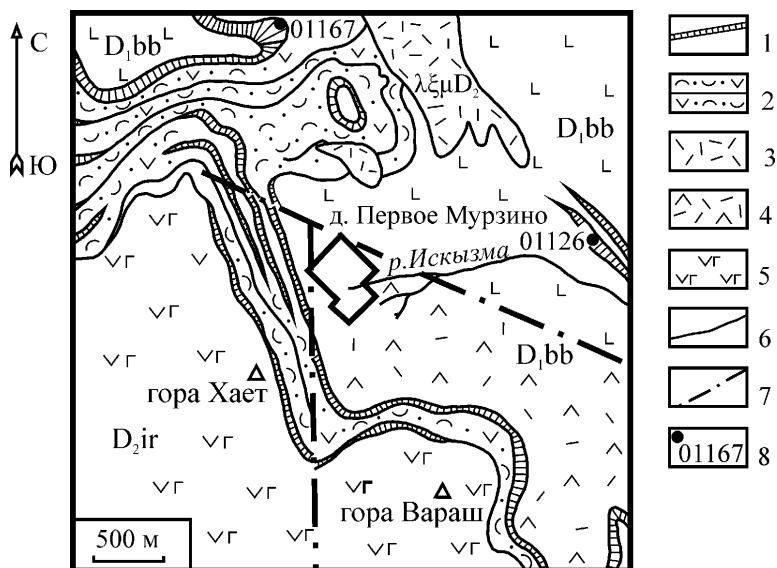


Рис. 2.12 (окончание)

зибазальты (а), туфо- и лавобрекчии (б); 10 — туфы андезибазальтов (а), тефроиды (б); 11 — андезиты (а), их туфы (б); 12 — андезидациты; 13 — дациты (а), их туфы (б); 14 — риодациты; 15 — риолиты (а), их туфы (б); 16 — местонахождения конодонтов; 17 — тектонические границы: предполагаемые (а), установленные (б)



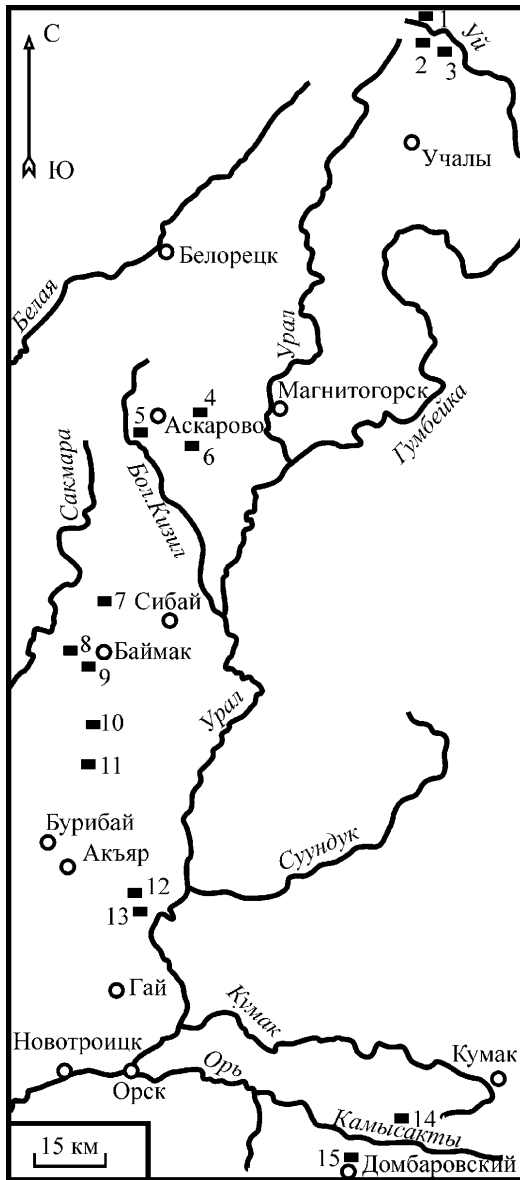
**Рис. 2.13. Схематическая геологическая карта района горы Вараш. Составили М.Ш. Биков и др. [1973 г.], с изменениями**

$D_2ir$  — средний девон, эйфельский ярус, ирендыкская свита;  $D_1bb$  — нижний девон, эмсский ярус, баймак-бурибайская свита

1 — яшмы; 2 — тейфроиды, туфы; 3 — риолиты; 4 — дациты, риолиты, риодациты, кремнистые туффиты; 5 — андезибазальты, их туфы и туфобрекчии; 6 — геологические границы; 7 — предполагаемые тектонические нарушения; 8 — местонахождения фауны конодонтов

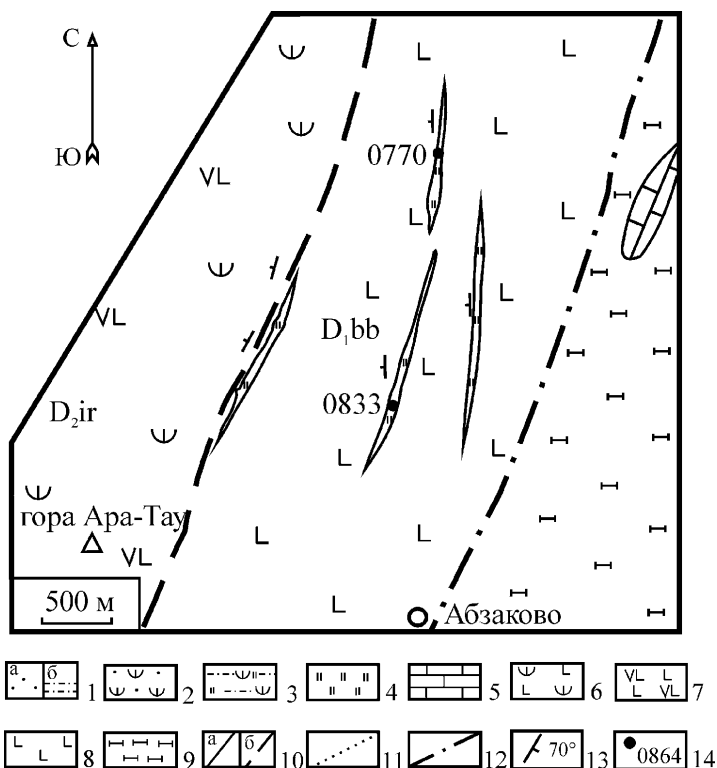
Конодонты этого же стратиграфического интервала были встречены и севернее — в районе д. Верхнемамбетово и к северу от г. Баймак, в 4–5 км севернее месторождения Кульюртау в вишневых яшмах среди базальтов. Собраны отпечатки плохой сохранности (точки 0486, 01213, 01214): *Polygnathus cf. linguiformis bultyncki* Wed., *Pandorinellina ex gr. steinhornensis* Zieg.

Баймак-бурибайская свита прослежена непрерывно от д. Сагитово на юге в северном направлении до пос. Тубинского (рис. 2.14). Она здесь полностью слагает Таналыкское поднятие. Севернее вулканиты этой свиты не были известны. В 1998 г. в Учалинском районе нами впервые были изучены разрезы вулканитов в районе д. Абзаково [Маслов, Артюшкова, 2000]. Здесь толща базальтов, ассоциирующих с многочисленными прослоями красных яшм, хорошо обнажена в 1 км севернее д. Абзаково. В нижней части разреза в яшмах на безымянной высоте, расположенной в 0,5 км по аз. 122° от вершины горы с отметкой 582,8, собраны: *Polygnathus cf. costatus patulus* Klap., *Pol. cf. linguiformis bultyncki* Wed., *Pandorinellina* sp., (точка 0833) (рис. 2.15). В 1,8 км севернее на вершине горы с отметкой 582,1 в точке 0770 найдены *Pol. cf. serotinus* Telf., *Polygnathus aff. gilberti* Bard., *Pol. cf.*



**Рис. 2.14.** Схема расположения разрезов маркирующей яшмовой пачки между иртышской и баймак-бурибайской свитами. Составила О.В. Артюшкова.

Разрезы (отмечены прямоугольниками): 1 – Шарипово; 2–3 – р. Краснохты; 4 – Кушеево; 5 – Кулукасовская мельница (Тирман); 6 – Юлдашево; 7 – Талкас; 8 – Актау; 9 – Шейняк; 10 – Мурзино 1-е (Тушаул); 11 – Новопетровка; 12 – Макан; 13 – Сагитово; 14 – Кукбукты; 15 – Домбаровский



**Рис. 2.15. Схематическая геологическая карта района д. Абзаково. Составили В.А. Маслов и О.В. Артюшкова**

**Условные обозначения к рисункам 2.15, 2.16, 2.28, 2.37, 2.39, 2.47:** 1а — полимиктовые и граувакковые песчаники, 1б — глинисто-кремнистые алевролиты; 2 — туфопесчаники, туффиты; 3 — кремнистые туффиты, алевролиты с редкими прослоями яшмоидов; 4 — кремнистые сланцы; 5 — известняки; 6 — туфы базальтов и андезибазальтов с редкими прослоями лав и туффитов; 7 — пироксен-плагиоклазовые базальты и андезибазальты; 8 — базальты; 9 — гипербазиты; 10 — стратиграфические границы: достоверные (а), предполагаемые (б); 11 — фациальные границы; 12 — разрывные нарушения; 13 — элементы залегания; 14 — места находок конодонтов

*linguiformis bulytncki* Wed., *Pandorinellina* aff. *postexcelsa* Wang et Zieg. Комплексы конодонтов из обеих точек характерны для верхней части эмского яруса. Мощностью базальтов в данном разрезе составляет 500—700 м.

Баймак-бурибайская свита в виде фрагментов разреза прослеживается далее на север и установлена у дд. Вознесенка и Шарипово. В районе д. Шарипово базальты предположительно уровня баймак-бурибайской свиты обнажаются непосредственно ниже плотины деревенского пруда на р. Уй (см. рис. 2.6). Здесь в прослое сургучных рассланцованных яшмоидов, залегающих среди шаровых базальтов, найдены единичные ко-

нодонты плохой сохранности *Polygnathus* aff. *gilberti* Bard., *Pol. ex gr. linguiformis* Hinde (точка 9243).

В кровле баймак-бурибайской свиты мы выделяем **сагитовскую толщу** ( $D_1sg$ ). Предваряя ее характеристику, следует сказать несколько слов о верхней границе баймак-бурибайской свиты. Между баймак-бурибайской и залегающей выше по разрезу ирендыкской свитами многие исследователи выделяли толщу с собственными названиями: кислая или дацитовая [Петрова, 1955 г.], майская [Попов, 1963 г.]. В.А. Масловым была выделена переходная толща [Маслов, 1980], позднее переименованная в сагитовскую [Маслов и др., 1984, 1987; Стратиграфия ..., 1993; Маслов, Артющкова, 2002].

В стратотипе у д. Сагитово (см. рис. 2.12) она представлена базальтами, андезибазальтами, тефроидами, туффитами, переслаивающимися с пачками вишневых яшм. Мощность толщи колеблется от 50 до 500–600 м. В верхней яшмовой пачке среди тефроидов и базальтов, обнажающихся в 2–2,5 км к северо-западу от деревни, у грунтовой дороги в д. Мамбетово (точка 00245) были найдены *Polygnathus* cf. *costatus patulus* Klap., *Pol. cf. serotinus* Telf. [Маслов и др., 1984]. Распространение этого комплекса конодонтов характерно в зонах *patulus*, *partitus* и низах зоны *costatus*. Выше по разрезу залегают маломощная толща тефроидов, перекрывающаяся шестиметровой пачкой кремнистых туффитов (яшмоидов) с одиночными конодонтами. Перекрывается она псаммитовыми туфами, переходящими в туфобрекчии и лавобрекчии пироксен-плагиоклазовых порфиритов андезибазальтового состава, слагающими ирендыкскую свиту.

Наиболее полно баймак-бурибайская свита представлена севернее, в пределах Таналыкского поднятия, где во многих разрезах открыты ее взаимоотношения с ирендыкской свитой (см. рис. 2.12). Вишневые и красные яшмы, залегающие в верхней части баймак-бурибайской свиты в разрезах на левом берегу р. Макан в 1 км выше д. Мамбетово (точки 0321, 0415), в 2,5 км юго-западнее д. Новопетровское (точки 0387, 01166), в серии обнажений северо-западнее д. Тушаул (Мурзино 1-е) (точки 01167, 0436, 0632, 01160), д. Ишмурзино (точки 0490, 0525), д. Актау (точки 0411, 0441, 0506а), в 1,5 км южнее оз. Талкас (точка 0487) содержат близкий комплекс конодонтов, представленный в наиболее полных ассоциациях *Belodella* aff. *devonica* Stauf., *Polygnathus* ex gr. *costatus* Klap., *Pol. serotinus* Telf., *Polygnathus* cf. *foliformis* Snig., *Pol. cf. linguiformis bultyncki* Wed., *Pol. cf. cracens* Klap., Zieg. et Mash.

На севере Западно-Магнитогорской зоны в том же стратиграфическом интервале известно несколько пунктов находок конодонтов в яшмоидах с красной окраской, подстилающих вулканогенную толщу ирендыкской свиты у бывшей д. Кулукасовская мельница (ныне Тирман, точка 0344; см. рис. 2.4), на хр. Малый Ирендык к югу от д. Поляковка (р. Краснохты, точки 0817, 0818; рис. 2.16).

Самые северные выходы сагитовской толщи выявлены нами в окрестностях д. Шарипово (см. рис. 2.6). Здесь наряду с уже упомянутым комплексом конодонтов встречаются также *Polygnathus costatus patulus* Клар., *Pol. cf.*

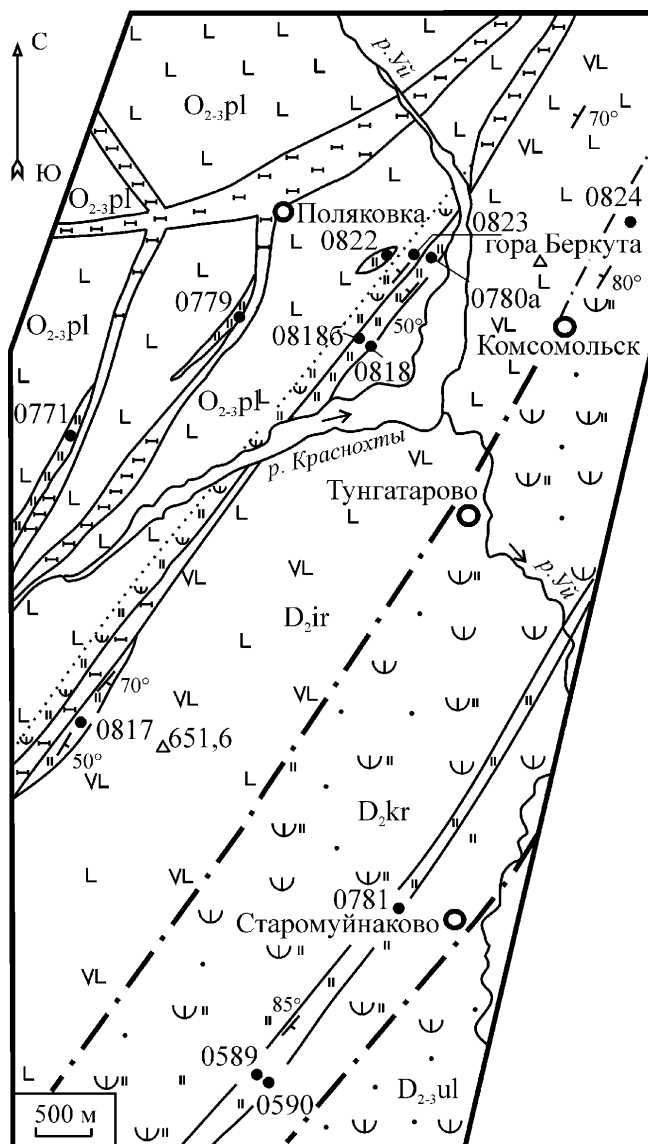


Рис. 2.16. Схематическая геологическая карта района с. Поляковка. Составил В.А. Маслов

Условные обозначения см. на рис. 2.15

*cooperi secus* Klap., Zieg. et Mash., *Icriodus* aff. *beckmanni* Zieg., *Ozarkodina* cf. *typica denckmanni* Zieg., *Pandorinellina* cf. *postexcelsa* Wang et Zieg., *Pol.* ex gr. *linguiformis* Hinde (точка 01098).

Видовой состав комплекса конодонтов в яшмах, венчающих разрез баймак-бурибайской свиты из всех приведенных местонахождений, указывает на его идентичность с фауной из кровли сагитовской толщи стратотипической местности. Этот комплекс характерен для зон *patulus* — *partitus*.

Изучение разрезов баймак-бурибайской свиты показало, что венчающая ее сагитовская (= переходная, майская) толща тесно связана с этой свитой. В разрезе этого стратона в верхней подсвите на разных уровнях довольно часто встречаются прослой вишневых яшм, количество и мощность которых увеличивается к кровле толщи. Отделить сагитовскую толщу от баймак-бурибайской свиты весьма трудно. В этой связи возникает вопрос о целесообразности выделения сагитовской толщи в ранге самостоятельного стратона. Повсеместно, и этих разрезов много (см. рис. 2.11), прослой красных яшм тесно связаны с кислыми вулканитами баймак-бурибайской свиты и слагают пачки, разделяющие их с андезибазальтами ирендыкской свиты. Выше последнего прослоя яшм во всех разрезах Западно-Магнитогорской зоны залегает иной комплекс пород, типичный для ирендыкской свиты. В последней красные яшмы никогда не отмечались. Совокупность этих двух характеристик — литологической и биостратиграфической, — определяет положение границы между свитами. Она маркируется яшмовой пачкой, которая содержит во всех изученных разрезах одинаковый комплекс конодонтов. Выделение яшмовой толщи в кровле баймак-бурибайской свиты, прослеженной на большое расстояние от стратотипического разреза в северном и южном направлениях (см. рис. 2.14), значительно облегчает картирование нижней границы вышележащей ирендыкской свиты и позволяет говорить о ее изохронном характере.

Конодонтовая фауна, впервые найденная нами в яшмах среди вулканитов во многих разрезах баймак-бурибайской свиты, позволила обосновать ее стратиграфическое положение в разрезе девона. Конодонтами охарактеризованы низы верхней подсвиты. В нижней базальтовой толще (разрезы ее обнажены по левобережью р. Таналык ниже д. Хворостянка) фауна не найдена, поскольку в ней не известны прослой осадочных пород (яшм, кремней и др.).

Возраст свиты соответствует, скорее всего, двум конодонтовым зонам: определенно — *patulus* для верхней подсвиты и предположительно — *serotinus* для нижней подсвиты.

### **Гайский вулканогенный комплекс (D<sub>1-2</sub>)**

Выделен В.Т. Тищенко и др. [1978 г., 1983 г.] в Гайском рудном районе после работ по ГДП–50. Отсутствие палеонтологических данных о возрасте слагающих его вулканитов приводило к самым разным кор-

реляциям. Е.В. Воинова и др. [1941] сопоставляли их с ирендыкской свитой, В.С. Шарфман [1959], М.Б. Бородаевская, М.И. Вахрушев, Е.С. Контарь [1968] относили к карамалыташской свите. Несмотря на острые дискуссии относительно возрастной принадлежности вулканитов гайского вулканогенного комплекса, большинство исследователей согласно с двучленным его делением [Тищенко, 1985]. Выделялись аналоги баймак-бурибайской и ирендыкской свит [Шарфман, 1962; Ваградян и др., 1967 г.; и др.]. В.Т. Тищенко и др. [1978 г.] расчленили гайский вулканогенный комплекс на семь толщ, не выдержанных по латерали. Наибольшим распространением, по их данным, пользуется третья (надрудная) толща. Вторая рудовмещающая толща развита локально в Гайской вулканической структуре, а также вскрыта скважинами в Новочеркасской и Новониколаевской постройках. Ни в одной вулканической структуре нет непрерывного разреза всех семи толщ. Характерны выклинивания, переходы лавовых фаций в пирокластические, пирокластических в пирокластически-осадочные, вулканомиктовые и осадочные. Имеющийся фактический материал позволяет с уверенностью говорить только о широком латеральном распространении второй, третьей и четвертой толщ. Выделенные семь толщ сопоставляются с давно выделенными стратонами Западно-Магнитогорской зоны: нижние пять толщ гайского комплекса отвечают баймак-бурибайской свите, шестая толща сопоставима с ирендыкской свитой, а седьмая соответствует гадилевской толще.

Для Гайского района есть указания В.Т. Тищенко [1969 г.; Стратиграфия ..., 1993], что гайский вулканогенный комплекс подстилается нижнедевонской мазовской свитой. Взаимоотношения их определяются в пределах Ишкининской и Купинской вулканических структур, где породы мазовской свиты являются фундаментом (цоколем) этих построек [Тищенко и др., 1978 г.].

В Гайском карьере ниже рудовмещающей залегает вулканомиктовая толща, представленная переслаивающимися алевролитами и кремнисто-глинистыми сланцами темно-зеленого и темно-серого цвета. Она разбурена многими скважинами. Возраст ее нам не удалось определить, несмотря на тщательный поиск фауны. В целом толща несколько отличается от мазовской свиты, не похожа она и на зилаирскую. Макроскопически она имеет весьма большое сходство с улутауской свитой стратотипической местности. Не случайно аналогичную толщу, разбуренную несколько восточнее д. Калиновка, Н.А. Сибирская [1972 г.] рассматривала как подрудную в составе непрерывного живетского разреза. Е.В. Чибриковой [Вахромеев, Чибрикова, 1988] в скв. 1884 в подрудной толще выделены «типично улутауские споры» фаменского возраста. Вопрос о возрасте этой толщи остается предметом острых дискуссий. С нашей точки зрения, вулканомиктовая подрудная толща



в Гайском рудном районе может принадлежать раннедевонской мазовской свите или ишкининской толще, как считали В.Т. Тищенко и др. [1978 г.].

По устному сообщению главного геолога Калиновской геологической партии В.П. Сementина [1987 г.], материалы, полученные при разбуривании флангов Гайского карьера, свидетельствуют, что рудовмещающий комплекс разбит серией чешуйчатых надвигов, по которым блоки (чешуи) вулканитов надвинуты на подстилающую вулканомиктовую толщу. Точное определение возраста «подрудной» толщи позволило бы предположить и амплитуду смещения.

Более ясной является ситуация с датировками вулканитов, слагающих Ташкутскую, Новониколаевскую, Новочеркасскую и Сагитовскую структуры. Все эти структуры пространственно представляют собой непрерывную вулканическую гряду, сформировавшуюся в ходе единого вулканического цикла в позднем эмсе.

Наиболее полные данные получены по Сагитовской структуре. Они были изложены нами ранее [Маслов и др., 1984; Стратиграфия ..., 1993]. Базальт-андезибазальтовая толща ирендыкской свиты датирована конодонтами из подстилающей сагитовской (зона *patulus*) и из перекрывающей яшмовой толщ (зоны *australis* и *kockelianus*).

Верхний горизонт яшм выдержан по простиранию и прерывистыми обнажениями прослеживается на юг. Везде комплексы конодонтов подобны ассоциации из яшм, залегающих на ирендыкской свите в Сагитовской структуре (точки 0377, 0478; рис. 2.17) [Маслов и др., 1984]. Вулканиты, слагающие вышеупомянутые вулканические структуры, сопоставляются с ирендыкской свитой, которая представлена здесь редуцированными разрезами и своеобразным (нетипичным) составом. Возможно, нижние части разреза сопоставляются с баймак-бурибайской свитой, однако палеонтологическими данными мы не располагаем.

Таким образом, суммируя имеющийся фактический материал, можно утверждать, что вулканиты, развитые севернее широты г. Гай и слагающие Ташкутскую, Родниковскую, Новониколаевскую, Новочеркасскую и Сагитовскую вулканические структуры, являются позднеэмскими – раннеэйфельскими. Разграничить их мы пока не имеем возможности, поскольку в отношении возраста вулканитов Гайской структуры прямых данных пока нет.

## **Средний девон** **Эйфельский и живетский ярусы**

В Западно-Магнитогорской зоне к среднему девону отнесены ирендыкская, туратская, карамалыташская, улутауская, актауская, ярлыкаповская свиты, колпакская и ишкининская толщи.

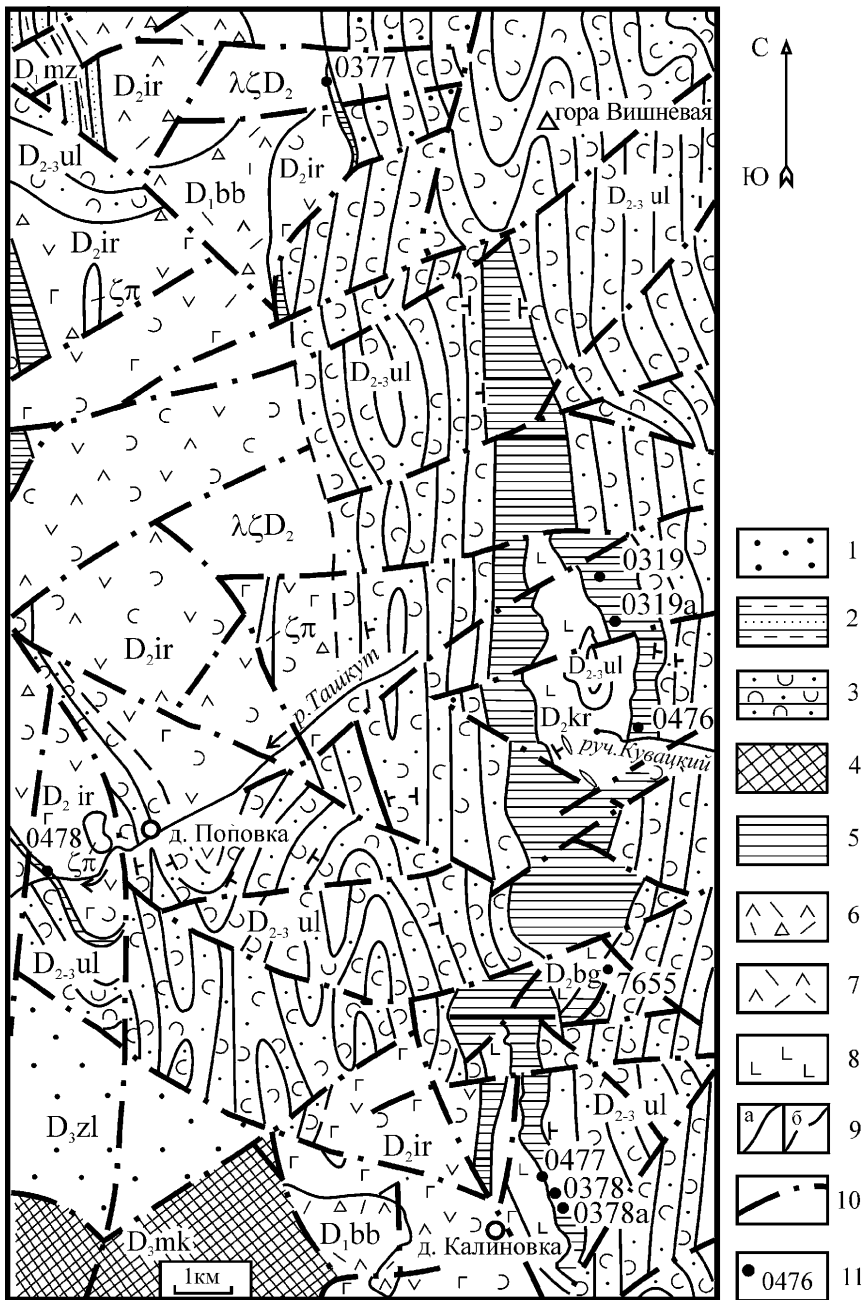


Рис. 2.17. Геологическая карта района Северо-Калиновской структуры. Составили В.Т. Тищенко и др. [1978 г.], с изменениями

## Ирендыкская свита ( $D_2ir$ )

Свита впервые выделена Л.С. Либровичем [1936]. Позднее Ф.И. Ковалев [1944] дал новое расчленение этого стратона: нижнюю его часть выделил в баймак-бурибайскую свиту, а верхнюю часть отнес к вновь установленной карамалыташской свите. Длительное время при проведении геолого-съёмочных работ считали, что ирендыкская свита залегает на подстилающих образованиях баймак-бурибайской свиты с перерывом и базальными конгломератами в основании [Шарфман, 1959, 1965; Ленных, 1956 г.; Долгий и др., 1961 г.; Садрисламов и др., 1964 г.; и другие]. Некоторые исследователи полагали, что эти стратоны образуют стратиграфическую последовательность [Либрович, 1936; Нестоянова, 1959, 1963; Маслов, 1969].

В 1961–1963 гг. В.А. Масловым на юге мегасинклинория были выполнены детальные работы по изучению контакта между баймак-бурибайской и ирендыкской свитами. Было установлено, что эти стратоны связаны постепенным переходом [Маслов, 1964 г., 1969, 1980]. К аналогичному выводу пришли А.П. Наседкин и Ю.М. Ваградян [1967 г.] при разбуривании Новочеркасского рудопроявления. И.Б. Серавкин и Ф.Н. Рянский [1971 г.], детально изучавшие район д. Хворостянка, выяснили, что обе свиты очень тесно связаны. Подобной точки зрения придерживались М.Ш. Биков, А.А. Захаров и А.М. Косарев [1973 г.]. В Баймакском районе эти комплексы также, по устному сообщению Н.К. Поливоды [Маслов, 1980], связаны постепенным переходом. В настоящее время постепенный характер перехода между баймак-бурибайской и ирендыкской свитами ни у кого не вызывает сомнения.

Ирендыкская свита распространена к востоку от Присакмарско-Вознесенской подзоны от широты г. Гай на юге до г. Миасс на севере. Она слагает хребет Ирендык, протягивающийся на расстояние около 350 км. Довольно быстро вулканы по латерали увеличиваются в мощности от первой сотни метров до 1000 м и более. Максимальной мощности свита достигает в районе г. Баймак и оз. Талкас, где, по данным геолого-съёмочных работ [Кривоносов и др., 1962 г.; Биков и др., 1973 г.; Захаров и др., 1978 г.;

---

**К рис. 2.17:**  $D_3zl$  — верхний девон, фаменский ярус, зилаирская свита;  $D_3mk$  — верхний девон, франский ярус, мукасовская свита;  $D_{2-3}ul$  — средний — верхний девон, живетский — франский ярусы, улугауская свита;  $D_2bg$  — средний девон, эйфельский ярус, бугульгырская толща;  $D_2kr$  — средний девон, эйфельский ярус, карамалыташская свита;  $D_2ir$  — средний девон, эйфельский ярус, аналог ирендыкской свиты;  $D_1bb$  — нижний девон, эмсский ярус, аналог баймак-бурибайской свиты;  $D_1mz$  — нижний девон, нерасчлененный, мазовская свита.

**Условные обозначения:** 1 — граувакковые песчаники, алевролиты с редкими прослоями известняков; 2 — полимиктовые песчаники, углисто-глинисто-кремнистые сланцы; 3 — вулканомиктовые гравелиты, песчаники, алевролиты, кремнистые аргиллиты, кремнистые туффиты; 4 — кремнисто-глинистые сланцы; 5 — яшмы; 6 — лавы, туфобрекчии и туфы базальтов, риолитов, риодацитов, андезитов; 7 — базальты, долериты; 8 — лавы и туфы базальтов и андезибазальтов, тефроиды и туфопесчаники; 9 — геологические границы: установленные (а), предполагаемые (б); 10 — тектонические нарушения; 11 — местонахождения конodontов

Цабадзе и др., 1982 г., 1984 г.], имеет мощность 3000–3500 м (см. рис. 2.12). От д. Юлдашево (широта г. Магнитогорск) начинается восточная полоса ирендыкской свиты — Узункырская подзона, отделенная от западных ее выходов тектоническим нарушением. Ирендыкская свита Узункырской подзоны имеет несколько меньшую мощность (около 1000–1200 м). Здесь она слагает хребты Узункыр, Таштыкурыятмас и протягивается до широты д. Уразово (Учалинский район), в 2–3 км севернее которой либо выклинивается, либо «срезается» разломом. Вновь ее породы появляются в разрезе, по данным И.С. Анисимова [1983 г.], в районе горы Шаулама и прослеживаются в северном направлении непрерывно в район деревень Маломуйнаково, Тунгатарово, пос. Комсомольский и далее на север (район д. Мулдакаево), где слагают хр. Малый Ирендык.

Ирендыкская свита достаточно хорошо обнажена, имеет открытые и изученные нижний и верхний контакты. Нижняя граница свиты постепенная через переслаивание с подстилающей баймак-бурибайской свитой. Она отчетливо отбивается яшмовой сагитовской толщей в стратотипической местности (хр. Ирендык в Баймакском районе Башкирии), в других разрезах датируется по фауне конодонтов [Стратиграфия ..., 1993]. Верхняя граница литологически ярко выражена, она проводится по подошве перекрывающей яшмовой ярлыкаповской свиты.

Преобладающими породами в составе ирендыкской свиты являются грубообломочные агломератовые туфы, вулканомиктовые породы и тефроиды с тонко- и мелкозернистой кластикой. Если проследить характер отложений и мощность ирендыкской свиты с юга на север, то можно наблюдать очень широкие вариации изменения этих параметров. Колеблется мощность свиты и соответственно меняются набор пород и размерность зерен. На юге, в районе Гайского месторождения, мощность аналогов ирендыкской свиты достигает 2000 м. Они представлены здесь лавами, туфами и тефроидами базальтового и андезибазальтового состава. В северном направлении мощность свиты постепенно уменьшается до 700–800 м у д. Сагитово. В районе дд. Мамбетово и Гадицево, свита довольно резко уменьшается в мощности и почти выклинивается. Севернее до р. Карамала-Зилла ирендыкская свита представлена редуцированными разрезами, мощность которых не превышает 200–600 м.

Свита сложена, как правило, в нижней части туфогенно-осадочными породами, залегающими чаще всего на яшмах верхней части баймак-бурибайской свиты (сагитовской толщи). В верхах свиты залегают лавы и лавобрекчии базальтов и андезибазальтов с прослоями кремнистых туффигов. Наиболее ярко выраженный разрез этого типа обнажен к северо-востоку от д. Рафиково на горе Тамаатау, а также к югу от Майского месторождения на горе Вараш. На этих участках подошва ирендыкской свиты охарактеризована фауной конодонтов (рис. 2.18). В карьере в 2–3 км восточнее д. Рафиково (точки 0557, 01168) в сильно выветрелых кремнистых

гематитизированных породах найдены *Polygnathus cf. linguiformis bultyncki* Wed., *Pol. cf. serotinus* Telf. В основании горы Тамаатау собраны (точки 01171, 01283) *Polygnathus cf. foliformis* Snig., *Pol. cf. costatus patulus* Klap., *Pol. cf. serotinus* Telf. В карьере, расположенном в 1,5 км к юго-западу от д. Мурзино 1-е (Тушаул), в яшмах верхней части баймак-бурибайской свиты обнаружены многочисленные конодонты хорошей сохранности, характерные для зоны *patulus* (точка 01167). На них залегают туфогенно-осадочная толща с прослоями кремнистых туффитов, принадлежащая ирендыкской свите. Она перекрывается лавами и туфами базальтового и андезибазальтового состава, переслаивающимися с тефроидами и туффитами, прослоями кремнистыми. Мощность ирендыкской свиты в районе горы Вараш, по-видимому, составляет не более 500–600 м.

Ирендыкская свита горы Вараш представляет собой преимущественно тефроидно-песчанистую толщу с маломощными пачками лав и лавобрекчий андезитового и андезибазальтового состава. Эта толща протягивается на запад-северо-запад к горе Аргаган, где постепенно выклинивается, замещаясь лавовыми и туфовыми разностями. Восточнее, по левому берегу р. Таналык, ирендыкская свита также представлена тефроидами, вулканомиктовыми песчаниками и алевролитами. На отдельных участках осадочные толщи замещаются вулканитами, которые образуют небольшие вулканические постройки. Подобные образования закартированы [Биков и др., 1973 г.] на горах Аслай-Тау, Карсаклытау, Тамаатау, Ташлытау, Эльбаш, Суурган и других (см. рис. 2.18). Мощность свиты в этих локальных структурах колеблется от 200–300 м до 1500 м (гора Эльбаш). Именно эти разрезы отнесены И.Б. Серавкиным и А.М. Косаревым к редуцированному типу разрезов ирендыкской свиты [Вулканизм ..., 1992].

В стратотипической местности (Сибай-Баймакский рудный район наиболее представительные разрезы свиты хорошо обнажены вдоль автостреды Баймак – Сибай и в 1,5 км южнее оз. Талкас. В последнем пункте баймак-бурибайская свита (верхнетаналыкская свита по И.Б. Серавкину и А.М. Косареву) венчается туфами и тефроидами кислого состава с прослоем яшмоидов небольшой мощности (12–13 м) в самой верхней части. Выше яшм залегают туфопесчаники, переслаивающиеся с туфами основного состава и туффитами. В верхних горизонтах разреза наблюдаются переслаивающиеся тефроиды, кремнистые туффиты, постепенно вверх по разрезу сменяющиеся пачкой переслаивания пелитовых туфов с псаммитовыми и лапиллиевыми туфами и лавобрекчиями андезибазальтового состава, имеющими облик, типичный для ирендыкской свиты.

Верхняя часть свиты представлены следующим фрагментом разреза [Маслов, Артюшкова, 2002]:

1. Пачка чередующихся туфов базальтового и андезибазальтового состава с различной размерностью обломков пирокластов. В мелкообломочных разностях наблюдается тонкая слоистость, а в крупнообломочных можно видеть градиционную слоистость турбидитового типа..... 250–300 м

2. Лавы и лавобрекчии порфиров базальтового и андезибазальтового состава, переслаивающиеся с туфами..... 400 м  
 3. Задерновано..... 100 м

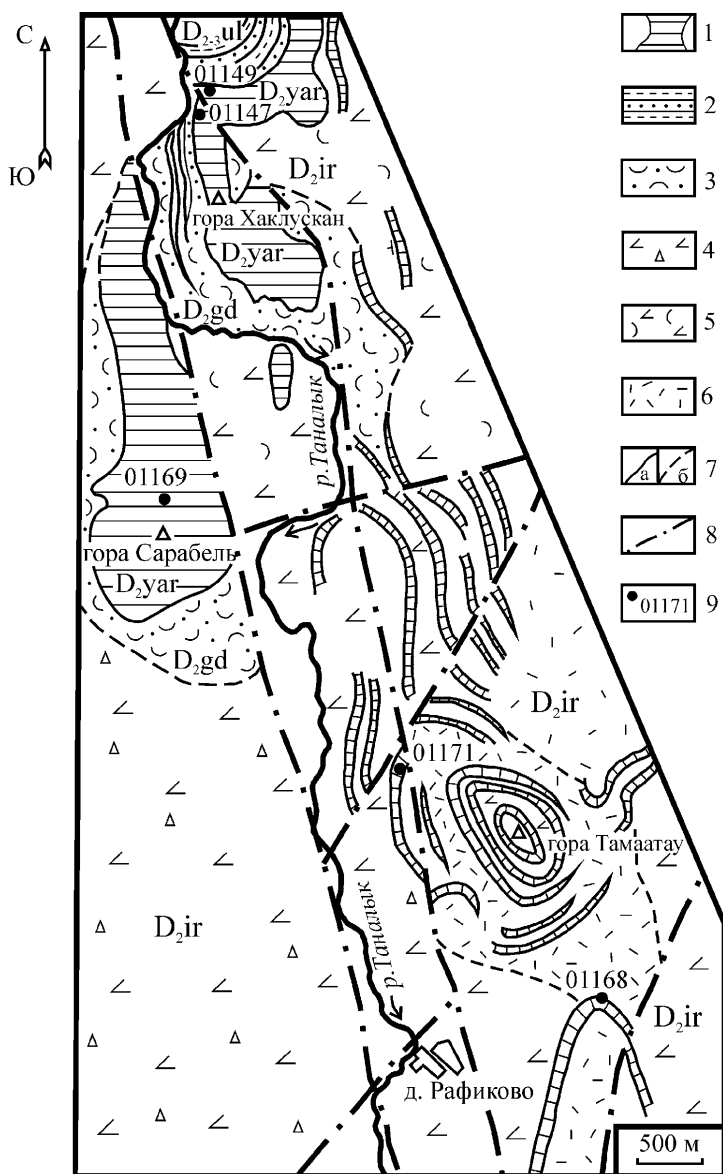


Рис. 2.18. Схематическая геологическая карта района д. Рафиково. Составлена на основе карты М.Ш. Бикова и др. [1973 г.], с изменениями и упрощениями

4. Туфы литокристаллокластические андезибазальтового состава.....	90 м
5. Туфы лапиллиевые и псефитовые, иногда агломератовые. По простираанию размерность обломков не выдержана .....	200 м
6. Лавы и лавобрекчии базальтового состава, переслаивающиеся с туфами раз- личной размерности кластики .....	300 м
7. Задерновано.....	200 м
8. Лавы пироксен-плаггиоклазовых порфиритов и их туфы .....	220 м
9. Туфы и туффиты с градационным слоистостью .....	300 м
10. Задерновано.....	120 м
11. Лавы и лавобрекчии, переслаивающиеся с туфами и туффитами, иногда кремнистыми туффитами .....	200 м
12. Пелитовые, псаммитовые тефроиды, туффиты, кремнистые туффиты .....	150 м
13. Маломощные потоки лав среди туфов и тефроидов.....	50 м
14. Задерновано.....	100 м
15. Пачка тонкого переслаивания туфов, туфобрекчий, тефроидов, вулканомик- товых песчаников, кремнистых туффитов, кремнистых аргиллитов, яшмовид- ных туффитов .....	300 м
16. Яшмы .....	100 м

Падение пород восточное под углом 50–65°.

Общая мощность ирендыкской свиты в описанном разрезе 3200–3300 м. Возможно, величина ее завышена и является результатом тектонической скученности. В любом случае, подсчет мощности в вулканогенных комплексах может иметь существенную погрешность.

К северу ирендыкская свита постепенно, но достаточно быстро меняется по составу. В ней начинают преобладать более тонкообломочные и кремнистые породы. Интересен в этом отношении разрез на широте бывших деревень Губайдуллино и Ишбердино, где преобладают туфоогенно-осадочные породы. Здесь в нижней видимой части свиты залегают [Маслов, Артюшкова, 2002]:

1. Чередующиеся средне- и мелкозернистые туфы и пелитовые кремнистые туффиты.....	350 м
2. Туфы лапиллиевые и псефитовые с градационной слоистостью, перемежаю- щиеся с маломощными потоками лав базальтового и андезибазальтового состава .....	100 м
3. Задерновано.....	300 м
4. Переслаивающиеся среднеобломочные туфы и тонкослоистые туффиты, крем- нистые туффиты.....	200 м
5. Задерновано.....	200 м

**К рис. 2.18:**  $D_{2-3}ul$  — средний — верхний девон, живетский — франский ярусы, улутауская свита;  $D_2yar$  — средний девон, эйфельский ярус, ярлыкаповская толща;  $D_2ir$  — средний девон, эйфельский ярус, ирендыкская свита;  $D_2gd$  — средний девон, эйфельский ярус, гади-левская толща.

**Условные обозначения:** 1 — яшмы, кремнистые алевролиты; 2 — переслаивание вулканомик-товых песчаников и алевролитов; 3 — тефроиды, вулканомиктовые песчаники, алевролиты, с линзами микститов и обломками известняков; 4 — туфы и туфобрекчии андезибазальтов, андезитов, дацитов; 5 — туфы и туфобрекчии андезидацитов; 6 — риодациты; 7 — геологические границы: установленные (а), предполагаемые (б); 8 — разрывные нарушения; 9 — местонахождения фауны конодонтов

6. Пачка частого переслаивания маломощных потоков лав, туфов, тефроидов, туффитов и кремнистых туффитов ..... 150 м
7. Переслаивание тефроидов и вулканотерригенных песчаников, алевролитов, аргиллитов, кремнистых туффитов. Прослоями встречаются кремнистые породы, имеющие облик яшмоидов зеленовато-серого цвета ..... 200 м
8. Туфы, агломератовые, лапиллиевые с маломощными потоками лав порфириров базальт-андезитобазальтового состава ..... 250 м
9. Псаммитовые и пелитовые туфы, тефроиды, кремнистые туффиты, постепенно переходящие в толщу слоистых зеленовато-серых и красных яшмоидов ярлыкаповской толщи ..... 350 м

Общая мощность свиты в данном разрезе не превышает 1800–1900 м.

Далее на север свита прослеживается непрерывно, слагая хребты Ирендык, Крыкты, и другие. Большие мощности наблюдаются там, где в составе свиты преобладают лавовые и грубообломочные разности пород. Как правило, на этих участках картируются вулканические центры [Шарфман, 1968, 1970]. Уменьшение мощности свиты связано с формированием ее в некотором удалении от центров вулканизма и преобладанием в составе тонкокластических и кремнистых разностей. Подобные изменения характера свиты наблюдаются на всем ее протяжении.

Восточнее, к северу от д. Юлдашево (широта оз. Бурсунсы), обнажается Узункырская полоса ирендыкской свиты. Свита представлена в основании зеленовато-серыми тонкослоистыми кремнистыми туффитами, залегающими на яшмах вишневого и розового цвета с конодонтами *Polygnathus serotinus* Telf., *Pol. cf. bultyncki* Wed. (точки 0367, 0356) сагитовской толщи. На яшмах с постепенным переходом залегают зеленоватые кремнистые туффиты, которые вверх по разрезу сменяются пачкой переслаивающихся туфопесчаников, туфоалевролитов и кремнистых туффитов мощностью 450–500 м. Перекрываются они агломератовыми и грубокластическими туфами, переслаивающимися с туфами и тефроидами гравийной и псаммитовой размерности. Мощность пачки 250–300 м. Выше залегают переслаивающиеся вулканомиктовые песчаники, алевролиты, кремнистые туффиты с прослоями псаммитовых туфов. Мощность 350–400 м. Тонкослоистая толща перекрывается яшмами ярлыкаповской толщи. Общая мощность ирендыкской свиты в этом разрезе 900–1100 м. Фауна конодонтов отчетливо показывает, что ирендыкская свита Узункырской подзоны занимает тот же стратиграфический объем, что и свита хр. Ирендык – Крыкты<sup>1</sup> [Маслов и др., 1987; Стратиграфия ..., 1993]. В этой подзоне она отличается меньшей мощностью и преимущественно вулканомиктовым составом пород, которые формировались как удаленные от центров активного вулканизма фации. В настоящее время эти две полосы разновозраст-

<sup>1</sup> До 1986 г. считалось, что ирендыкская свита Узункырской подзоны коррелируется с верхней частью этого стратона и низами карамалыташской свиты в стратотипической местности [Унифицированные ..., 1980].



ных образований тектонически сближены. Однако амплитуды смещения были незначительны, скорее всего, первые километры.

Таким образом, ирендыкская свита от стратотипической местности прослеживается на север на значительное расстояние, имея в отдельных разрезах мощность до 3500 м. Состав свиты почти на всем ее протяжении довольно выдержан и она хорошо картируется.

На широте оз. Талкас разрез ирендыкской свиты подстилается сагитовскими яшмами и перекрывается ярлыкаповскими, то есть в данном пересечении мы видим полную мощность свиты и ширину ее распространения, которая равна максимально 25–30 км. Вполне возможно, она частично тектонически скучена. Однако предполагать наличие больших тектонических смещений нет оснований, так как по простиранию тонкослоистые разности пород хорошо прослеживаются и замещаются более крупно-обломочными. В целом, можно считать, что ирендыкская свита имеет большую протяженность (до 250–270 км) и очень маленькую площадь распространения вкрест простирания (20–30 км или значительно меньше). Мощность свиты по простиранию также заметно колеблется: от 2000–3000 м до 200–500 м и почти до полного выклинивания.

О характере залегания свиты исследователи высказывают различные мнения. Одни считают, что ирендыкская свита залегает моноклиально с падением пород на восток, другие предполагают, что породы, ее слагающие, образуют антиклинальную складку, есть также мнение, что они смяты в синклинальную складку. При прослеживании свиты с юга на север нами наблюдалось самое различное ее структурное положение. В стратотипической местности (район города Баймака) свита имеет моноклиальное строение. Породы под крутым углом падают на восток. Севернее оз. Талкас на широте бывшей д. Губайдуллино ирендыкская свита имеет антиклинальное строение, которое маркируется ярлыкаповской толщей, залегающей здесь как на восточном, так и на западном крыльях этой структуры. В Узункырской подзоне ирендыкская свита моноклиально падает на запад (Юлдашевская структура).

Западный контакт свиты, как правило, тектонически нарушен Западно-Ирендыкским разломом. С востока свита перекрыта ярлыкаповской толщей, с которой имеет постепенные взаимопереходы.

На севере Западно-Магнитогорской зоны в Учалинском районе известно несколько пунктов находок конодонтов в яшмоидах, подстилающих вулканогенную толщу ирендыкской свиты на хр. Малый Ирендык. Один из них располагается к югу от с. Поляковка. Здесь В.Н. Пучковым, К.С. Ивановым и И.А. Пелевиным [1989] в единой пачке в одном прослое (верхнем) обнаружены *Polygnathus cf. foliformis* Snig., *Pol. ex gr. linguiformis* Hinde, характерные для зон *serotinus* – *partitus* (точка 1533). В другом прослое, залегающем стратиграфически ниже, ими собран более древний комплекс конодонтов *Pol. cf. perbonus* (Phil.), «*Spathognathodus*» cf. *miae*

Bult., «*S.*» ex gr. *steinhornensis* Zieg., *Ozarkodina* cf. *prolata* Maws. (точка 1533а), характерный для зон *perbonus* – *excavatus* (определения В.Н. Пучкова). Эти исследователи считают, что фауна собрана в отложениях ирендыкской свиты, и потому возраст ее нижней части должен быть удревнен.

В 1997 г. при проведении стратиграфических исследований в Учалинском районе в связи с ГДП–200 нами сделано несколько пересечений в западном подножии хр. Малый Ирендык ниже вулканитов собственно ирендыкской свиты с отбором фауны.

Были повторены сборы конодонтов в точке 1533 [Пучков и др., 1989], в которой списки конодонтов были дополнены новыми находками *Polygnathus* cf. *costatus patulus* Klap. (точка 0818).

Мы не смогли выяснить местоположение находки более древнего комплекса конодонтов, сделанной В.Н. Пучковым с соавторами [1989] и повторить из него сборы фауны. Самый нижний стратиграфический интервал охарактеризован нами в точке 08186 (см. рис. 2.16) находкой конодонтов *Pandorinellina* sp., плохой сохранности, распространение которого ограничивается бийским горизонтом и не противоречит нашим выводам о возрасте нижней границы свиты.

На правом склоне меридионального притока р. Краснохты, расположенного в 4 км выше устья, в 0,8 км по аз. 284° от высоты с триангуляционным пунктом 651,6, наблюдается следующий разрез (см. рис. 2.16). Восточнее серпентинитов после тектонического нарушения обнажается слоистая пачка мощностью 50–70 м, представленная туфоалевролитами и кремнистыми туффитами нежного зеленого цвета с тонкими красноватыми слойками. Низы пачки сложены слоистыми вишневыми яшмоидами мощностью 10–15 м. В средней части этого слоя найдены конодонты *Polygnathus costatus patulus* Klap., *Pol.* cf. *linguiformis bultyncki* Wed., *Pol.* cf. *serotinus* Telf. (точки 0817 и 0817а). Кремнисто-туфоалевролитовая пачка довольно быстро сменяется туфопесчаниками, а затем туфами базальтового состава, на которых залегают лавы и лавобрекчии базальтов собственно ирендыкской свиты.

Облик конодонтов в яшмоидах, подстилающих ирендыкскую свиту в разрезе по р. Краснохты, указывает на их идентичность с фауной из кровли сагитовской толщи стратотипической местности. Этот факт дает нам основание считать, что нижняя граница ирендыкской свиты на хр. Ирендык (стратотип) и хр. Малый Ирендык является изохронной. Практически во всех разрезах подстилающая толща представлена в кровле пачкой яшмоидов темно-розового и вишневого цвета, которую можно рассматривать в качестве маркирующей основание ирендыкской свиты.

Утверждение о более древнем возрасте низов свиты [Пучков и др., 1989; Иванов и др., 1997], с нашей точки зрения, является неправомерным. Если в случае с районом д. Рыскужино это очевидно, то по району с. Поляковка необходимо провести ревизию имеющегося фаунистического мате-

риала с обязательным участием обеих сторон, тем более что все приведенные таксоны даны в открытой номенклатуре.

Ирендыкская свита в разрезе на горе Аратау также подстилается пачкой яшм мощностью 5–7 м с единичными конодонтами, не дающими информации о возрасте. Эта пачка, в свою очередь, залегает в кровле выделенной нами в этом районе баймак-бурибайской свиты. Последняя в разрезе севернее д. Абзаково содержит комплекс конодонтов, очень близкий найденному на р. Краснохты, однако наличие *Polygnathus aff. gilberti* Bard. может ограничить возраст вмещающих базальтов нижней частью зоны *patulus*. Этот факт является доказательством только более молодого, но никак не древнего, возраста низов ирендыкской свиты.

Обнаружение яшмовой пачки, маркирующей основание ирендыкской свиты, и прослеживание ее на большое расстояние от стратотипического разреза в северном и южном направлениях значительно облегчает картирование нижней границы свиты и корреляцию разрезов.

В северной части Западно-Магнитогорской зоны ирендыкская свита подстилается осадочными отложениями ильтибановской (рысужинской) и мансуровской толщ. В непрерывных разрезах они связаны постепенным переходом. Отделение этих стратонтов от ирендыкской свиты и придание им самостоятельного значения обусловлено различиями в составе. Они сложены, как мы показали выше, осадочными отложениями, в разрезе которых кремнистые породы и известняки играют большую роль. В будущем вполне возможно провести унификацию и дать этим толщам одно название. Необходимость выделения этих толщ продиктована еще и тем, что существовала путаница в представлениях об объеме ирендыкской свиты. Многие исследователи причленили их к ирендыкской свите, выделяя их в первую толщу ирендыкской свиты. Такой подход противоречит стратиграфическому кодексу, где четко оговорено, что свита имеет стратотип с определенными границами и составом, а также палеонтологическим наполнением. Как нами было показано выше при рассмотрении стратиграфии нижнего девона, все эти толщи занимают другое стратиграфическое положение и имеют более древний возраст.

В верхней части ирендыкской свиты залегает **гадилевская** толща. Впервые выделена В.А. Масловым [Маслов, 1964 г., 1980; Водорезов и др., 1965]. Она представлена преимущественно вулканомиктовыми образованиями — песчаниками, алевролитами, аргиллитами, известняками. В некоторых разрезах гадилевской толщи широко распространены обломочные породы (микститы), сложенные грубообломочными конглобрекциями. Состав обломков довольно однообразен и представлен преимущественно базальтовыми порфиритами, диабазами, дацитами, риолитами, а также известняками. Последние особенно широко развиты в разрезах, где имеются биогермы известняков. Некоторые исследователи отмечают в гадилевской толще маломощные потоки лав базальтов.

Возраст толщи был установлен на основании многочисленных находок брахиопод зоны *Conchidiella pseudobaschkirika* [Водорезов и др., 1965; Маслов, 1980; Степанова, 1983], характерных для бийского горизонта западного склона Южного Урала (верхняя часть эмского яруса). Установление возраста гадилевской толщи и определение районов ее развития в свое время сыграли большую роль в понимании стратиграфического положения ирендыкской свиты и вышележащих стратонов. Было выяснено, что возраст свиты ограничивается бийским горизонтом. Присутствие в разрезе биогермных известняков свидетельствует о том, что в это время бассейн не был очень глубоким. Активная фаза ирендыкского вулканизма уже завершилась. Известняки разрушались, их обломки захоронялись здесь же рядом, чем, по-видимому, и объясняется их обилие (размером от 1×0,5 до 2–3 м и более) в довольно однообразной вулканогенной кластике.

В 1964 г. В.А. Маслов считал [Водорезов и др., 1965], что гадилевская толща трансгрессивно залегает на ирендыкской свите. Однако позднее А.И. Копыцин, И.И. Чернова, В.И. Гордица [1968 г.], проводя бурение юго-восточнее д. Гадилево, доказали, что она тесно связана с ирендыкской свитой. Скважиной 4180, расположенной на Султангужинском участке, вскрыто переслаивание туфов, тефроидов, лав и лавобрекчий андезибазальтовых порфиритов типично ирендыкского облика, содержащих крупные обломки известняков с брахиоподами [Маслов, 1980].

В 70-х годах гадилевскую толщу изучала В.В. Коптева [1980, 1981], которая высказала соображение, что рассматриваемая толща, особенно в типовом разрезе, имеет облик олистостромы и ее образование связано с тектоническими перестройками. Этот вывод В.В. Коптевой не бесспорен, возможен и иной вариант интерпретации происхождения гадилевской толщи.

Обломочные породы гадилевской толщи по составу имеют большое сходство с подстилающими породами ирендыкской свиты, что, по мнению В.А. Маслова [1980], свидетельствует о местном переотложении и переносе ирендыкского материала. Линзы и биогермы известняков содержат во многих местах одновозрастную фауну брахиопод (определения А.П. Тяжевой и Г.А. Степановой). Более того, аналогичная фауна встречается в тефроидах гадилевской толщи у деревень Первомайка, Файзуллино. Обращает на себя внимание очень большая протяженность гадилевской толщи: от пос. Новочеркасск на юге до оз. Узункуль на севере на расстояние не менее 300 км. В более северных разрезах крупных тел известняков на этом уровне не отмечено, здесь обломки известняков мелкие и не превышают размер гальки.

Своеобразный осадочный облик гадилевской толщи, наличие биогермов известняков, образовавшихся *in situ* (о чем свидетельствует однообразие макрофауны в известняках и в матриксе тефроидов), огромное распространение по площади и тесная связь с подстилающей ирендыкской

свитой свидетельствуют, с нашей точки зрения, о том, что эта толща сформировалась за довольно короткий отрезок времени в мелководных условиях при сильно расчлененном рельефе дна бассейна. Локально имели место последние вспышки ирендыкского вулканизма и малозначительные внутриформационные размывы (разрезы у д. Гадилево, на горе Траташ, у д. Салаватово, в районе оз. Банное). Поскольку гадилевская толща перекрыта яшмами ярлыкаповской толщи, в низах которых есть находки конодонтов вида *Polygnathus costatus costatus* Клар. вместе с комплексом *australis*, а в самой гадилевской толще найдены брахиоподы *Conchidiella pseudobaschkirica*, мы допускаем, что гадилевская толща начинается, вероятно, с верхней части зоны *costatus* эйфельского яруса. Крупного перерыва на этом уровне, который бы свидетельствовал о серьезной тектонической перестройке, не было. Гадилевская толща — фация, показательная для стадии завершения ирендыкского островодужного вулканизма, эволюционно и быстро сменившегося карамалыташским. В настоящее время роль гадилевской толщи, как важного самостоятельного стратиграфического подразделения, в какой-то степени утрачена. Но эта толща, несомненно, представляет интерес для восстановления истории развития фациальных обстановок на рубеже нижнего и среднего девона.

Верхняя граница ирендыкской свиты фиксируется подошвой яшм ярлыкаповской толщи, перекрывающих ее согласно с постепенным переходом [Маслов и др., 1984, 1987<sub>1,2</sub>; Стратиграфия ..., 1993; Маслов, Артюшкова, 2002]. Ярлыкаповская толща содержит во многих разрезах Магнитогорской мегазоны богатый комплекс конодонтов, характерный для зон *australis* и *koskelianus*. Таким образом, возраст ирендыкской свиты в стратотипической местности определяется по конодонтам от кровли самых верхних яшм подстилающей сагитовской толщи, фиксирующих основание свиты, до подошвы яшм ярлыкаповской свиты, отмечающих ее кровлю. Следовательно, стратиграфический объем ирендыкской свиты соответствует всему объему зоны *partitus* и зоне *costatus*.

### **Туратская свита ( $D_2tr$ )**

Выделена Е.В. Чибриковой [1970 г., 1977]. Широко распространена в южной части Присакмарско-Вознесенской подзоны в Бурибайском и Гайском рудных районах (разрезы на горе Турат, в урочище Каменная гора на р. Таналык, у пос. Новый Зирган и южнее). Рассматриваемая свита сложена осадочными образованиями — конгломератами, гравелитами, песчаниками, алевролитами, глинистыми, глинисто-кремнистыми и кремнистыми сланцами. Встречаются маломощные линзовидные прослои известковистых алевролитов. Мощность свиты 500—700 м. В разрезах, где туратская свита представлена в полном объеме, ее нижняя граница тектоническая со стратонами силура (?), мазовской (?), баймак-бурибайской свитами. Верхняя граница с конденсированной кремнистой толщей согласная.

В.С. Шарфман [1959] относил данную толщу к силуру. О.А. Нестянова [1963] датировала ее поздним лудловым силура и жединским веком раннего девона. Е.С. Контарь и др. [1966 г.] отнесли описываемую толщу к нижнему девону. М.Д. Тесаловский [1967 г.] считал ее соответствующей верхнему силуру и нижнему девону. Е.В. Чибрикова [1977] впервые в стратотипе этой толщи определила нижнедевонско-эйфельские (согласно Унифицированным и корреляционным стратиграфическим схемам [1980]) растительные микрофоссилии и перевела ее в ранг свиты [Чибрикова, Олли, 1980].

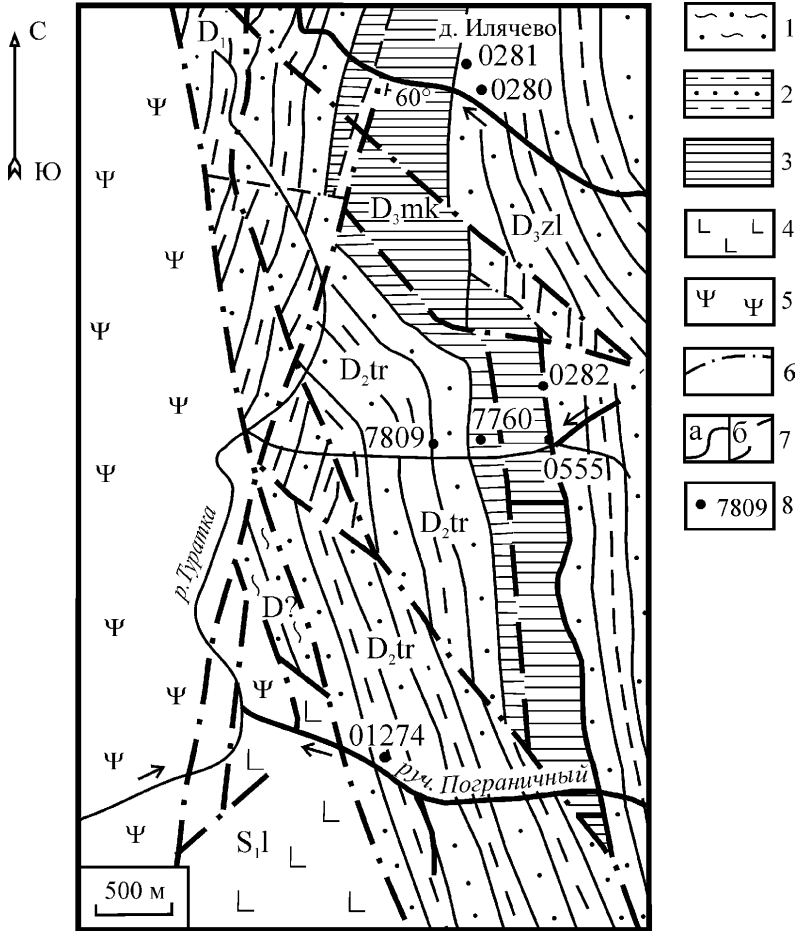
Стратотипический разрез представлен на правом берегу р. Туратки по оврагам Ульган-Курган и Пограничному. Первая находка конодонтов в туратской свите была сделана в 1981 г. В.Н. Пазухиным в нижней части разреза на правом берегу р. Туратки. В 0,8 км ниже по течению от устья оврага Ульган-Курган был определен *Polygnathus cf. serotinus* Telf. [Маслов и др., 1984]. Данный факт показал, что туратскую свиту следует рассматривать в объеме не всего нижнего девона, как считала Е.В. Чибрикова [1977], а по крайней мере, считать ее не древнее эмсского века раннего девона. Дальнейшее изучение туратской свиты и находки конодонтовой фауны на разных стратиграфических уровнях разреза позволили еще более конкретизировать возраст этих отложений.

Нижняя часть свиты обнажена в водотоке руч. Пограничного, расположенного в 800–900 м к югу от оврага Ульган-Курган. В низовьях этого ручья по правому борту вскрываются предположительно силурийские отложения, представленные базальтами с прослоями углисто-глинистых сланцев. Выше по разрезу залегают кремнистые конглобрекции мощностью около 15 м. Постепенно они перекрываются пачкой серовато-зеленых тонкослоистых глинистых и глинисто-кремнистых алевролитов видимой мощностью не более 10 м. Они хорошо отмыты в водотоке ручья. В этих алевролитах нами собраны многочисленные конодонты [точка 00247 (=01274), рис. 2.19]: *Polygnathus cf. cooperi* Klap., *Pol. cf. costatus patulus* Klap., *Pol. linguiformis bultyncki* Wed. и др.

Этот комплекс конодонтов распространен в зонах *patulus*, *partitus* и самых низах зоны *costatus*. Более высокая часть разреза туратской свиты хорошо обнажена в овраге Ульган-Курган. Здесь обнажается ритмично переслаивающаяся толща полимиктовых конгломератов, песчаников, алевролитов, аргиллитов и кремнистых сланцев общей мощностью 350 м. Разрез свиты описывался нами от устья вверх по ручью по его правому склону [Маслов и др., 1984; Стратиграфия ..., 1993].

1. Алевропелитовая пачка пород с маломощными (10–15 см) линзовидными прослоями мелкогалечных конгломератов и градационной сортировкой материала и с тонкими прослоями черных кремнистых сланцев .....в. м. 2–2,5 м
2. Пачка тонкого переслаивания чередующихся прослоев мелкогалечных конгломератов, грубо- и тонкозернистых песчаников, алевролитов и кремнистых сланцев..... 8–10 м

3. Пачка тонкого переслаивания средне- и мелкозернистых песчаников, алевролитов, глинистых и кремнистых сланцев. Вверх по разрезу мощность кремнистых прослоев резко увеличивается до 2–4 м ..... 12–14 м
4. Пачка переслаивания глинистых и кремнистых сланцев ..... 22 м



**Рис. 2.19.** Геологическая карта района южнее д. Илячево. Составили В.Т. Тищенко и др. [1983 г.], с изменениями

$D_3zl$  — верхний девон, фаменский ярус, зилайрская свита;  $D_3mk$  — верхний девон, франкий ярус, мукасовская свита;  $D_2tr$  — средний девон, эйфельский ярус, туратская свита;  $D_1$  — нижний девон нерасчлененный;  $S_1l$  — нижний силур.

**Условные обозначения:** 1 — песчаники, глинистые и кремнистые сланцы; 2 — конгломераты, песчаники, глинисто-кремнистые и кремнистые сланцы; 3 — кремнистые сланцы; 4 — базальты с прослоями углисто-глинистых сланцев; 5 — серпентиниты; 6 — тектонические нарушения; 7 — геологические границы: установленные (а), предполагаемые (б); 8 — местонахождение конодонтов

5. Пачка переслаивания полимиктовых средне- и мелкозернистых песчаников, алевролитов и глинистых сланцев. Встречаются прослойки мелкогалечных конгломератов и известковистых алевролитов небольшой мощности .....60–70 м
6. Глинисто-кремнистые сланцы с прослоями песчаников и известковистых алевролитов. В средней части пачки в одном из маломощных (5–7 см) прослоев известковистых алевролитов обнаружены единичные конодонты *Polygnathus cf. costatus patulus* Klap., *Pol. cf. costatus paritatus* Klap., Zieg. et Mash. .... 50 м
7. Песчаники, чередующиеся с тонкослоистыми алевролитами. Встречаются линзовидные прослойки пудинговых конгломератов и гравелитов ..... 40 м
8. Грубозернистые песчаники с градиционной сортировкой материала. В верхней части залегают алевролиты ..... 12–15 м
9. Пачка чередующихся зеленовато-серых средне- и мелкозернистых песчаников, алевролитов, прослоями известковистых, глинистых сланцев. Имеются прослойки кремнистых сланцев ..... 25 м
10. Кремнисто-глинистые сланцы, переслаивающиеся с алевролитами ..... 10 м
11. Пачка тонкого переслаивания средне- и мелкозернистых песчаников, алевролитов и кремнисто-глинистых сланцев. Отмечаются прослойки известковистых алевролитов ..... 40 м
12. Пачка переслаивания песчаников средне- и мелкозернистых, маломощных, прослоями грубозернистых, с глинистыми и кремнистыми сланцами; мощность последних иногда достигает 1–2 м ..... 35–40 м
13. Пачка переслаивания кремнисто-глинистых сланцев, алевролитов и мелкозернистых песчаников зеленовато-серого цвета ..... 15 м
14. Пачка чередующихся ритмов многослоев из мелкозернистых песчаников, алевролитов, кремнисто-глинистых и кремнистых сланцев темно-зеленого и черного цвета. Мощность слоев кремнистых сланцев 1–3 м ..... 35 м

Венчается туратская свита пачкой кремней мощностью 10–12 м, в верхах которой были найдены многочисленные конодонты (точка 7760): *Polygnathus linguiformis linguiformis* Hinde морфотип *gamma* Bult., *Pol. eiflius* Bisch. et Zieg., *Pol. cf. robusticostatus* Bisch. et Zieg., *Tortodus kockelianus kockelianus* (Bisch. et Zieg.) и другие, характерные для зоны *kockelianus* верхнего эйфеля [Стратиграфия ..., 1993]. Справедливости ради, следует отметить, что В.Т. Тищенко при картировании этого участка в 1980–1982 гг. расчленял кремнистую толщу, венчающую разрез туратской свиты, на две пачки, полагая, что нижняя является аналогом бугульгырской толщи ( $D_2$ ), а верхняя относится к мукасовскому горизонту ( $D_3$ ) [Тищенко и др., 1983 г.]. Предположение В.Т. Тищенко оказалось близким к современным представлениям о расчленении этого разреза и подтверждено конодонтами.

В урочище Каменная гора (левобережье р. Таналык ниже пос. Самарское) туратская свита представлена ритмично переслаивающимися грубообломочными микститами, гравелитами, вулканомиктовыми песчаниками, кремнистыми туффитами, кремнистыми брекчиями, кремнистыми алевролитами. Верхняя часть свиты сложена темно-серыми и черными, прослоями с зеленоватым оттенком кремнистыми сланцами мощностью около 25–30 м. Вверх по разрезу эти сланцы после небольшого закрытого интервала сменяются также сланцами с конодонтами, характерными для мукасовской свиты. Общая мощность туратской свиты в этом разрезе равна 150 м (низы свиты, вероятно, срезаны тектоникой). В 1 км южнее,



у д. Юша (восточная окраина пос. Бурибай), в кремнистых сланцах, перекрывающих песчаники туратской свиты, впервые были обнаружены многочисленные конодонты: *Polygnathus eiflius* Bisch. et Zieg., *Pol. cf. robusticostatus* Bisch. et Zieg., *Pol. trigonicus* Bisch. et Zieg. и другие (точка 0322). Этот комплекс конодонтов подобен найденному в стратотипическом разрезе на горе Турат и характерен для карамалыташской и ярлыкаповской свит.

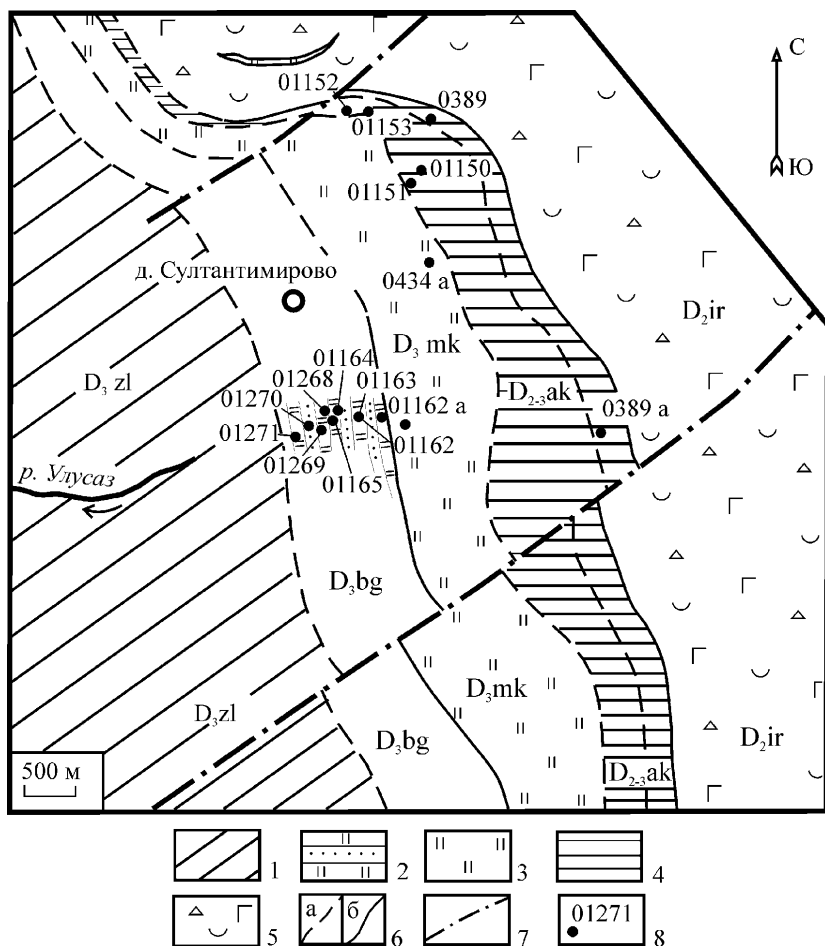
Севернее, на левом склоне долины р. Еранагас (Зирень-Агач), ниже плотины водохранилища на вулканитах баймак-бурибайской свиты залегает толща кремнистых брекчий и кремнистых сланцев с прослоями кремнистых алевролитов. В ней встречены единичные конодонты очень плохой сохранности (точка 01264) *Polygnathus* sp., *Ozarkodina* sp. После закрытого интервала залегают кремнистые сланцы мукасовской свиты.

Еще севернее к аналогам верхов туратской свиты должны быть отнесены толщи, закартированные в районе пос. Уфимский и севернее д. Султантимирово (урочище Аргаган). Эти разрезы ранее картировались как бугулыгырский горизонт и улутауская свита. Конодонтовая фауна, собранная в кремнях в урочище Аргаган (рис. 2.20), представлена комплексом *Polygnathus* aff. *benderi* Wed., *Pol. pseudofoliatus* Wit., *Tortodus kockelianus australis* (Jack.), *T. cf. kockelianus kockelianus* (Bisch. et Zieg.), *T. aff. obliquus* (Wit.) (точки 0389а, 01161), по которому вмещающие породы можно сопоставить с ярлыкаповской свитой. Аналогом улутауской свиты в этом же разрезе являются серые радиоляриевые плитчатые кремни с *Klapperina* aff. *disparilis* (Zieg. et Klap.), *Mesotaxis* cf. *dengleri* (Bisch. et Zieg.), *Polygnathus* cf. *angustidiscus* Young., *Pol. cristatus* Hinde, *Pol. cf. dubius* Hinde (точки 01150–01152).

Туратская свита по возрасту коррелируется с актауской свитой (см. далее). По составу они имеют много общего: наличие в составе пород ритмично-слоистых тонкообломочных разностей, кремнистых прослоев и линзообразных маломощных прослоев гравитационных микститов, близкая мощность. Отличия состоят в том, что в актауской свите нет карбонатных прослоев, что может свидетельствовать о более глубоководных условиях накопления актауской свиты — значительно ниже глубин карбонатной компенсации, тогда как туратская свита формировалась на глубинах, близких к этому уровню. Можно допускать, что по простираению туратская свита фациально замещает актаускую, а по латерали — редуцированную ирендыкскую свиту. Очевидно, в пересечениях от урочища Аргаган до горы Шейняк представлены именно такие разрезы.

Проведенные нами исследования позволили решить вопрос о возрасте туратской свиты в стратотипе и определить ее синхронность с актауской свитой (см. далее). Установлено, что туратская свита соответствует зонам *partitus* и *costatus*. Верхний стратиграфический предел свиты определяется находками в вышележащих кремнях комплекса конодонтов с эйфельскими формами *Tortodus australis kockelianus* и *Tortodus kockelianus kockelianus*. Выше по разрезу после закрытого интервала залегают франские кремнис-

тые породы. Сказать определенно о присутствии в разрезе аналогов улу-тауской свиты на данный момент не представляется возможным, так как выше кремней зоны *cockelianus* в разрезе закрытый интервал 3 м, не охарактеризованный фауной. Авторы склонны предполагать, что кремни фран-



**Рис. 2.20.** Схематическая геологическая карта района д. Сулгантимирово (урочище Арган). Составил В.А. Маслов

**Условные обозначения:** 1 — верхний девон, фаменский ярус, зилаирская свита ( $D_3zl$ ): граувачковые песчаники и алевролиты; 2 — верхний девон, франкий — фаменский ярусы, биягодинская свита ( $D_3bg$ ): песчаники, алевролиты, глинистые сланцы, кремни; 3 — верхний девон, франкий ярус, мукасовская свита ( $D_3mk$ ): кремнистые сланцы; 4 — средний — верхний девон, эйфельский — франкий ярусы, актауская свита ( $D_{2-3}ak$ ) (верхняя часть): кремни, песчаники, туффиты; 5 — средний девон, эйфельский ярусы, ирендыкская свита ( $D_2ir$ ): лавы и туфы андезитбазальтов, тефroidы; 6 — геологические границы: установленные (а), предполагаемые (б); 7 — тектонические нарушения; 8 — местонахождения конодонтов

ского яруса (мукасовская свита) имеют тектонический контакт с подстилающими отложениями. В урочище Аргаган и в Асылвской синклинали, где развита актауская свита, имеет место непрерывный кремнистый разрез от зоны *coskelianus* до зоны *punctata*. Находки конодонтов, распространенных в живетском ярусе в разрезах в районе д. Ишмурзино и урочища Аргаган, дают нам право предполагать наличие в ней аналогов улутауской свиты. Вполне возможно, что в тектонически ненарушенных разрезах в туратской свите также присутствует этот стратиграфический интервал.

### ***Ишкининская толща (D<sub>2</sub>iš)***

Толща с таким названием выделена Б.М. Садрисламовым и др. [1964 г.] в районе д. Ишкинино на р. Сухая Губерля.

Принято считать, что в целом толща сложена незакономерно чередующимися полимиктовыми разнозернистыми песчаниками и кремнисто-глинистыми разностями. Вверх по разрезу, по мнению В.Т. Тищенко и др. [1978 г.], в составе пород увеличивается роль туфогенного материала. Везде в хорошо обнаженных разрезах отмечается присутствие рифогенных известняков, содержащих нижнедевонско-нижнеэйфельскую фауну [Контарь и др., 1966 г.; Тищенко и др., 1978 г.], которая и положена в основу датирования толщи. Г.А. Мизенс [2004] причленяет к ишкининской толще также эффузивы основного состава.

Наиболее изученный разрез толщи обнажен по руч. Акры-Сагыл, описание его приводится в работах ряда исследователей. Следует отметить, что ишкининская толща приурочена к Ишкинино-Ильчебекскому глубинному разлому, поэтому породы ее очень сильно смяты в складки, катаклазированы и рассланцованы. Не исключено, что в этой напряженной зоне в пересечении по руч. Акры-Сагыл ишкининская толща неоднократно повторяется в разрезе и совмещена с фрагментами разновозрастных стратонов.

Согласно общепринятой точке зрения, в основании ишкининской толщи залегает базальная пачка полимиктовых микститов мощностью 10–20 м, трансгрессивно залегающая на силурийских отложениях. Обломочный материал микститов варьирующего размера (от глыб до горошины) представлен обломками как осадочных пород (кремней), так и вулканитов кислого, базальтового и андезибазальтового состава. Отмечают также габбро и серпентиниты. Матрикс кремнисто-глинистый. На геологической карте масштаба 1:50 000 [Тищенко и др., 1978 г.] эти образования показаны в виде блока гайского вулканогенного комплекса (D<sub>1-2</sub>). В.А. Аристов, Д.В. Борисенко и С.В. Руженцев полагают, что эта микститовая толща имеет мощность до 200 м [Аристов и др., 2005]<sup>1</sup>.

---

<sup>1</sup> Судя по всему, эти авторы рассматривают микстит в данном разрезе гораздо шире — не как стратифицированное тело, а как временной интервал с разнообразными по возрасту и составу образованиями, сближенными тектонически.

Восточнее, вверх по ручью, на крутом правом склоне обнажены смятые в сложные складки яшмовидные слоистые цветные кремни и кремнисто-глинистая обломочная толща черного цвета, весьма рассланцованная и дробленая. Внутри нее отмечаются более глинистые разности красного цвета. В одном из таких прослоев в 1984 г. нами был обнаружен единственный отпечаток конодонта, который был определен В.Н. Барышевым как *Polygnathus cf. serotinus* Telf. (точка 0383) [Стратиграфия ..., 1993]. О.В. Аргюшковой это определение пересмотрено. Отпечаток имеет положение «вид сверху», и хотя очертания платформы близки к *Pol. serotinus*, идентифицировать его с данным видом опрометчиво, поскольку мы не имеем возможности наблюдать нижнюю сторону, несущую основной диагностический признак. В этой же пачке Е.В. Чибриковой [Чибрикова, 1977] в обломках кремнисто-глинистых пород были обнаружены растительные микрофоссилии, имеющие «наибольшее сходство с нижнедевонскими».

Наблюдения показали, и такое же мнение высказано Г.А. Мизенсом [2004], что дробленую кремнисто-глинистую обломочную толщу перекрывает «цветная» кремнистая пачка. Мощность кремней, очевидно, не превышает 30 м. В них нами найдены конодонты *Polygnathus cf. costatus patulus* Klar., *Pol. ex gr. linguiformis* Hinde, *Pol. cf. serotinus* Telf. (точка 01538). Комплекс имеет большое сходство с таковым из стратотипического разреза туратской толщи.

В этом же разрезе были отмечены находки эйфельских конодонтов А.М. Микрюковым [Садрисламов и др., 1987 г.] и В.А. Аристовым [Руженцев, Самыгин, 2004]. В.Т. Тищенко и др. [1978 г.] картировали здесь бугулыгирскую толщу. Залегающие восточнее вулканиты в Стратиграфических и корреляционных схемах Урала [1993] помещены на уровень карамалыташской свиты.

Ясно, что этот район отличается сложным геологическим строением и, по всей вероятности, в данном разрезе могут быть совмещены фрагменты нескольких разновозрастных стратонов. Появившиеся в последние годы многочисленные данные по конодонтам [Руженцев, Самыгин, 2004] свидетельствуют о широком развитии в этом районе кремней, содержащих мазовский комплекс фауны. Известны находки силурийских граптолитов [Тищенко и др., 1978 г.]. И в этой ситуации важно понять, что же такое ишкининская толща. Анализируя ситуацию в разрезе по руч. Акры-Сагыл, мы считаем, что к ишкининской толще следует относить кремнисто-глинистые обломочные породы с пачками кремней общей мощностью не более 100–150 м. И макроскопически, и по фаунистической характеристике они близки породам туратской свиты. Вулканиты основного состава, очевидно, принадлежат другому стратиграфическому подразделению, равно как и обломочная толща с телами известняков. Палеонтологическая характеристика ишкининской толщи включает следующие виды:

*Polygnathus cf. costatus patulus* Klap., *Pol. ex gr. linguiformis* Hinde, *Pol. cf. serotinus* Telf., отвечающие интервалу верхов эмса – низов эйфеля.

### **Актауская свита (D<sub>2-3</sub>ak)**

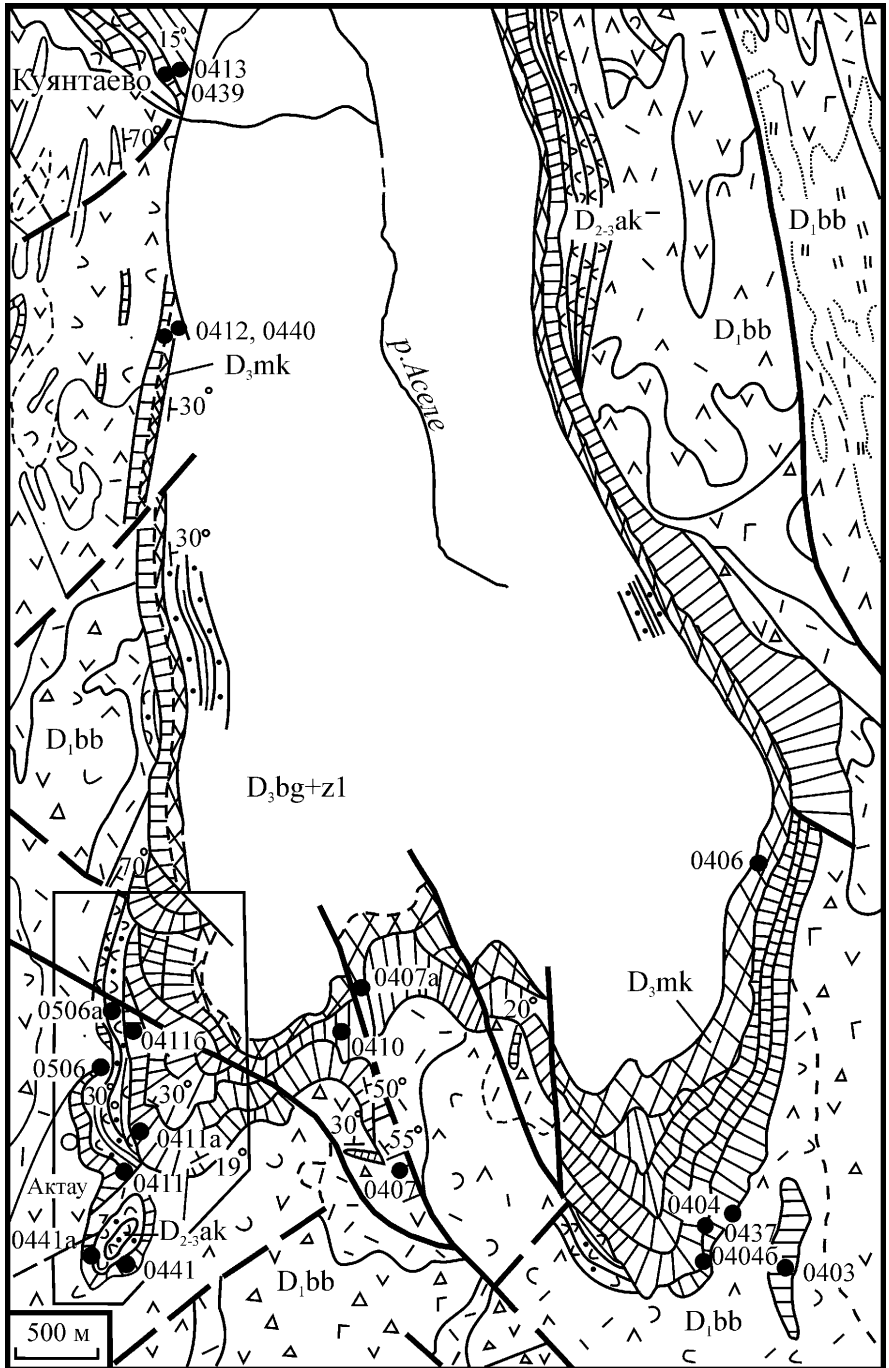
Свита впервые выделена в 1987 г. нами [Маслов, Артющкова, 1991; Стратиграфия ..., 1993] в Асылдовской синклинали (Баймакский район Башкирии) (рис. 2.21). Она распространена по бортам Присакмарско-Вознесенской подзоны. Рассматриваемая свита сложена преимущественно кремнистыми породами разных цветовых оттенков: красного, зеленовато-серого, голубовато-зеленого, желто-бурого, серого, часто радиоляриевыми, с примесью тонкообломочного вулканогенного материала. Локально в разрезе имеют место микститы с однообразным обломочным материалом, представленным преимущественно 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 ее не превышает 250–300 м (рис. 2.21).

Стратотип свиты выделен в районе д. Актау на западных склонах хребта с высотой 727,6 [Маслов, Артющкова, 1991; Артющкова, 1992; Стратиграфия ..., 1993].

При детальном геологическом доизучении этого участка, выполненном А.А. Захаровым и др. [1978 г.], были выделены: вулканогенная ирендыкская свита, яшмовая толща — бугулыгырский горизонт, улутауская свита, последовательно перекрытая мукасовским горизонтом и зилаирской свитой. Подобное расчленение было сделано на основании картирования и определений радиолярий Б.М. Садрисламовым. В 1985–1987 гг. нами были изучены разрезы к западу от Западно-Ирендыкского разлома. В частности, в яшмах, считавшихся бугулыгырской толщей, впервые были найдены конодонты, характерные для зоны *patulus* верхнего эмса. Эта находка поставила вопрос о правильности расчленения отложений, подстилающих зилаирскую свиту. Дальнейшее изучение всей кремнисто-обломочной толщи Асылдовской структуры с послойными сборами конодонтов показало, что в данном случае мы имеем дело с классическим конденсированным разрезом.

В стратотипическом разрезе актауской свиты (рис. 2.22) на риолитах баймак-бурибайской свиты, перекрытых сургучно-красными яшмами сагитовской толщи с конодонтами *Polygnathus ex gr. costatus* Klap., *Pol. linguiformis bultyncki* Wed., *Pol. serotinus* Telf. (точки 0411, 0441a, 0506), характерными для зоны *patulus*, залегают:

1. Пачка пород, представленная чередованием зеленовато-серых тонкослоистых кремней с кремнистыми алевролитами и аргиллитами светло-серого и розоватого цвета. Встречаются отпечатки конодонтов плохой сохранности ..... 20 м
2. Пачка переслаивания вулканических песчаников. Падение пород восточное, угол падения 10–12° ..... 20–25 м

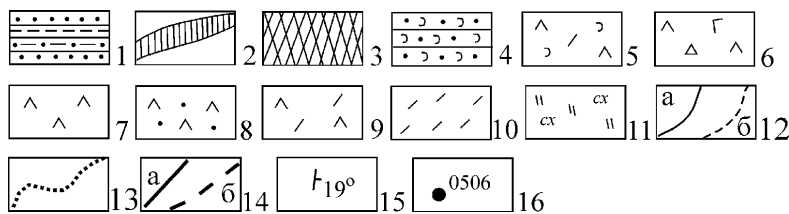


3. Вулканомиктовые песчаники, переслаивающиеся с грубообломочными породами. Обломки представлены дацитами, базальтами, андезибазальтами, встречаются также зеленые и красные яшмоиды. Обломочный материал хорошо окатан. Размер обломков колеблется от 1–2 до 10–15 см.....10–15 м
4. Пачка грубообломочных пород. В составе обломков хорошо окатанные валуны и гальки кислых и основных пород. Встречаются обломки крупнокварцевых порфиров. Матрикс представлен тефроидом псаммитовой размерности.....10–15 м
5. Пачка переслаивающихся тефроидов, вулканомиктовых песчаников, гравелитов и кремнистых туффов.....20 м
6. Кремни зеленовато-серые с прослоями кремнистых алевролитов. Вверх по разрезу переходят в яшмовидные красные и светло-зеленые кремни с конодонтами (точки 0411б, 0506а): *Polygnathus costatus costatus* Klap., *Pol. cf. robusticostatus* Bisch. et Zieg., *Pol. pseudofoliatius* Wit., *Pol. cf. linguiformis linguiformis* Hinde, характерными для зоны *australis* (аналогичные конодонты широко развиты в караульташской свите и в ярлыкаповской толще, описание которых будет приведено ниже)..... около 15 м.

Выше по разрезу залегает кремнистая толща, которая прослеживается почти непрерывно на север, а на юге она образует южное замыкание Асылловской синклинали. В 6 км к северу от описываемого разреза в серых тонкоплитчатых кремнях собраны конодонты уже более высокого стратиграфического уровня — франские формы (точки 0412, 0440): *Ancyrodella alata* Glen. et Klap., *Mesotaxis cf. falsiovalis* Sand., Zieg. et Bult., *Palmatolepis punctata* (Hinde), *Polygnathus aff. pennatus* Hinde. По присутствию *Palmatolepis punctata* их можно сопоставить с основанием мукасовской свиты.

**Рис. 2.21. Геологическая карта района Асылловской синклинали. Составили А.А. Захаров и др. [1978 г.], с изменениями**

D<sub>3</sub>bg+zl — верхний девон, франкий — фаменский ярусы, биягодинская и зилаирская свиты нерасчлененные; D<sub>3</sub>mk — верхний девон, франкий ярус, мукасовская свита; D<sub>2-3</sub>ak — средний — верхний девон, эйфельский — франкий ярусы, актауская свита; D<sub>1</sub>bb — нижний девон, эмсский ярус, баймак-бурибайская свита



**Условные обозначения к рис. 2.21–2.23:** 1 — гравелиты, полимиктовые песчаники, алевролиты, аргиллиты в переслаивании; 2 — яшмы, кремнистые туффы, кремнисто-глинистые сланцы; 3 — черные и серые кремнистые и кремнисто-глинистые сланцы, алевролиты; 4 — туфопесчаники; 5 — дациты, риодациты и их туфы; 6 — пироксен-плаггиоклазовые андезибазальты и андезиты, их туфобрекчии; 7 — риодациты и их туфы; 8 — андезидациты и их туфы; 9 — андезибазальты и их туфы; 10 — андезибазальты и их туфобрекчии; 11 — серицит-кварцевые, хлорит-серицит-кварцевые сланцы; 12 — геологические границы: достоверные (а), предполагаемые (б); 13 — фациальные границы; 14 — тектонические нарушения: установленные (а), предполагаемые (б); 15 — элементы залегания; 16 — местонахождения конодонтов

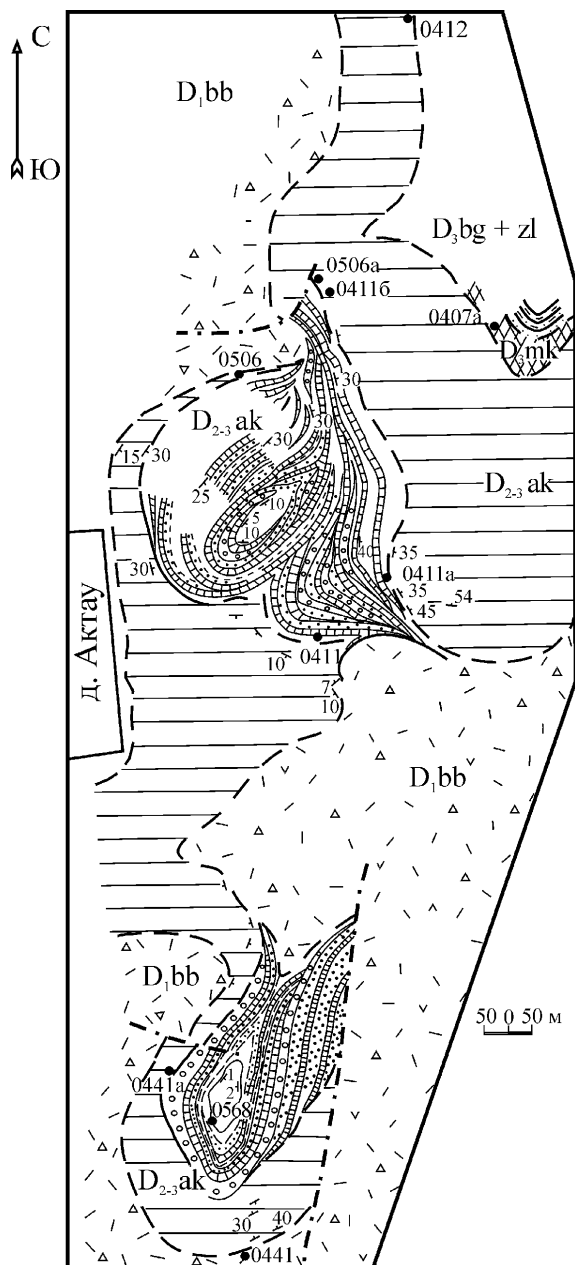


Рис. 2.22. Схематическая геологическая карта района д. Актау. Составили В.А. Маслов, О.В. Артюшкова [Стратиграфия ..., 1993]

Условные обозначения см. на рис. 2.21



Вверх по разрезу в вышележащих кремнях комплекс конодонтов постепенно меняется. В 5 м выше прослоя с нижнефранскими конодонтами найдены конодонты, характерные для верхней части мукасовской свиты: *Palmatolepis* ex gr. *gigas* Mill. et Young., *Pa.* cf. *kireevae* Ovn., *Pa.* cf. *punctata* (Hinde) *Pa.* cf. *proversa* Zieg. (точки 04126, 04136, 04396). Общая мощность франских кремней около 50 м.

Таким образом, в районе д. Актау на баймак-бурибайской свите залегает осадочная толща пород. Яшмы сагитовской толщи с конодонтами зоны *patulus* сменяются обломочно-глинисто-кремнистой толщей, которая перекрывается кремнистой пачкой мощностью около 50 м, связанной постепенным переходом с ниже- и вышележащими породами. В нижней части кремней обнаружены конодонты зоны *australis*, характерные для карамалыташской свиты. В верхней половине кремнистой пачки собраны нижнефранские конодонты, а в самой верхней части — верхнефранские, свойственные мукасовской свите. Следовательно, верхняя кремнистая пачка, относившаяся ранее по радиолариям [Захаров и др., 1978 г.] к мукасовскому горизонту, на самом деле соответствует карамалыташской и улугауской свитам, и лишь самая верхняя часть ее является аналогом мукасовской свиты. Вся осадочная обломочная толща, залегающая под кремнистой, отвечает зонам *partitus* и *costatus*, и сопоставляется, таким образом, с ирендыкской свитой, а яшмы основания ее соответствуют сагитовской толще. Это подтверждает наш вывод о том, что завершение баймак-бурибайского вулканизма ознаменовалось почти повсеместным образованием яшмоидов во время, отвечающее зоне *patulus*.

Актауская свита имеет широкое распространение к западу от хр. Ирендык. Севернее д. Актау аналоги этой свиты вскрыты в карьере, расположенном в 1,5–2 км южнее д. Куянтаево, где О.В. Артюшковой было найдено скопление отпечатков конодонтов из 12 элементов, вероятно, составлявшее конодонтовый аппарат *Ancyrodella*. В районе самой деревни, также в карьере (севернее деревни), обнажены кремнистые сланцы с верхнефранскими конодонтами (мукасовская свита).

На восточном крыле Асылдовской синклинали разрез актауской свиты обнажается к западу от пересечения лесовозной дороги Ишей — Сибай с шоссе Баймак — Тубинск, на левом и правом склонах долины руч. Сериккуль, у родника. Здесь она представлена набором примерно тех же пород, что и в стратотипе: в нижней части — пачкой переслаивающихся алевролитов и тонкозернистых вулканомиктовых песчаников мощностью 15 м. Выше залегают кремнистые алевролиты зеленовато-серого цвета с обломками того же состава, имеющие мощность 9–10 м. Вышележащая пачка мощностью 8 м сложена тонкозернистыми песчаниками зеленовато-серого цвета. Песчаники перекрыты кремнистыми алевролитами — 5 м. На последних залегает пачка переслаивания гравелитов, песчаников, алевролитов и серых кремней мощностью 15 м. Вверх по разрезу эта пачка

сменяется яшмоидами, имеющими постепенные переходы с ниже- и выше-лежащими породами. В яшмоидах, мощность которых не более 10–15 м (точка 0451, 0488), найдены конодонты *Polygnathus* cf. *pseudofoliatius* Wit., *Pol. linguiformis linguiformis* Hinde морфотип *gamma* Bult., которые обычно составляют карамалыташский комплекс.

Вверх по разрезу яшмоиды сменяются пачкой переслаивания песчаников, алевролитов и кремнистых сланцев мощностью около 25–35 м. В верхних частях пачки появляются маломощные прослои серых и черных кремней. Постепенно вверх по разрезу она переходит в толщу темно-серых, прослоями черных кремнистых сланцев с конодонтами, характерными для мукасовской свиты. В основании обнаружены *Mesotaxis* cf. *dengleri* (Bisch. et Zieg.), *Palmatolepis transitans* Müll. (точка 01234) Мощность черных сланцев около 40–50 м. Выше залегает флишеидный комплекс нерасчлененных биягодинской и зилаирской свит. Общая видимая мощность актауской свиты в разрезе у родника вместе с мукасовской свитой 140–150 м.

В 1,5–2 км западнее окраины г. Баймак, ближе к южному окончанию Асылловской синклинали, ниже зилаирской свиты залегает толща кремнистых сланцев мощностью 60–70 м. В верхней ее части встречены франские конодонты *Ancyrodella* sp., *Palmatolepis hassi* Müll. et Müll., *Pa. proversa* Zieg., *Pa. punctata* (Hinde) (точка 0406), характерные для мукасовской свиты. В карьере севернее автомобильной дороги Сибай – Юлдыбаево, в 2,5 км юго-западнее г. Баймак (точка 0403а), собраны конодонты *Klapperina* aff. *disparalvea* (Orr et Klap.), *Polygnathus cristatus* Hinde, *Pol. limitaris* Zieg. et Klap., *Pol.* cf. *ovatinodosus* Zieg., Klap. et John., распространенные в верхнем живете, а в нижней части кремнистой толщи найдены отпечатки конодонтов, характерные для зоны *australis* (точки 0404, 0404а, 0437). Таким образом, в рассматриваемом разрезе актауская свита представлена почти в полном объеме кремнистыми образованиями.

Изучение разрезов свиты показывает, что мощность ее колеблется в значительных пределах, что мы связываем со сложным расчлененным подводным рельефом дна палеобассейна и с интенсивностью привноса грубообломочного материала. При малом поступлении грубокластического материала мощность актауской свиты небольшая и состав ее преимущественно кремнистый. Ярким примером являются разрезы южного окончания Асылловской синклинали и ее восточного крыла, где актауская свита сложена зеленовато-серыми кремнями мощностью 70–80 м (см. рис. 2.22).

На отдельных участках имеет место выклинивание разновозрастных пачек актауской свиты, поэтому можно наблюдать налегание разных ее горизонтов на подстилающую баймак-бурибайскую свиту (рис. 2.23). В некоторых разрезах устанавливается только самая верхняя кремнистая пачка, соответствующая мукасовской свите (район оз. Талкас). Такое соотношение верхних горизонтов кремнистой толщи с баймак-бурибайской обычно интерпретировалось как тектоническое. С нашей точки зрения,

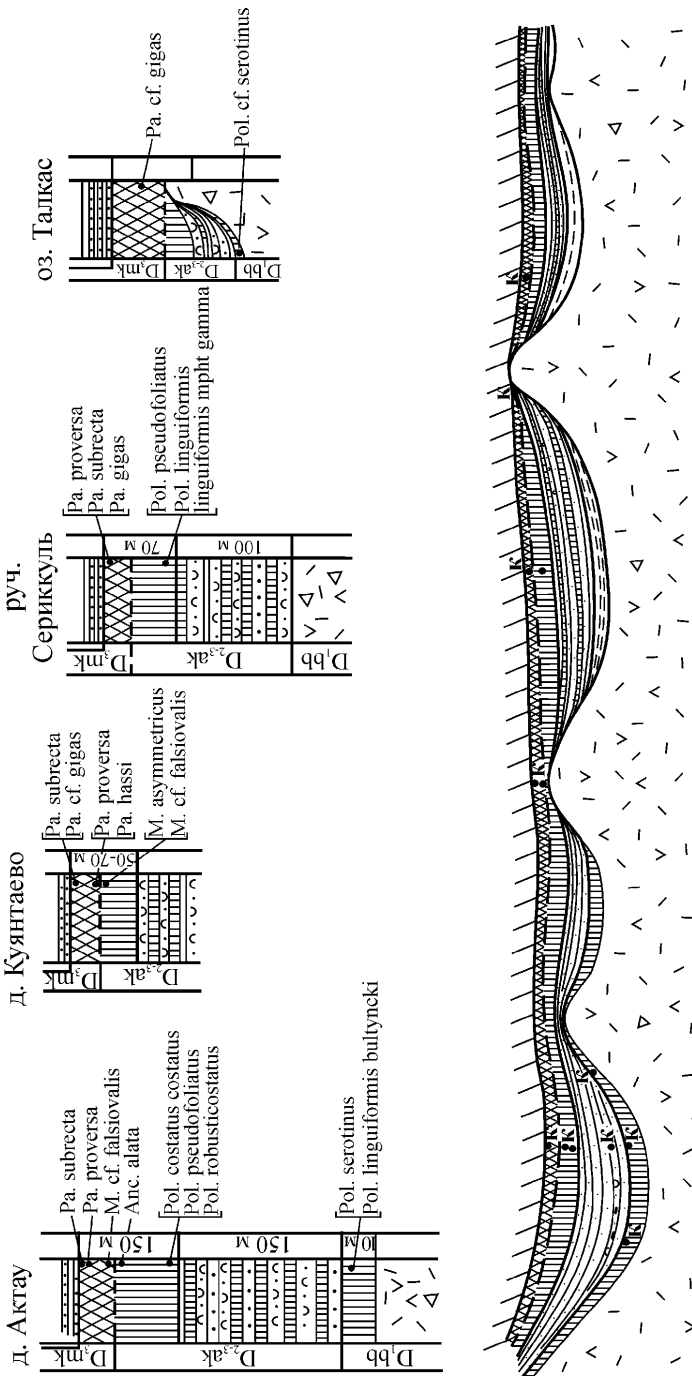


Рис. 2.23. Схема особенностей залегания актауской свиты (меридиональный профиль). Составили В.А. Маслов, О.В. Артюшкова  
Условные обозначения см. на рис. 2.21

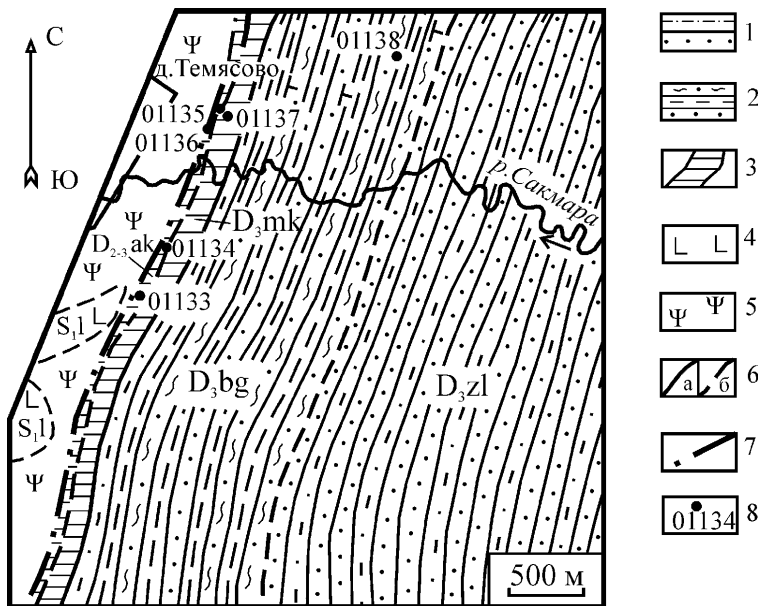
есть все основания полагать, что породы актауской свиты, особенно кремнистые, выполняли неровности преактауского вулканогенного рельефа, а местами могли просто не отлагаться.

Актауская свита прослежена нами от д. Актау на север до широты д. Темясово, а на юге ее разрезы изучались в районе деревень Ишмурзино и Султантимирово. Почти повсеместно на баймак-бурибайской свите залегает кремнисто-глинистая толща. По данным картировочного бурения и наблюдениям в естественных выходах, она перекрывается последовательно мукасовской и зилаирской свитами. Мощност и состав ее очень сильно варьируют. В ряде разрезов она представлена только кремнистыми сланцами серого, зеленовато-серого и темно-серого цвета мощностью 20–40 м и с трудом отделяется от залегающих выше кремней мукасовской свиты. Визуально эти толщи расчленить трудно, и лишь находки конодонтов позволяют определить возраст той или иной пачки и, следовательно, решить вопрос о корреляции с тем или иным стратоном. Примером этому являются разрезы района д. Темясово, где на южной и северной окраинах деревни мукасовская толща подстилается пачкой черных, прослоями комковатых кремней с конодонтами (точка 01135; рис. 2.24) *Polygnathus cf. costatus costatus* Klap., *Panderodus* sp., распространенными в зонах *costatus*—*australis*. В вышележащих кремнистых сланцах собраны франские конодонты (точка 01137), характерные для низов мукасовской свиты.

В 5 км к западу от д. Ишмурзино по автостраде Баймак—Зилаир, севернее дороги, карьером вскрыта мукасовская свита в полном объеме. Ниже нее залегает кремнистая толща мощностью не более 30 м (рис. 2.25), содержащая среднедевонские конодонты (точка 01156). После закрытого интервала мощностью около 15–20 м ниже по разрезу обнажаются породы баймак-бурибайской свиты. Актауская свита здесь представлена маломощной толщей кремнистых пород.

В разрезах урочища Аргаган и южнее пос. Уфимский в кремнистой пачке, обнажающейся непосредственно ниже мукасовской свиты, также установлен стратиграфический интервал актауской свиты. Вопрос об отнесении к актауской свите пород в единой кремнистой толще может быть решен для каждого конкретного разреза только на основании находок конодонтовой фауны.

Выше, при характеристике туратской свиты, мы обращали внимание на сходство этих стратонов. Прослеживание их по площади с возможно полной фаунистической характеристикой позволяет сделать вывод о фациальном замещении актауской свиты в южных разрезах туратской и ишкининской. Стратиграфический объем актауской свиты в полных разрезах охватывает интервал 10 конодонтовых зон и соответствует совокупности вулканогенных стратонов: ирендыкской, карамалыташской, улутауской свитам. Несмотря на длительность формирования этих стратонов, мощность их сравнительно небольшая, не превышает 500 м. В отдельных раз-



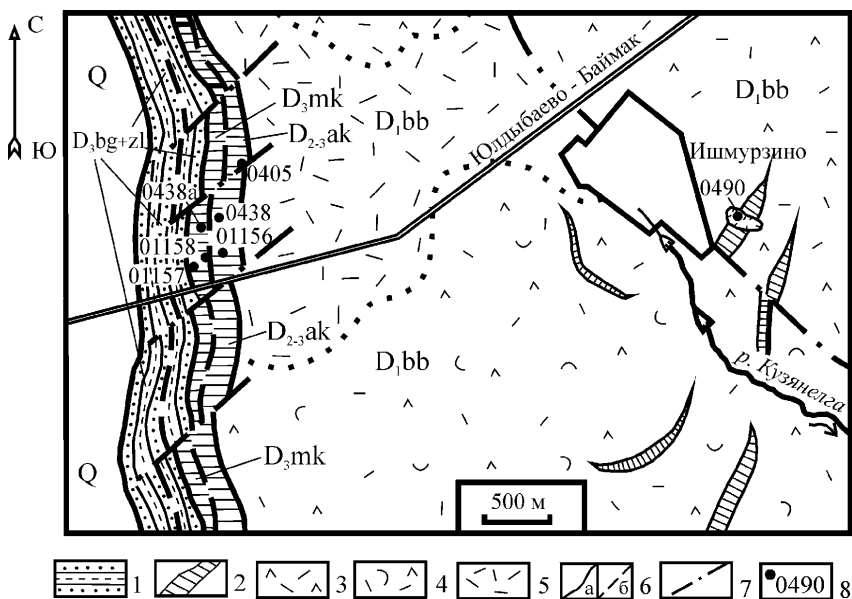
**Рис. 2.24. Схематическая геологическая карта района д. Темясово. Составили Д.Э. Цабадзе и др. [1982 г.], с изменениями**

$D_3zl$  — верхний девон, фаменский ярус, зилаирская свита;  $D_3bg$  — верхний девон, франский — фаменский ярусы, биягодинская свита (= бугодакская);  $D_3mk$  — верхний девон, франский ярус, мукасовская свита;  $D_{2-3ak}$  — средний — верхний девон, эйфельский — франский ярусы, актауская свита;  $S_1l$  — нижний силур, лландоверийский ярус, аналог дергаишской свиты.

**Условные обозначения:** 1 — полимиктовые песчаники, алевролиты, кремнистые алевролиты, глинистые сланцы; 2 — кремни, кремнеобломочные породы; 3 — базальты; 4 — серпентиниты; 5 — геологические границы: достоверные (а), предполагаемые (б); 6 — разрывные нарушения; 7 — места находок конодонтов

резах мощность актауской свиты составляет не более 50–70 м. Однако, несмотря на большую общность, туратская и актауская свиты все-таки имеют и существенные различия в составе слагающих пород, что связано с батиметрией бассейна и с особенностями привноса материала. Формирование актауской свиты и ее аналогов происходило очень медленно, особенно на участках, где шло кремненакопление. Поступление вулканомиктового материала было минимальным. Последний привносился только в отдельные зоны бассейна. Источником его являлись преимущественно местные подстилающие породы, но в небольших количествах материал поступал из области Ирндыкской островной дуги. Глубины этой части бассейна были ниже уровня карбонатной компенсации.

Таким образом, в характеристике актауской свиты следует отметить, что она представлена преимущественно кремнисто-глинистыми или только



**Рис. 2.25. Схематическая геологическая карта района д. Ишмурзино. Составила О.В. Артюшкова на основе карты А.А. Захарова и др. [1978 г.]**

Q — четвертичная система;  $D_3bg+zl$  — верхний девон, франкий — фаменский ярусы, биягодинская и зилайрская свиты нерасчлененные;  $D_3mk$  — верхний девон, франкий ярус, мукасовская свита;  $D_{2-3ak}$  — средний — верхний девон, эйфельский — франкий ярусы, актауская свита;  $D_1bb$  — нижний девон, эмский ярус, баймак-бурибайская свита.

**Условные обозначения:** 1 — полимиктовые песчаники, алевролиты, глинистые сланцы в переслаивании; 2 — кремни, яшмоиды; 3 — риодациты; 4 — туфы риодацитов; 5 — риолиты; 6 — геологические границы: установленные (а), предполагаемые (б); 7 — тектонические нарушения; 8 — местонахождения конодонтов

кремнистыми породами. Грубообломочные микститы развиты локально и присутствуют в отдельных разрезах. К югу от широты горы Шейняк в отдельных пересечениях (д. Мурзино 1-е) низы свиты замещаются редуцированной толщей тефроидов ирендыкской свиты [Биков и др., 1973 г.]. Общая мощность свиты, как правило, не превышает 250–300 м. Обломочный материал в микститах представлен главным образом породами, имеющими местное происхождение. Скорее всего, эродировались подстилающие толщи баймак-бурибайской свиты, и некоторая часть материала, очень незначительная, преимущественно псаммитовой размерности, поступала с Ирендыкской островной дуги. Вероятно, актауская свита формировалась в глубоководных обширных впадинах преддугового бассейна, где, как правило, накапливаются гемипелагические или пелагические осадки [Karig et al., 1978]. Сноса островодужного материала не происходило, так как, по-видимому, в восточном борту этих впадин находилась

тыловая часть Ирэндькской дуги, имевшая слабо расчлененный рельеф. В актауской свите отсутствуют осадочные породы облика улутауской свиты, которые широко развиты восточнее Ирэндькской островной дуги. Очевидно, Ирэндькская дуга во время накопления улутауской свиты являлась подводным барьером, препятствовавшим проникновению вулканической кластики с востока [Маслов и др., 1984]. В мукасовское время этот барьер погрузился, и турбидные потоки, перемешавшие граувакковый материал, стали проникать далеко на запад.

### ***Карамалыташская свита (D<sub>2</sub>kr)***

Впервые выделена Ф.И. Ковалевым [1944] из ирэндькской свиты Л.С. Либровича [1936]. Стратотип этого стратона описан в Карамалыташской антиклинали у пос. Старый Сибай (рис. 2.26). Карамалыташская свита хорошо изучена, так как является рудовмещающей. К ней приурочены крупные месторождения медноколчеданных руд на Южном Урале. Геологическое строение площадей развития свиты и ее вещественный состав освещены в работах О.А. Нестояновой [1959, 1963], А.С. Бобохова [1971, 1976], И.А. Буриковой [1972], И.С. Вахромеева [1971], В.С. Шарфмана [1968], С.Н. Иванова [1946, 1961], В.А. Прокина [1977], Т.И. Фроловой, И.А. Буриковой [1977], И.Б. Серавкина [1986] и многих других.

Карамалыташская свита имеет довольно широкое распространение в Западно-Магнитогорской зоне. Она слагает крупные антиклинальные структуры: Карамалыташскую, Сибайскую, Бакр-Узякскую, Юлдашевскую, Калиновскую, Шарыпскую и Саверовскую.

В стратотипической местности разрез имеет существенный недостаток: подошва свиты нигде не вскрыта. Ю.Л. Куваевский [1965] канавой вскрывал западный контакт карамалыташской и ирэндькской свит. Однако однозначного вывода о характере взаимоотношений между этими стратонами не имеется. Исследователи, изучавшие вскрытый разрез, не имеют единого мнения. Большая часть их считает, что ее контакт с нижележащей ирэндькской свитой тектонический. Севернее, в Юлдашевской антиклинали, контакт между этими свитами разбуривался В.В. Павловым и др. [1988 г.], которые также пришли к выводу о его тектонической природе. Взаимоотношения с вышележащей улутауской свитой, граница с которой согласная, можно наблюдать в естественных обнажениях.

Вещественный состав рудовмещающей карамалыташской свиты хорошо изучен и описан во многих работах, о которых упоминалось выше. Свита расчленяется на две толщи. Нижняя сложена преимущественно базальтами с подушечной отдельностью, лавобрекчиями и туфобрекчиями, тефроидами различной размерности кластогенного материала и туффитами с прослоями яшм. Реже встречаются риодацитовые порфиры и их туфы. Ее мощность достигает 1000 м. Верхняя толща, мощностью до 800 м, представлена главным образом дацитами и риолитами, им подчинены

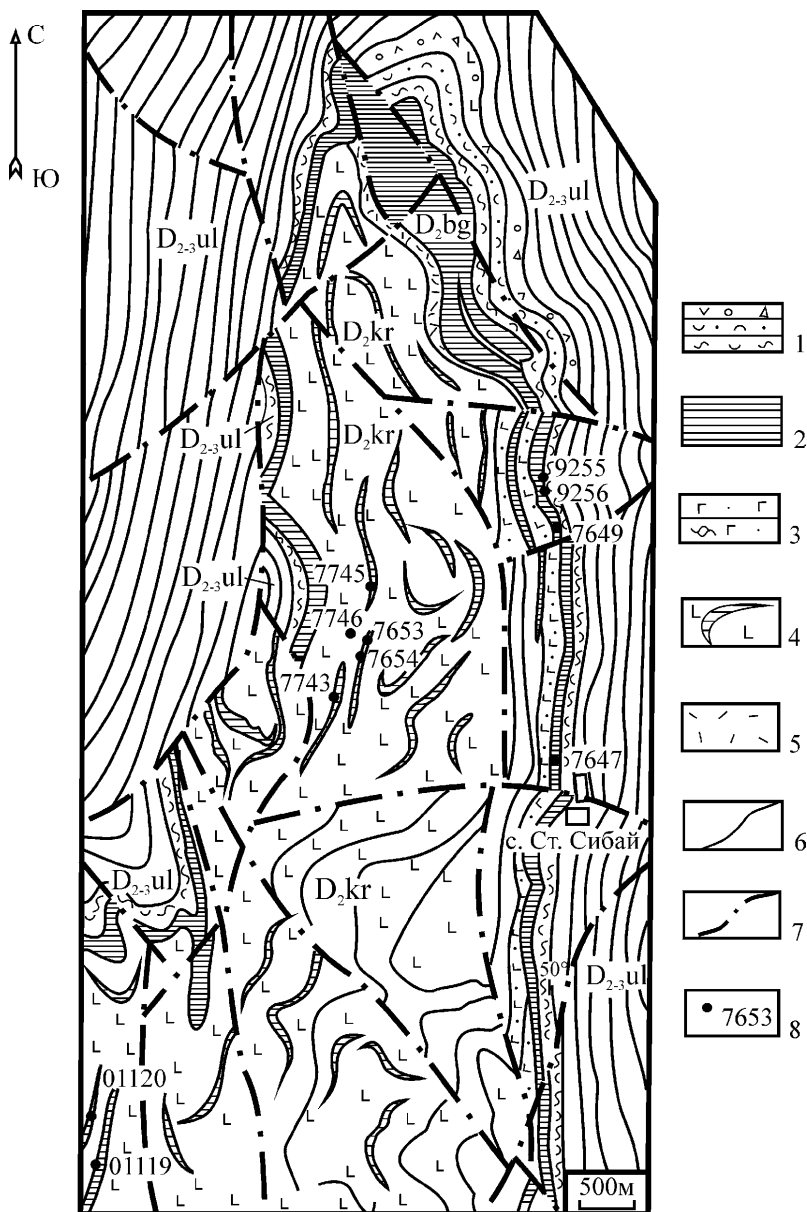


Рис. 2.26. Схематическая геологическая карта северной части Карамальташской антиклинали. Составили Д.Э. Цабадзе и др. [1984 г.], с упрощениями и изменениями  $D_{2-3}ul$  — средний — верхний девон, живетский — франкий ярусы, улутауская свита;  $D_2bg$  — средний девон, эйфельский ярус, бугульгырская толща;  $D_2kr$  — средний девон, эйфельский ярус, карамальташская свита.



**Условные обозначения к рис. 2.26:** 1 — тефроиды, микститы, вулканомиктовые песчаники, алевролиты, кремнистые алевролиты; 2 — яшмы; 3 — гиалокластиты, тефроиды; 4 — базальты с линзовидными прослоями яшм; 5 — риолиты; 6 — геологические границы; 7 — тектонические нарушения; 8 — местонахождения конодонтов

---

базальтовые порфириты и их туфы и лавобрекчии, гиалокластиты, туффиты с прослоями яшм, которые пользуются широким развитием в разрезе карамалыташской свиты. Прослой яшм, часто линзовидные, имеют мощность от 10–20 см до 10–12 м.

Возраст карамалыташской свиты постоянно был предметом дискуссий. Разброс в представлениях о стратиграфической принадлежности данного стратона объясняется отсутствием в нем фаунистических остатков. Упоминание о находках различной фауны (пелеципод, кораллов и разнообразных червеобразных трубчатых тел) в рудах Сибайского месторождения приводится в работах С.Н. Иванова [1946; Иванов и др., 1960]. О.Н. Щегловой-Бородиной [1956]. Она была определена как среднедевонская. Однако по большей части датировки были косвенными — по находкам макрофауны в известняках, которые напрямую не связаны с вулканитами карамалыташской свиты. Очевидно, именно по этой причине в Унифицированных схемах разных поколений она показана в разных стратиграфических интервалах. Так, в схеме 1963 г. место карамалыташской свиты определено в кобленцком ярусе нижнего девона, в следующей схеме 1968 г. она соответствует эйфельскому ярусу, а в Унифицированных схемах 1980 г. ее объем занимает эйфельский и нижнюю часть живетского ярусов среднего девона. Единственный пункт, фауна из которого долгое время служила основанием для датирования карамалыташской свиты, известен на горе Аюка. Здесь в толще с обломочными известняками разными исследователями в разные годы были собраны брахиоподы, кораллы и криноидеи позднеэйфельского и раннеживетского возраста, по которым одни считали свиту позднеэйфельской [Нестоянова, 1959], другие относили ее к позднему эйфелю — раннему живету [Биков и др., 1959 г.; Садрисламов и др., 1964 г.]. В.А. Масловым [1967, 1980] по новым сборам фауны из каждого обломка известняков показано, что в этой толще подавляющая часть обломков заключает в себе остатки фауны, распространенные в живетском ярусе (зона *Bornhardtina*), и 30% обломков содержат эйфельскую и эйфель-живетскую фауну. На основании этих данных возраст карамалыташской свиты был определен им как раннеживетский<sup>1</sup>. Подобное заключение о возрасте свиты сделано и В.В. Тамбовцевым и др. [1969 г.]<sup>2</sup>.

---

<sup>1</sup> В МСШ этот уровень соответствует эйфельскому ярусу.

<sup>2</sup> В настоящее время установлено, что толща с обломочными известняками не имеет отношения к карамалыташской свите, а должна сопоставляться с гадилевской толщей.

С 1982 г. карамалыташская свита стала объектом очень пристального поиска конодонтов в яшмовых прослоях, которые в разрезе распределены довольно часто. Был изучен стратотип свиты.

Большинство исследователей считает, что разрез карамалыташской свиты в одноименной антиклинали наращивается с запада на восток. Этот вывод подтверждается конодонтовой фауной, найденной в ряде точек (см. рис. 2.26).

Самые западные выходы вишневых омарганцованных яшм (нижние), залегающих среди базальтов, хорошо обнажены на левом склоне р. Карагайлы, севернее дороги Старый Сибай – турбаза БМСК на меридионально вытянутом хребтике в 2,5 км восточнее пионерлагеря «Орленок». В точке 01119 собраны многочисленные отпечатки конодонтов: *Polygnathus* cf. *angustipennatus* Bisch. et Zieg., *Pol. eiflius* Bisch. et Zieg., *Pol. linguiformis linguiformis* Hinde, *Pol. linguiformis linguiformis* Hinde морфотип *gamma* Bult., *Pol. cf. pseudofoliatius* Wit., *Tortodus kockelianus australis* (Jack.), характерные для зоны *australis*.

К западу от горы Карьюкмас, непосредственно западнее высоты 583,3, в руч. Глубокий (левый приток р. Карагайлы), в обрывах его меридиональной долины вскрыты лавобрекчии и лавы базальтов с подушечной отдельностью, переслаивающиеся с маломощными пачками туфов, туффитов и яшм. В одном из прослоев (см. рис. 2.26; точка 7743) найдены *Polygnathus* cf. *costatus costatus* Klap., *Pol. linguiformis linguiformis* Hinde, *Pol. cf. pseudofoliatius* Wit., и др. Данный комплекс характерен для зоны *australis*.

Восточнее, на юго-восточном склоне горы Карьюкмас (см. рис. 2.26) (точки 7653, 7654), в яшмах собраны *Polygnathus angusticostatus* Wit., *Pol. cf. eiflius* Bisch. et Zieg., *Pol. robusticostatus* Bisch. et Zieg., *Pol. trigonicus* Bisch. et Zieg. Севернее, на вершине горы Карьюкмас (точка 7746), найден довольно богатый комплекс конодонтов: *Polygnathus eiflius* Bisch. et Zieg., *Pol. linguiformis linguiformis* Hinde, *Pol. aff. robusticostatus* Bisch. et Zieg., *Pol. trigonicus* Bisch. et Zieg., *Tortodus kockelianus australis* (Jack.), *T. kockelianus kockelianus* Bisch. et Zieg., характеризующий зону *kockelianus*. Здесь же в точках 7744, 7745 (см. рис. 2.26) найдены *Polygnathus angusticostatus* Wit., *Pol. ex gr. costatus* Klap., *Pol. linguiformis linguiformis* Hinde, *Pol. cf. robusticostatus* Bisch. et Zieg., *Pol. trigonicus* Bisch. et Zieg., *Tortodus kockelianus australis* (Jack.).

В восточном крыле Карамалыташской антиклинали от пос. Старый Сибай в южном и северном направлениях протягивается выдержанный горизонт яшм, венчающий карамалыташскую свиту — бугулыгырская толща. У д. Давлетово на левобережье руч. Давлетовский (у артезианской скважины), в 250 м к северу от водотока в яшмах обнаружен богатый комплекс конодонтов (точки 7649, 0390): *Polygnathus* cf. *eiflius* Bisch. et Zieg., *Pol. linguiformis linguiformis* Hinde, *Pol. pseudofoliatius* Wit., *Pol. robusticostatus* Bisch. et Zieg., *Pol. trigonicus* Bisch. et Zieg., *Tortodus kockelianus kockelianus* Bisch. et Zieg., свидетельствующий об их принадлежности зоне *kockelianus*.

Яшмы бугулыгырской толщи имеют согласные границы с подстилающей карамалыташской свитой [Андронов, 1961; Хворова, Ильинская, 1963; Маслов, 1980; Маслов и др., 1984, 1987<sub>1,2</sub>; Стратиграфические ..., 1993; Маслов, Артюшкова, 2002] и с перекрывающими породами улугауской свиты [Шарфман, 1959; Маслов, 1980; Маслов и др., 1984, 1987<sub>1,2</sub>; Маслов, Артюшкова, 2002]. Генетически они связаны с карамалыташскими вулканитами, составляя единую базальт-яшмовую ассоциацию [Хворова, Вишневская, 1987].

Таким образом, по многочисленным находкам конодонтов в стратотипе карамалыташская свита отвечает зонам *australis* и *kockelianus* эйфельского яруса. Бугулыгырские яшмы в стратотипической местности также содержат конодонты, характерные для зоны *kockelianus*. Этот факт подтверждает их тесную связь с карамалыташской свитой.

На юге Западно-Магнитогорской зоны образованиями карамалыташской свиты сложена обширная территория Гайского рудного района от границы с Башкирией на севере до границы с Казахстаном на юге. На уровень эрозионного среза они выходят только в горст-антиклинальных и антиклинальных структурах (Северо-Калиновская, Калиновская, Шарьпская, Орская), а также на стыке с Присакмарско-Вознесенской подзоной к северу от г. Орск. В этом районе вулканиты карамалыташской свиты В.Т. Тищенко и др. [1978 г.] выделены под названием «бугулыгырский вулканогенный комплекс». К этому комплексу относятся лавы, кластолавы, «пиллоу-лавы», лаво- и туфобрекчи базальтов и долерито-базальтов с прослоями вулканомиктовых слоистых пород, кремней, яшм, радиоларитов и кремнистых туффитов.

К северу от г. Орск, в районе поселков Круторожино и Репинский, характер разреза близок к стратотипическому: лавы базальтов и долерито-базальтов с прослоями яшм перекрываются яшмовой бугулыгырской толщей. Из прослоев яшм в двух точках нами впервые собраны конодонты, характеризующие возраст вмещающих их базальтов. В 3 км по аз. 15° от пос. Круторожино, на левом склоне руч. Кизяташк (левый приток р. Елшанка), в 2 км выше его устья, в 400 м по аз. 340° от отметки 325,8, в прослое яшм мощностью 3–5 м обнаружены *Polygnathus* ex gr. *costatus* Klar., *Pol. trigonicus* Bisch. et Zieg., *Tortodus kockelianus kockelianus* Bisch. et Zieg. (точка 0380; см. рис. 2.10). Несколько выше по разрезу в точке 0381, в 600 м по аз. 342° от высоты 302,7, также в маломощном прослое яшм среди базальтов найден *Tortodus kockelianus australis* (Jack.). В этом же разрезе в 1,5 км по аз. 125° от триангуляционного пункта 405,3 в перекрывающих яшмах собраны *Polygnathus linguiformis linguiformis* Hinde, *Pol. pseudofoliatus* Wit. Анализ всей вышеприведенной фауны показывает, что по присутствию вида-индекса *T. kockelianus kockelianus* вулканогенный комплекс с яшмовой толщей следует относить к зоне *kockelianus*. Зона *kockelianus* соответствует верхней части афонинского горизонта. Поскольку находки конодонтов приурочены к самым верхним частям вулканогенного

разреза, нижележащие горизонты базальтов, видимо, отвечают зоне *australis*. Таким образом, весь бугулыгырский вулканогенный комплекс рассматривается нами в объеме эйфельского яруса и прямо сопоставляется с карамалыташской свитой Сибайского рудного района.

В Калиновской структуре конодонтовую характеристику получил яшмовый горизонт — бугулыгырская толща. В придорожном карьере в 1 км к востоку от пос. Калиновка (по дороге Гай — Колпакское) собраны *Polygnathus* ex gr. *costatus* Klap., *Polygnathus linguiformis linguiformis* Hinde, *Pol.* cf. *pseudofoliatius* Wit. (точки 0378, 0378а; см. рис. 2.17) и *Pol. angusticostatus* Wit. (точка 0477).

В Северо-Калиновской структуре яшмовая толща обнажена очень хорошо и имеет максимальную мощность до 300 м. В нижней части толщи в районе руч. Кувацкий на восточном склоне безымянной высоты, расположенной в 0,5 км к востоку от высоты с отметкой 385,4, определены *Polygnathus linguiformis linguiformis* Hinde (многочисленные), *Tortodus kockelianus kockelianus* Bisch. et Zieg. (точка 0476; см. рис. 2.17). Комплекс конодонтов подтверждает одновозрастность отложений, слагающих эти структуры, с вулканами карамалыташской свиты.

В Узункырской подзоне карамалыташская свита детально изучена В.В. Павловым и др. [1988 г.] в районе Юлдашевской антиклинали (рис. 2.27). Здесь они установили ее двучленное строение. Нижняя толща сложена слоистыми тейфроидами, гиалокластитамн, мелкообломочными туфами основного состава. Б.Д. Магадеев и др. [1975 г.] относили эту толщу к верхам ирендыкской свиты. Верхняя толща сложена преимущественно базальтами с многочисленными прослоями яшм мощностью от 5—10 до 20 м, содержащими конодонты. Базальтовая толща осложнена субвулканическими телами диабазов и многочисленными дайками.

---

**Условные обозначения к рис. 2.27:** 1 — четвертичная система, нерасчлененная (Q); 2 — нижний карбон, нерасчлененный (C<sub>1</sub>): известковистые песчаники, глинистые сланцы, известняки; 3 — верхний девон, фаменский ярус, зилаирская свита (D<sub>3</sub>zl): граувакковые песчаники, алевролиты, глинистые сланцы; 4 — верхний девон, нерасчлененный (D<sub>3</sub>): песчаники граувакковые, алевролиты, глинистые и глинисто-кремнистые сланцы; 5 — верхний девон, франский — фаменский ярусы, биягодинская свита (D<sub>3</sub>bg): нижняя подсвита (а) — песчаники полимиктовые, алевролиты, кремнистые алевролиты, глинистые сланцы, туфопесчаники; верхняя подсвита (б) — микстит (олиострома); 6 — верхний девон, франский ярус, мукасовская свита (D<sub>3</sub>mk): кремни черные и темно-серые, песчаники, внутрiformационные конгломераты; 7 — средний — верхний девон, живетский — франский ярусы, улутауская свита (D<sub>2-3</sub>ul): туфобрекчии, туфы базальтов, туфопесчаники, туффиты, кремнистые породы; 8 — средний девон, эйфельский ярус: а — ярлыкаповская свита (D<sub>2</sub>yar): яшмы и яшмовидные кремнистые породы красного и зеленого цвета; б — карамалыташская свита (D<sub>2</sub>kr): гиалокластиты, тейфroidы, миндалекаменные базальты, риодациты с прослоями туфов, туффитов, красных яшм; 9 — средний девон, эйфельский ярус, ирендыкская свита (D<sub>2</sub>ir): грубообломочные туфы базальтов, туфопесчаники, туффиты; 10 — нижний девон, эмский ярус, баймак-бурибайская свита (D<sub>1</sub>bb) (аналоги): базальты, их лавобрекчии, с прослоями красных яшм; 11 — нижний палеозой (δPZ<sub>1</sub>): серпентиниты; 12 — геологические границы: достоверные (а), условные (б); 13 — разрывные нарушения; 14 — элементы залегания; 15 — местонахождения фауны

В прослоях яшм, залегающих среди базальтов (см. рис. 2.27), в нижней части верхней толщи на широте д. Таксырово в районе горы Калкантау собраны конодонты (точки 0366, 0402): *Polygnathus* ex gr. *costatus* Klapp., Pol.

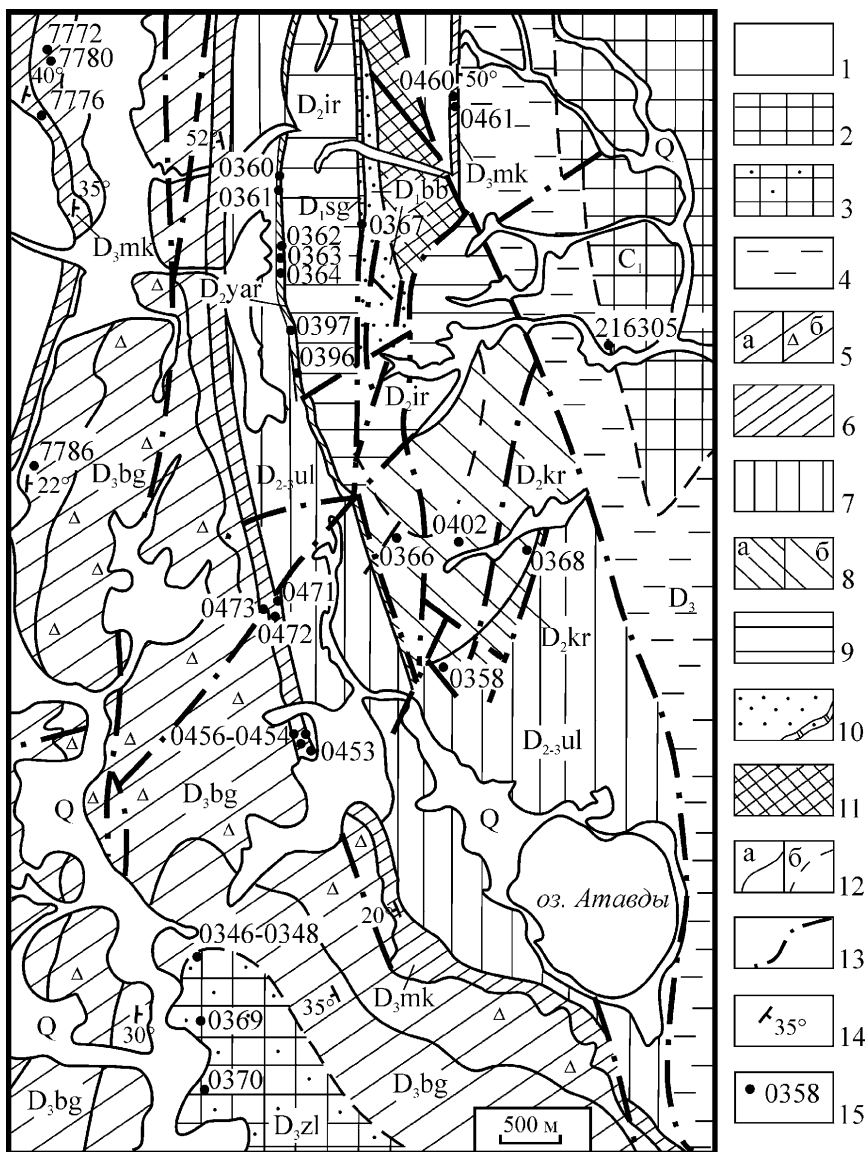


Рис. 2.27. Геологическая карта района Юлашевской структуры. Составили В.В. Павлов и др. [1988 г.], с изменениями

cf. *costatus costatus* Klap., *Pol. pseudofoliatum* Wit. Данный комплекс аналогичен фауне из нижней части карамалыташской свиты стратотипа.

Карамалыташская свита в этой структуре перекрывается яшмами, которые всеми предшествующими исследователями сопоставлялись с бугулыгирской толщей (горизонтом). Мощность толщи яшм на юг уменьшается до 30–40 м, а на север возрастает, достигая в районе д. Салаватово 100–120 м. На юге она залегает на карамалыташской свите, а на севере перекрывает с постепенным переходом ирендыкскую свиту. Такое залегание единой яшмовой толщи на свитах разной формационной принадлежности приводило всех исследователей к одному выводу: поскольку она перекрывает разные свиты, следовательно, имеет несогласную нижнюю границу, а ирендыкская и карамалыташская свиты являются фациальными аналогами [Херасков, 1951; Хворова, Ильинская, 1963; Маслов, 1974<sup>1,2</sup>; и другие]. Эта точка зрения существовала до 1985 г., пока не были начаты работы по поиску и изучению конодонтов во всех прослоях яшм, включая и верхний горизонт (бугулыгирский по представлению предшествующих исследователей). Конодонты были найдены практически по всему разрезу карамалыташской свиты (точки 0360–0365, 0396–0398, 0358, 0368 на рис. 2.27) [Маслов и др., 1987<sup>2</sup>; Стратиграфия ..., 1993; Маслов, Артюшкова, 2002]. Изучение конодонтов показало, что в тех разрезах, где яшмовый горизонт залегает на ирендыкской свите, конодонтовая фауна соответствует двум конодонтовым зонам (*australis* и *koskelianus*). Причем для основания характерен комплекс зоны *australis*, а в более верхней части разреза обычно обнаруживается и вид-индекс зоны *koskelianus*. Яшмовый горизонт мощностью 30–40 м, перекрывающий карамалыташскую свиту (район д. Таксырово), содержит конодонты зоны *koskelianus*. Из прослоев яшм среди базальтов карамалыташской свиты собраны конодонты, характерные для зон *australis* и *koskelianus* (точки 0366, 0402), как и в стратотипическом разрезе этой свиты. Все эти данные позволили нам впервые сделать вывод о том, что ирендыкская свита (д. Салаватово) перекрывается горизонтом яшм, имеющим объем двух конодонтовых зон, и он соответствует полному объему карамалыташской свиты вместе с бугулыгирской толщей (горизонтом) стратотипа.

Установление разновременности формирования двух яшмовых толщ, залегающих соответственно на ирендыкской и карамалыташской свитах, показало ошибочность представлений о том, что верхи ирендыкской свиты являются фациальным аналогом карамалыташской свиты. Фациальным аналогом последней следует рассматривать яшмовую толщу, перекрывающую ирендыкскую свиту. Поэтому мы сочли необходимым выделить ее в самостоятельный стратон с собственным названием. Он выделен нами (см. далее) как ярлыкаповская толща [Маслов и др., 1984, 1987<sup>1</sup>; Стратиграфия ..., 1993]. Однако по всем характеристикам ее следует считать свитой.

В северных разрезах Узункырской подзоны карамалыташская свита также представлена. Ее выходы протягиваются непрерывной полосой до д. Наурузово и далее в северо-восточном направлении до широты урочища Талышман, севернее которого эта свита не наблюдается. Вполне возможно, что она выклинивается из разреза, или «срезается» тектоническими нарушениями. Карамалыташская свита сложена значительными по мощности толщами базальтов с прослоями яшмоидов и кремнистых туффов. Мощность толщи вулканитов свиты достигает 2000 м.

Довольно полный разрез карамалыташской свиты, изученный многими исследователями в прежние годы, известен на горе Аюка. Долгое время он оставался единственным разрезом, в основании которого в обломочных известняках была найдена эйфель-живетская фауна [Маслов, 1980; Стратиграфия ..., 1993]. Толща с известняками представляет собой микститовую пачку мощностью не более 200 м, залегающую между ирендыкской и карамалыташской свитами в седловине в 0,8 км к востоку от вершины горы Аюка. В обломочном материале, помимо разной величины обломков известняков, отмечаются базальты ирендыкского облика, кремнистые туфоалевролиты, кислые эффузивы [Маслов, 1980]. Известняки отличаются многообразием. В нижней части разреза они органогенные, рыхлые, раскристаллизованные. В средней части породы представлены крупными глыбами обломочных разностей, инкрустированных гематитом. В этих известняках нами был обнаружен один экземпляр *Polygnathus patulus* Клар., распространенный в зонах *patulus*, *partitus* и *costatus*, соответственно — в верхней части эмса ( $D_1$ ) и низах эйфеля ( $D_2$ ). В верхней части микститовой пачки известняки мелкообломочные светло-серого цвета. Отмечаются интрузии диоритов. Ширина выхода этой пачки в пределах 50–60 м. Вверх по разрезу микстит постепенно «уравновешивается» и становится псаммитовым с большим количеством члеников криноидей. В конце интервала песчаники с криноидеями содержат ленточные прослойки и линзы зеленых и красных слоистых кремней. Выше по разрезу после выхода габброидов обнажаются слоистые кремнистые туффиты темно-серого цвета, принадлежащие уже собственно карамалыташской свите. Толща с известняками по имеющейся в ней фауне должна коррелироваться с гадилевской толщей. На юго-западном склоне высоты с отметкой 642,8 в прослое яшм из основания разреза карамалыташской свиты найден *Polygnathus linguiformis linguiformis* Hinde (точка 0595).

Севернее, в 1 км к северо-востоку от д. Еникеево, также в нижней части разреза в одном из прослоев яшм обнаружены отпечатки конодонтов *Polygnathus aff. trigonicus* Bisch. et Zieg. (точка 0603). В яшмах, залегающих в кровле вулканогенно-осадочной толщи, найден *Pol. pseudofolius* Wit. (точка 0604). Найденные в упомянутых пунктах конодонты единичны, но тем не менее являются характерными для карамалыташской свиты и обычны в комплексах, определяющих зоны *australis* и *kockelianus*.

На правобережье р. Урал между деревнями Наурузово и Сураманово карамалыташская свита перекрывается яшмовым горизонтом, который предшествующие исследователи сопоставляли с бугулыгырским горизонтом. В яшмах найден неплохой комплекс конодонтов (точка 0791), включающий *Polygnathus linguiformis linguiformis* Hinde, *Pol. linguiformis linguiformis* Hinde morphotype *gamma* Bult., *Pol. aff. pseudofoliatatus* Wit.

В 3–4 км юго-восточнее д. Уразово в яшмовых прослоях среди базальтов карамалыташской свиты собраны конодонты (точка 0775): *Polygnathus robusticostatus* Bisch. et Zieg., *Pol. trigonicus* Bisch. et Zieg.

Приведенные комплексы конодонтов сходны с комплексом из стратотипической местности (Карамалыташская антиклиналь), который встречается в карамалыташской свите и бугулыгырской толще. Аналогичные конодонты отмечены также и в более нижних горизонтах карамалыташской свиты, что свидетельствует о тесной генетической связи перекрывающихся яшм (бугулыгырская толща) и карамалыташской свиты.

Севернее широты урочища Тальшман вулканыты карамалыташской свиты не установлены. Некоторыми исследователями [Фролова, Бурикова, 1977; Маслов 1980; Знаменский, 1986] она выделяется к северу от оз. Ургун в зоне Тунгатаровского разлома. И.С. Анисимов и др. [1978 г.], проводившие в этом районе геологическое доизучение масштаба 1:50 000, полагают, что в этой полосе развиты отложения только улутауской свиты. Действительно, разрез выше ирендыкской свиты здесь заметно отличается по своему составу от типичной карамалыташской свиты широким развитием вулканогенно-осадочных слоистых образований.

По данным С.Е. Знаменского [1986], детально изучавшего район Ильинского рудного поля, в этой полосе развиты как вулканогенные образования риолит-базальтовой формации, так и вулканогенно-осадочные породы удаленных фаций. В нижней части разрез обычно представлен базальтами с подчиненными им пирокластическими породами и яшмоидами, верхи сложены дацитами, риодацитами и кремнистыми туффитами. Мощность вулканогенно-осадочного разреза составляет 300–600 м.

Практически все авторы отмечали слоистый характер этой толщи, широкое развитие в ней пачек туффитов кислого состава и очень тесную связь и сходство с вышележащей улутауской свитой. Очевидно, эта особенность и невозможность в сложной тектонической ситуации проследить фациальные переходы отложений обусловили неоднозначность трактовки возраста и положения этой толщи в стратиграфическом разрезе.

Отнесение данной толщи (каримовская толща у В.С. Коптева-Дворникова [1933 г.]) к улутауской свите способствовало формированию мнения, что в северной части Магнитогорского мегасинклинария существуют два рудных уровня: один карамалыташский и другой улутауский, к которому приурочены такие месторождения, как золоторудное Муртыкты, марганцевое Кожаевское и другие.



Перед нами была поставлена задача выяснения возраста пород, вмещающих золоторудное месторождение Муртыкты. Был проведен поиск конодонтов во всех перспективных породах как на самом месторождении, так и во всей толще в северных разрезах. В нескольких точках в ней были найдены конодонты.

На горе Муртыкты, непосредственно над штольнями месторождения (рис. 2.28), в кремнистых туффитах обнаружены (точка 0628) *Polygnathus* cf. *robusticostatus* Bisch. et Zieg., *Pol. ex gr. costatus* Klap. Данный комплекс дает основание сопоставить эту толщу с карамалыташской свитой стратотипа.

Рассматриваемая толща прослеживается непрерывной полосой на север. В 2–3 км южнее д. Старомуйнаково в прослое марганценосных яшмоидов среди толщи кремнистых туффитов, в 200–300 м выше по разрезу от основания толщи встречены отпечатки конодонтов (точка 0589): *Polygnathus eiflius* Bisch. et Zieg., *Pol. linguiformis linguiformis* Hinde.

В 50 м выше по разрезу вновь в виде прослоя мощностью 10–15 м залегают яшмоиды, также содержащие марганец. В этой пачке обнаружен аналогичный комплекс конодонтов (точки 0590, 0625): *Polygnathus eiflius* Bisch. et Zieg., *Pol. ex gr. costatus* Klap., *Tortodus* sp.

В 1 км южнее д. Старомуйнаково (точка 0781) в вишневых яшмах того же стратиграфического интервала найден *Polygnathus linguiformis linguiformis* Hinde.

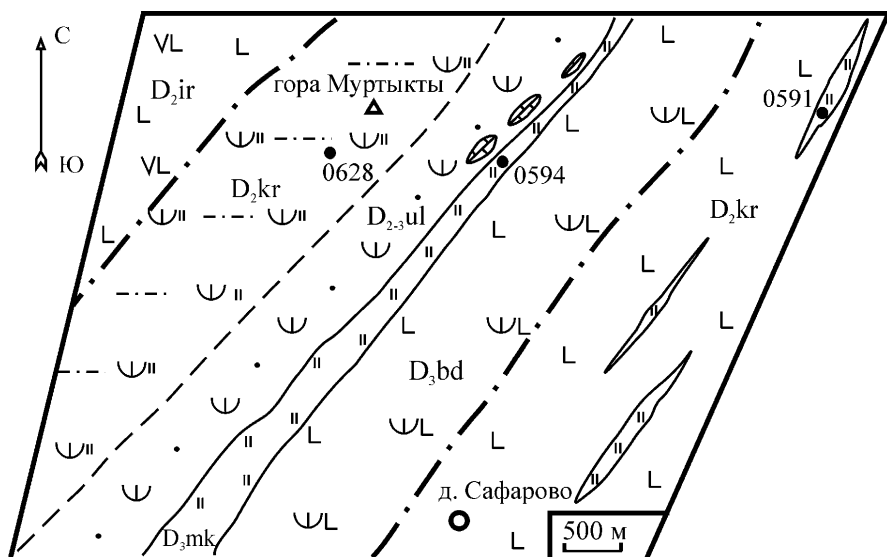


Рис. 2.28. Схематическая геологическая карта района горы Муртыкты. Составили В.А. Маслов, О.В. Артюшкова

Условные обозначения см. на рис. 2.15

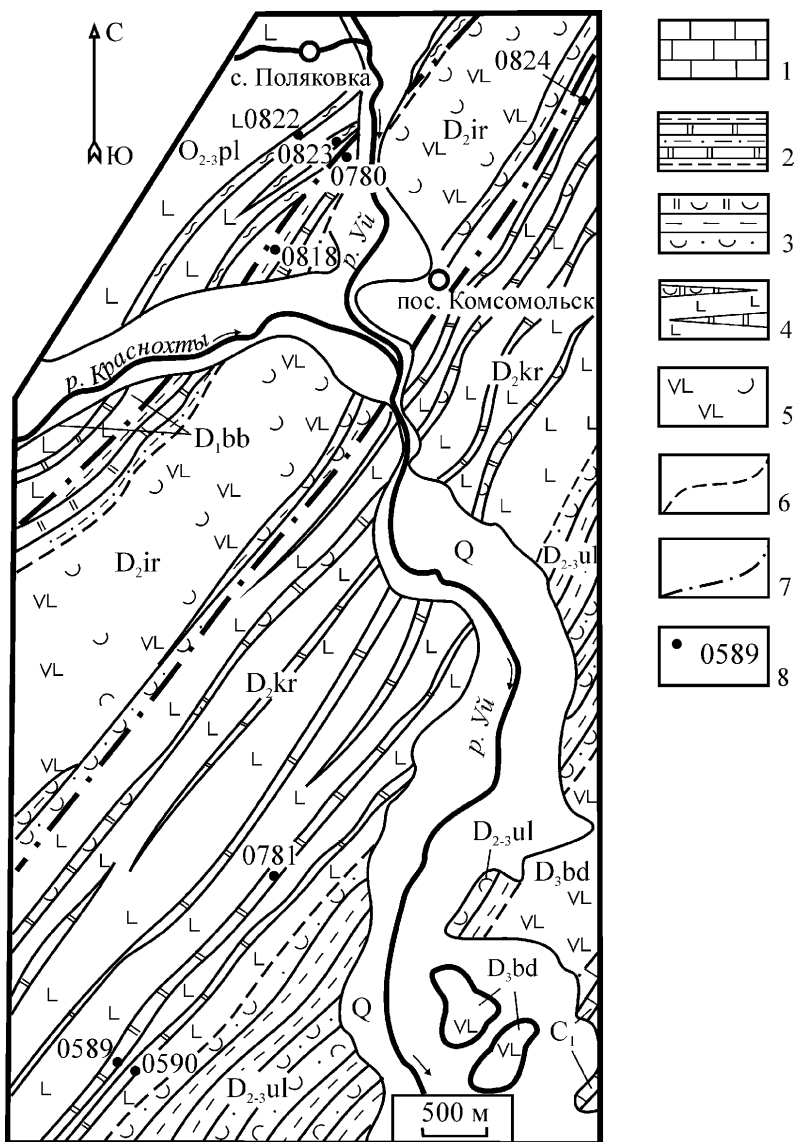
Севернее пос. Комсомольский (центральная усадьба свх. Поляковский) в районе Кожаевского марганцевого месторождения обнажена пачка кремнистых туффитов, переслаивающихся с омарганцованными яшмоидами. Она залегает в низах вулканогенно-осадочной толщи близ тектонического контакта с ирендыкской свитой, слагающей гору Беркута (рис. 2.29). В туффитах были обнаружены отпечатки и целые формы конодонтов (точка 0824): *Polygnathus* cf. *pseudofoliatius* Wit., *Pol.* cf. *trigonicus* Bisch. et Zieg., *Tortodus* cf. *kockelianus kockelianus* (Bisch. et Zieg.), характерные для карамалыташской свиты. В 200–250 м выше по разрезу залегают два прослоя яшмоидов, которые хорошо обнажены в выемке автостреды Учалы – Миасс севернее пос. Комсомольский. Эти прослои по положению в разрезе являются продолжением прослоев, изученных нами южнее д. Старомуйнаково. Находки конодонтов не дают нам иного варианта для датирования данной толщи, кроме как зоной *kockelianus*, и сопоставления ее с карамалыташской свитой.

Своеобразный литологический облик этой толщи отмечался многими исследователями. Строгое стратиграфическое положение ее выше порфиритов ирендыкской свиты, выдержанность на значительной территории и надежное обоснование фауной (конодонты) указывают на то, что она является полным возрастным аналогом карамалыташской и ярлыкаповской свит и представляет собой удаленную фацию вулканитов, слагающих разрез карамалыташской свиты в Учалинско-Александринской подзоне. Мы не исключаем вариант объединения этой толщи с вышележащей улутауской свитой в одно стратиграфическое подразделение, как это делал В.С. Коптев-Дворников [1933 г.], выделяя каримовскую свиту, поскольку границу между ними провести практически невозможно из-за очень близкого литологического состава. Этот факт отмечали все съемщики. Однако при корреляциях одни считали данную толщу улутауской свитой [Анисимов и др., 1978 г.], другие справедливо полагали, что она соответствует карамалыташской и улутауской свитам вместе взятым. Большое сходство комплексов конодонтов из сопоставляемых отложений Узункырской подзоны свидетельствует об их одновозрастности, хотя фациальные аналоги вулканитов карамалыташской свиты в этом районе представлены не яшмами ярлыкаповской толщи, как в более южных районах, а толщей вулканогенно-осадочных пород с многочисленными прослоями кремнистых туффитов и породами базальтов.

В Присакамарско-Вознесенской подзоне выделение аналогов карамалыташской свиты стало возможным только благодаря фауне конодонтов.

---

**Условные обозначения к рис. 2.29:** 1 — известняки; 2 — вулканомиктовые алевролиты, кремнистые туффиты, яшмоиды; 3 — вулканомиктовые песчаники и алевропелиты, кремнистые туффиты, тейроиды; 4 — базальты с прослоями кремнистых сланцев; 5 — тейроиды, вулканомиктовые песчаники, туфобрекчии и лавобрекчии базальтов; 6 — стратиграфические границы; 7 — тектонические нарушения; 8 — местонахождения конодонтов



**Рис. 2.29. Геологическая карта района пос. Комсомольск. Составили И.С. Анисимов и др. [1983 г.], с изменениями**

Q — четвертичная система; C<sub>1</sub> — нижний карбон; D<sub>3</sub>bd — верхний девон, франкий — фаменский ярусы, буголакская свита; D<sub>2-3</sub>ul — средний — верхний девон, живетский — франкий ярусы, ултауская свита; D<sub>2</sub>kr — средний девон, эйфельский ярус, аналог карамалыташской свиты (муртыктинская толща); D<sub>2</sub>ir — средний девон, эйфельский ярус, ирендыкская свита; D<sub>1</sub>mn — нижний девон, лохковский — эмсский ярусы, мансуровская толща; O<sub>2-3</sub>pl — средний — верхний ордовик, поляковская свита.

На юге — это *кульбердинский* вулканогенный комплекс [Тищенко, 1978 г., 1983 г.; Стратиграфия ..., 1993]. Выделенный стратон развит локально в зоне Главного Уральского разлома. Здесь обнажаются базальты с прослоями тефроидов и яшмоидов. В 1990 г. в зеленовато-серых и вишневых яшмоидах в обнажении на левом берегу р. Кульберда (правый приток р. Туратка), в 4 км выше устья, в 500 м по аз. 115° от отметки 361,8 нами найдены единичные отпечатки конодонтов (точка 7827, 0479) *Polygnathus* aff. *robusticostatus* Bisch. et Zieg., *Pol.* ex gr. *costatus* Klap., характерные для карамалыташской свиты.

### **Ярлыкаповская свита (D<sub>2</sub>yar)**

Выделена В.А. Масловым, О.А. Аргюшковой и В.Н. Барышевым [1984] первоначально в ранге толщи. Во все предыдущие схемы стратиграфии помещалась как бугулыгырский горизонт (толща). Обоснование выделения яшмовой толщи в отдельный стратон рассмотрено при характеристике карамалыташской свиты в Юлдашевской структуре Узункырской подзоны. Было показано, что толща яшм, перекрывающая ирендыкскую свиту, является аналогом карамалыташской свиты и бугулыгырского горизонта (конденсированный разрез). Она отвечает всем параметрам свиты.

Название свиты дано по д. Ярлыкапово на р. Бол. Кизил, где описан ее стратотипический разрез. Рассматриваемый стратон имеет широкое распространение в Западно-Магнитогорской зоне. Выдержанной полосой он прослеживается вдоль восточного склона хр. Ирендык и залегает с постепенным переходом на ирендыкской свите почти на всем ее простирании, а также перекрывает данную свиту и в Узункырской подзоне. Лишь в отдельных разрезах ярлыкаповская свита отсутствуют в силу локального перерыва между улутауской свитой и подстилающими отложениями. Примером этому являются разрезы горы Траташ, где совершенно отчетливо улутауская свита с конгломератами в основании залегает на гадилевской толще, местами гематитизированной [Маслов, 1980]. Севернее, у дд. Назаркино и Мустаево ярлыкаповская толща имеет мощность не менее 30–40 м, а далее на север она достигает уже 100 м в отдельных разрезах. Перерыв под улутауской свитой можно наблюдать на хребтике к юго-востоку от бывшей д. Гадельша. Доказательством его локального характера может служить нерезкий контакт улутауской и карамалыташской свит в северной периклинали Карамалыташской антиклинали. В южной части Западно-Магнитогорской зоны, где ирендыкская свита имеет редуцированный разрез, ярлыкаповская свита также имеет сокращенные мощности, в пределах первых метров (гора Эльбаш, д. Абдулнасырово и др.). Местами контакт подорван, и тогда на этом уровне отмечаются кварц-гематиты и проявления марганцевого оруденения.

Стратотипической местностью, где можно наблюдать разрезы рассматриваемой яшмовой толщи, является район д. Ярлыкапово (рис. 2.30).

В разрезе непосредственно у деревни в основании найден *Polygnathus costatus costatus* Klap. (точка 0345).

В 3–4 км южнее стратотипического разреза, у д. Тал-Кускарово, яшмы охарактеризованы конодонтами в ряде точек. На левом берегу р. Бол. Кизил, в 500 м южнее детской дачи «Светлячок», собраны (точка 7634) *Polygnathus cf. costatus costatus* Klap., *Pol. ex gr. linguiformis* Hinde, *Pol. pseudofoliatus* Wit. В точке 7616 определены *Polygnathus ex gr. costatus* Klap., *Pol. linguiformis linguiformis* Hinde, *Pol. cf. linguiformis pinguis* Wed.

В 10 км севернее, к северу от дороги Аскарово – Рыскужино на хр. Аюкар, в яшмах, которые прослеживаются непрерывно от д. Ярлыкапово, собраны (точка 7773) *Polygnathus linguiformis linguiformis* Hinde, *Pol. cf. robusticostatus* Bisch. et Zieg., *Tortodus kockelianus australis* (Jack.). Данный комплекс аналогичен комплексу конодонтов, характерному для карамылташской свиты и бугулыгырской толщи.

В южном направлении яшмы ярлыкаповской свиты прослеживаются непрерывно до д. Мустаево, где также содержат близкий комплекс конодонтов (точки 7741, 00239) *Polygnathus cf. costatus costatus* Klap., *Pol. trigonicus* Bisch. et Zieg., и затем довольно быстро выклиниваются. Уже к югу от д. Назаркино вышележащая улутауская свита залегает непосредственно на гадилевской толще ирендыкской свиты (разрезы горы Траташ и южнее) (рис. 2.31).

Находки конодонтов в яшмах района дд. Губайдуллино и Комсомольская ферма в западном обрамлении Ирендыкской структурно-фациальной подзоны разрешают существовавшие долгое время дискуссии об их возрасте и положении в разрезе. Разные исследователи высказывали разные точки зрения. Многие считали, что яшмы являются бугулыгырским горизонтом и начинают собой разрез улутауской свиты [Нестоянова, 1946 г.; Ковалев, 1944; Ленных, 1956 г. и др.]. По мнению О.А. Нестояновой, яшмы залегают в синклиналиных мульдах западного крыла Ирендыкской антиклинали. Аналогичной точки зрения придерживались В.Л. Волошин и др. [1959 г.] и И.С. Вахромеев [1986 г.]. Находки конодонтов к северу от оз. Талкас на отрезке от широты д. Губайдуллино до р. Бол. Кизил показали, что как на западном крыле этой крупной антиклинальной складки, в которую смяты породы ирендыкской свиты, так и на восточном залегает разновозрастная яшмовая толща — ярлыкаповская свита. Южнее и севернее этого участка ирендыкская свита залегает моноклиально.

У д. Губайдуллино, в районе горы Карагазкыр, в яшмах буроватого цвета найдены *Polygnathus cf. costatus costatus* Klap. (точка 0447).

Севернее д. Комсомольская ферма в нижней части яшмового горизонта собраны (точка 0457): *Polygnathus eiflius* Bisch. et Zieg., *Pol. pseudofoliatus* Wit., *Pol. robusticostatus* Bisch. et Zieg., *Pol. trigonicus* Bisch. et Zieg., *Tortodus kockelianus kockelianus* Bisch. et Zieg. Данный комплекс типичен для карамылташской свиты.

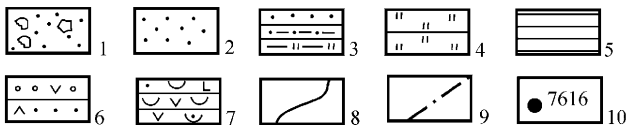


Рис. 2.30. Схематическая геологическая карта района д. Ярлыкапово. Составили В.В. Павлов и др. [1988 г.], с изменениями и упрощениями

Q — четвертичные отложения;  $D_3bg$  — верхний девон, франкий — фаменский ярусы, биягодинская свита;  $D_3bg_1$  — нижняя подсвита;  $D_3bg_2$  — верхняя (олистостромовая) подсвита;  $D_3mk$  — верхний девон, франкий ярус, мукасовская свита;  $D_{2-3}ul$  — средний — верхний девон, живетский — франкий ярусы, улутауская свита;  $D_2yar$  — средний девон, эйфельский ярус, ярлыкаповская свита;  $D_2ir$  — средний девон, эйфельский ярусы, ирендыкская свита.

На всей площади распространения ирендыкской свиты во многих разрезах можно наблюдать постепенный переход между ярлыкаповской свитой и подстилающими и перекрывающими породами. Во многих последовательностях ярлыкаповская свита залегает на гадилевской толще. В других разрезах яшмы перекрывают непосредственно ирендыкскую свиту.

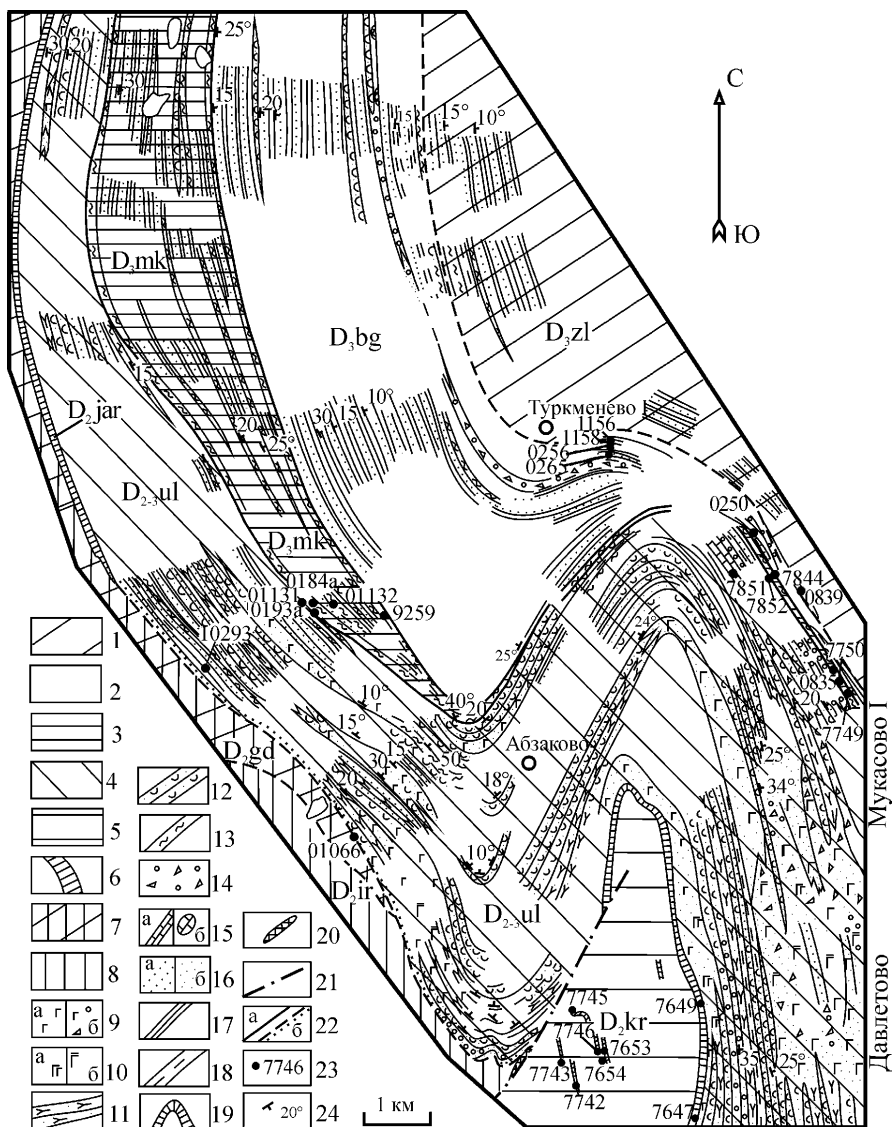
Обнажений, где отчетливо можно наблюдать постепенный переход между гадилевской толщей (тефроиды с криноидеями) и ярлыкаповскими яшмами, немного. Хорошо вскрытая граница ярлыкаповской свиты и подстилающей гадилевской толщи изучена нами на левобережье р. Таналык, в 2 км к югу от д. Первомайское и в 0,7 км на север-северо-запад от горы Хаклускан. Здесь на туффитах верхней части гадилевской толщи, содержащих остатки криноидей, залегают зеленовато-серые с голубоватым оттенком яшмовидные кремни, сменяющиеся вверх по разрезу полосчатыми яшмами, в которых чередуются вишневые и зеленые слои. Завершают разрез свиты вишневые яшмы. В точке 01147 (см. рис. 2.18) в зеленых кремнях основания свиты собраны многочисленные конодонты *Polygnathus* ex gr. *costatus* Klap., *Pol. eiflius* Bisch. et Zieg., *Pol. ex gr. linguiformis* Hinde, *Pol. pseudofoliatius* Wit. В вышележащих вишневых яшмах найдены (точка 01149) *Polygnathus linguiformis linguiformis* Hinde, *Pol. pseudofoliatius* Wit., *Pol. trigonicus* Bisch. et Zieg., *Tortodus kockelianus kockelianus* (Bisch. et Zieg.), характерные для ярлыкаповской и карамалыташской свит.

Мощность ярлыкаповской свиты варьирует. Какую-либо закономерность в этом вопросе установить сложно. Естественно, мощность ее обусловлена условиями седиментации, которые существовали в той или иной зоне бассейна. С одной стороны, ярлыкаповская свита, как удаленная фация карамалыташской вулканогенной свиты, в разрезах, расположенных близко к зоне активного вулканизма, должна была бы иметь минимальную мощность. Однако такой зависимости не наблюдается. Напротив, на некоторых участках, заметно удаленных от центров вулканической деятельности, мощность ярлыкаповской толщи достигает 40–50 м. Примером этому могут служить разрезы района горы Балтатау. В то же время в разрезах, расположенных рядом, мощность яшм не превышает 6–7 м. Вполне допустимо, что яшмы большой мощности могли формироваться в относительно глубоководных условиях при слабой гидродинамической активности придонных слоев воды. Несомненно одно, что глубины моря были больше глубин карбонатной компенсации, о чем свидетельствует совершенное отсутствие известняков в ярлыкаповской свите.

Завершая характеристику ярлыкаповской свиты, необходимо обратить внимание на следующие факты. Детальное картирование Юлдашевой

---

**Условные обозначения к рис. 2.30:** 1 — микститы; 2 — песчаники; 3 — алевролиты, глинистые алевролиты и кремнисто-глинистые сланцы; 4 — кремнистые сланцы; 5 — яшмы; 6 — мелкогалечные туфоконгломераты, туфогравелиты, туфопесчаники; 7 — туффиты; 8 — геологические границы; 9 — тектонические нарушения; 10 — местонахождения конодонтов



**Рис. 2.31.** Схематическая геологическая карта верхьев р. Худолаз. Составил В.А. Маслов [1980], с изменениями

**Условные обозначения:** 1–3 — верхний девон: 1 — фаменский ярус, зилайская свита ( $D_3.zl$ ): полимиктовые и граувакковые породы; 2 — франкий — фаменский ярусы, биягодинская свита ( $D_3.bg$ ): полимиктовые песчаники и алевролиты, кремнистые алевролиты, микститы; 3 — франкий ярус, мукасовская свита ( $D_3.mk$ ): кремнистые сланцы, песчаники; 4 — средний — верхний девон, живетский — франкий ярусы, улутауская свита ( $D_{2-3}.ul$ ): переслаивание вулканогенно-осадочных и вулканогенных пород базальтового и андезибазальтового со-



структуры и послойное изучение конодонтов из ярлыкаповской свиты и прослоев яшм в карамалыташской свите позволили нам доказать их полную разновозрастность. По фауне конодонтов можно подтвердить постепенное замещение вулканитов карамалыташской свиты яшмами ярлыкаповской свиты [Маслов и др., 1987<sub>2</sub>; Стратиграфия ..., 1993]. Тесная связь яшмовой толщи с карамалыташской и ирендыкской свитами и выдержанное простирание яшмового горизонта без нарушения сплошности делает Юлдашевскую структуру классическим примером фациального замещения вулканитов яшмами, доказанного только находками конодонтов, выполненных авторами в 1985–1987 гг. [Маслов и др., 1987<sub>2</sub>; Маслов, Артюшкова, 2002].

В Присакмарско-Вознесенской подзоне аналоги карамалыташской и ярлыкаповской свит в ряде разрезов представлены слоистыми кремнями серого и черного цвета, иногда с буроватым оттенком, образующими довольно мощные пачки (30–50 м), венчающие туратскую свиту. Такие разрезы описаны нами на горе Турат, в урочище Каменная гора, у д. Юша (см. текст выше).

Таким образом, в интервале, отвечающем зонам *australis* и *kockelianus*, в Западно-Магнитогорской зоне выделяются несколько стратонов: вулканогенная карамалыташская свита и ее фациальные аналоги — ярлыкаповская свита, представленная яшмово-кремнистым типом разреза, и вулканомиктово-кремнистая муртыктинская толща.

### *Улутауская свита (D<sub>2-3</sub>ul)*

Впервые свита выделена Л.С. Либровичем [1936]. Стратотипический разрез ее описан на горе Улутау, расположенной в 8–10 км к северо-западу от г. Сибай.

Определяющую роль в составе свиты играют туфогенные, туфогенно-осадочные и осадочные образования. В северных районах в верхней части улутауской свиты появляются вулканиты андезибазальтового состава (туфогенные разности). Отчетливых лавовых толщ большой мощности не наблюдается. В целом, если характеризовать улутаускую свиту стратотипической местности и за ее пределами, то в полосе протяженностью

---

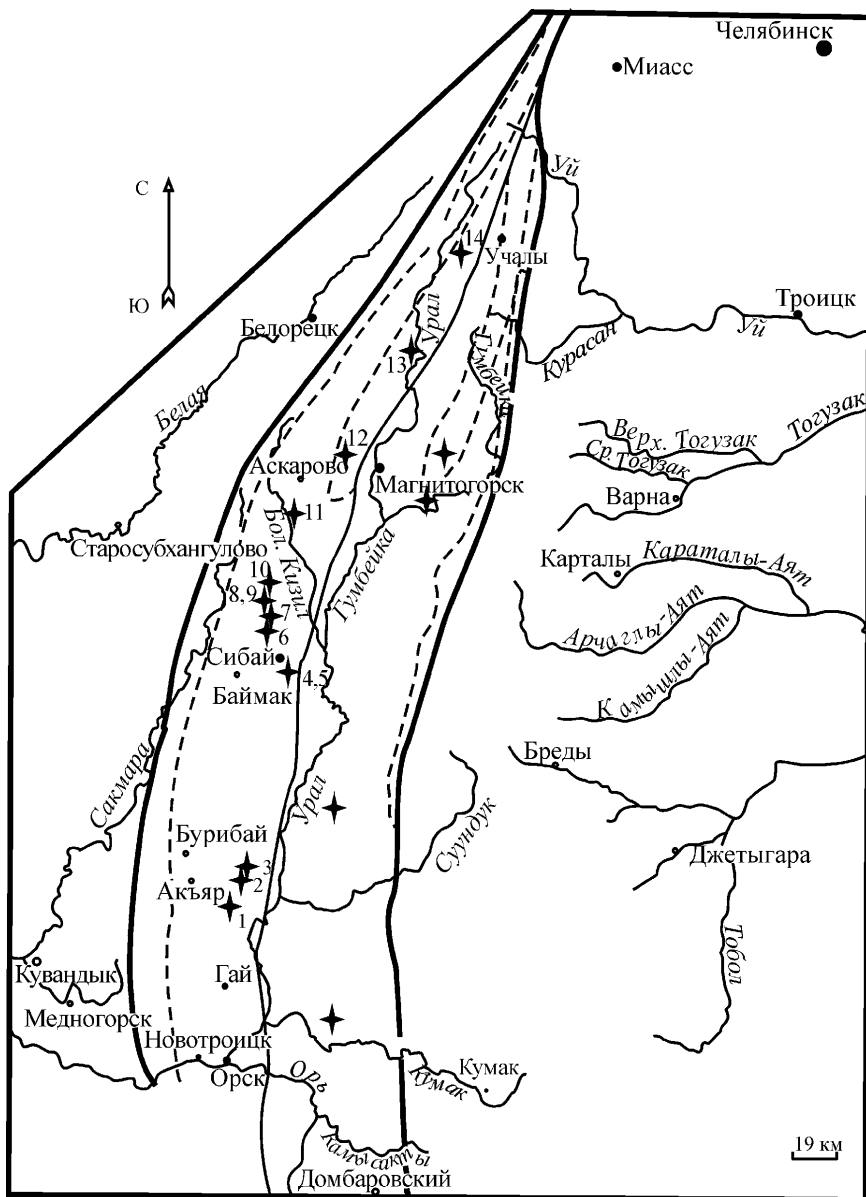
става; 5–6 — средний девон, эйфельский ярус: 5 — карамалыташская свита (D<sub>2kr</sub>): базальты и их туфы, дациты и риолиты, кремнистые туффиты, яшмы; 6 — ярлыкаповская свита (D<sub>2jar</sub>): яшмы; 7 — средний девон, эйфельский ярус, гадилевская толща (D<sub>2gd</sub>): эффузивно-осадочные породы андезибазальтового и базальтового состава с линзами известняков; 8 — средний девон, эйфельский ярус, ирендыкская свита (D<sub>2ir</sub>): андезибазальты, базальты и их туфы; 9 — базальты и андезибазальты (а), туфобрекчий базальтового и андезибазальтового состава (б); 10 — базальты: пироксен-плагиоклазовые (а), плагиоклазовые (б); 11 — туффиты мелкообломочные; 12 — туфопесчаники и туфоалевролиты; 13 — кремни; 14 — конгломераты и брекчии; 15 — известняки: прослой (а), обломки (б); 16 — песчаники (а), алевролиты (б); 17 — глинистые сланцы; 18 — глинисто-кремнистые сланцы; 19 — яшмы; 20 — кварцегематитовые породы; 21 — тектонические нарушения; 22 — стратиграфические контакты: согласные (а), трансгрессивные (б); 23 — точки местонахождений конодонтов; 24 — элементы залегания

около 450 км от широты д. Курамино на севере и до широты створа плотины Ириклинского водохранилища на юге можно видеть, что она сложена самыми разнообразными слоистыми вулканомиктовыми отложениями. Они образуют сложные парагенетические сообщества. Состав кластики пород улутауской свиты очень разнообразен. Гранулометрия пород — от грубозернистых до тонкозернистых разностей, образующих самые разнообразные взаимопереходы и комбинации. В них широко развита градационная сортировка материала [Маслов, 1980; Маслов и др., 1984]. Во многих разрезах улутауской свиты на различных стратиграфических уровнях встречаются валунные и глыбовые микститы, в некоторых разрезах с обломками известняков.

Наибольшие мощности улутауская свита имеет в стратотипической местности и на юге Западно-Магнитогорской зоны — от 1500 до 2000 м (рис. 2.32, рис. 2.33 на вкладке). К северу от типовых разрезов мощность ее постепенно сокращается и севернее широты с. Аскароро она выклинивается из разреза или «срезается» тектоническим нарушением. В южном направлении мощность свиты несколько возрастает. Особенно это выражено в Гайском рудном районе, где она сложена образованиями, идентичными отложениям из типовых разрезов (Кизило-Уртазымская синклиналичная зона). В Узункырской подзоне севернее широты оз. Банное улутауская свита слагает крылья Верхнеуральской и Имангуловской синклиналичных структур, а также протягивается узкой полосой вдоль восточного склона хр. Северный Ирландык, прослеживаясь далеко на север в район г. Миасс. Мощность улутауской свиты в районе дд. Ягудино, Наурузово, по всей видимости, не превышает 600–800 м. На широте месторождения Муртыкты она ограничивается 400–500 м. В северном направлении мощность постепенно возрастает и уже в районе д. Курамино достигает 700–800 м.

Нижняя граница с карамалыташской и ярлыкаповской свитами постепенная. Перекрывается улутауская свита кремнистыми сланцами мукасовской свиты. Участки, где можно наблюдать обнаженную верхнюю границу, не редки. В первую очередь это стратотипическая местность [Маслов, 1980; Маслов и др., 1984; Маслов, Артющкова, 2002]. Граница с мукасовской свитой согласная.

Возраст улутауской свиты был установлен Л.С. Либровичем как средний девон. Им не исключалось также отнесение нижних горизонтов ее к верхам нижнего девона [Либрович, 1936]. Последующими работами возраст свиты был уточнен и ограничен живетским веком [Биков и др., 1959 г.; Нестоянова, 1964 г.; Куваевский, 1961 г.] либо второй его половиной [Садрисламов и др., 1972 г.; Маслов, 1980]. Основанием для датирования свиты служили находки живетской фауны в обломках известняков, обычно содержащих *Stringocephalus burtini* Defr. Позднее В.А. Масловым было установлено, что верхняя (третья) толща свиты в стратотипическом разрезе имеет раннефранский возраст [Маслов, 1969<sub>2</sub>]. Впоследствии этот



**Рис. 2.32. Схема расположения разрезов средне-верхнедевонских отложений в Магнитогорской мегазоне**

Звездочками с цифрами показаны места расположения изученных разрезов: 1 — Таштугай, 2 — Мал. Уртазымка, 3 — Тулубай, 4, 5 — оз. Колтубан, 6 — Мукасево, 7 — Сиялигур, 8 — Куюбаш, 9 — Траташ — Туркменеве, 10 — Мустаево — Басаево, 11 — Бол. Кизил, 12 — Салаватово, 13 — Москва — Вятский, 14 — Имангулово

вывод был подтвержден находками конодонтов во многих разрезах Западно-Магнитогорской зоны.

Стратотип улутауской свиты изучен нами в районе горы Улутау [Маслов, 1980; Маслов и др., 1984, 1987; Стратиграфия ..., 1993; Маслов, Артющкова, 2002]. Ее граница с подстилающей карамалыташской свитой очень хорошо обнажена в северном периклинальном замыкании Карамалыташской антиклинали (см. рис. 2.26), в 1,5 км юго-восточнее горы Бугалгор (716,5), где на правом берегу ручья, протекающего через д. Мукасево 2-е, вскрывается верхняя часть карамалыташской свиты.

В основании склона высоты с отметкой 567,6, обращенном на запад, можно наблюдать пачку агломератовых туфов кислого состава, переслаивающихся с гиалокластитамы мощностью 14–15 м.

На гиалокластитах залегают слоистые яшмы красно-бурого цвета (15–17 м) с многочисленными конодонтами, характерными для зоны *koskelianus* (точка 9256), перекрывающиеся базальтами мощностью 10–15 м.

Восточнее и выше по разрезу вновь обнажены слоистые яшмы (10–12 м) с конодонтами зоны *koskelianus* [Маслов, Артющкова, 2002].

На этой пачке яшм залегают слой кремнистых туффитов, тонко переслаивающихся с вулканомиктовыми песчаниками светло-серого цвета (по-видимому, кислого состава). Этот слой имеет мощность 5–6 м. По простирацию в южном направлении он несколько меняется и в 300–400 м становится более кремнистым, зеленовато-серого цвета, и несколько увеличивается в мощности, достигая 8–9 м. Далее на юг этот линзовидный слой постепенно выклинивается.

Восточнее вновь залегают яшмы тонкослоистые с конодонтами зоны *koskelianus* мощностью 7–8 м, переходящие вверх по разрезу в полосчатые яшмы, представляющие собой чередование тонких (не более 1 см) прослоев красного и зеленого цвета. Здесь встречены (точка 9255) единичные конодонты, представленные *Polygnathus cf. kluepfeli* Wit. Облик этих конодонтов более молодой по сравнению с комплексом зоны *koskelianus* и они, вероятнее всего, соответствуют вышележащей зоне *hemiansatus*. Вверх по разрезу в этой пачке появляются прослои, обогащенные тонкой вулканогенной кластикой. Мощность этой пачки 4–5 м.

Еще восточнее и выше по разрезу залегают вулканомиктовые алевролиты с прослоями кремнистых туффитов мощностью 3–4 м.

Вышележащий слой представлен гравелитами и мелкогалечными конгломератами, которые сменяются пачкой переслаивающихся тефроидов мощностью 100 м. Эти породы, несомненно, принадлежат нижней части улутауской свиты.

Описанный разрез — один из немногих, где можно наблюдать взаимоотношения вулканитов карамалыташской свиты с яшмами бугулыгырской толщи и вулканомиктовыми образованиями основания улутауской свиты. Стратоны связаны постепенным переходом. В верхах разреза в составе

яшмовой толщи постепенно увеличивается количество вулканомиктовой кластики, меняется цвет пород, и в конечном итоге она перекрывается пачкой тефроидов смешанного и прослоями более кислого состава. Меняются также комплексы конодонтовой фауны.

Более высокая часть разреза представлена снизу вверх:

1. Пачка тефроидов, представленных переслаивающимися псаммитовыми и пелитовыми разностями ..... 100 м
2. Тефроиды средне- и мелкообломочные смешанного состава, переслаивающиеся с мелкозернистыми вулканомиктовыми песчаниками, алевролитами и кремнистыми туффитами. Мощность слоев колеблется от 2–3 до 5–6 м..... 120 м
3. Брекчии, и гравелиты полимиктового состава. В обломочном материале встречаются дациты, риолиты, базальты, красные и зеленые яшмы, известняки. Цемент среднезернистый того же состава. Изредка в нем встречаются членики криноидей плохой сохранности и отпечатки створок брахиопод..... 5–6 м
4. Пачка переслаивания конглобрекчий полимиктового состава гравелитов, песчаников, алевролитов и кремнистых алевролитов .....25–30 м
5. Закрыто ..... 10 м
6. Песчаники серые, слабо цементированные. В составе обломочных зерен — эффузивы кислого состава, известняки.....5 м
7. Пачка переслаивания разнозернистых вулканомиктовых песчаников, алевролитов, кремнистых алевролитов и туффитов .....75–80 м
8. Пачка ритмичного переслаивания пятнистых среднеобломочных тефроидов, мелкозернистых вулканомиктовых песчаников, алевролитов и аргиллитов зеленовато-серого цвета, прослоями кремнистых туффитов ..... 140 м
9. Грубозернистые вулканомиктовые песчаники, переслаивающиеся с тонкослоистыми мелкозернистыми песчаниками и кремнистыми туффитами.....45–55 м
10. Тефроиды среднеобломочные, переслаивающиеся с тонкослоистыми кремнистыми туффитами .....60–70 м
11. Тефроиды среднеобломочные, переслаивающиеся с мелкообломочными и с тонкими пелитовыми прослоями кремнистых туффитов.....80 м
12. Пачка переслаивания агломератовых тефроидов, глыбовых брекчий с тонкослоистыми кремнистыми туффитами.....400 м
13. Тефроиды, переслаивающиеся с кремнистыми туффитами ..... 100 м
14. Тефроиды среднеобломочные, переслаивающиеся с пелитовыми тефроидами и с кремнистыми туффитами ..... 120–140 м
15. Пачка закономерно переслаивающихся крупно- и среднеобломочных тефроидов и кремнистых туффитов. Встречаются линзообразные прослои глыбовых брекчий ..... 300 м

Выше по разрезу после закрытого интервала мощностью 4–5 м обнажается вулканомиктовая (третья) толща улугауской свиты, имеющая франский возраст. Она представлена переслаивающимися тефроидами, вулканомиктовыми песчаниками и кремнистыми туффитами. Встречаются линзообразные прослои мелкогалечных конгломератов. В составе обломочного материала конгломератов присутствуют молочно-белый кварц, кремни, дациты, риолиты, зеленоватые яшмы и базальты. Матрикс — мелкозернистый песчаник. Мощность толщи 300–350 м. На ней залегают глинистые алевролиты, переслаивающиеся с мелкозернистыми песчаниками мощностью 12–15 м. После задернованного интервала обнажаются известняковые конгломераты, подстилающие мукасовскую свиту франского яруса.

Разрез улутауской свиты в ее типовом выражении хорошо обнажен и прослеживается практически непрерывно вдоль восточного подножия хр. Ирендык. Постепенный характер контакта с подстилающими образованиями наблюдается во всех разрезах, где развита карамалыташская свита или ее аналог — ярлыкаповская свита. Следует отметить, что в тех разрезах, где ярлыкаповская толща отсутствует, улутауская свита залегает на ирендыкской с перерывом. В основании свиты в этом случае присутствуют мелкогалечные конгломераты или гравелиты (см. рис. 2.26, рис. 2.33 на вкладке). Такой разрез обнажается на горе Траташ (в районе бывшей д. Гадельшино), где в восточном подножии на интенсивно гематитизированных и окварцованных конгломерациях гадилевской толщи ирендыкской свиты, вскрытых старыми горными выработками (канавами), залегают:

1. Мелкогалечные конгломераты, в обломочном материале которых встречены хорошо окатанные дациты, риолиты, черные кремни, яшмы, жильный кварц и др. ....5 м
2. Грубозернистые песчаники и гравелиты.....1 м
3. Средне- и мелкозернистые песчаники .....1,2 м
4. Кремнистые алевролиты.....1,3 м
5. Кремнисто-глинистые тонкозернистые алевролиты, прослоями кремнистые, яшмовидные, зеленовато-серого и буро-серого цвета с тонкими вишневыми слоями, тонкослоистые, с многочисленными конодонтами (точки 10310, 0652, 01066, 01127) *Polygnathus linguiformis linguiformis* Hinde morphotype *epsilon* Zieg., Klap. et John., *Pol. cf. parawebbi* Chat., *Pol. aff. pseudofoliatus* Wit., *Pol. trigonicus* Bisch. et Zieg., *Pol. aff. xylus ensensis* Zieg., Klap. et John. Эта ассоциация коноднтов указывает на нижнюю часть живетского яруса.

Выше по разрезу обнажаются породы, которые по составу во многом аналогичны отложениям стратотипического разреза улутауской свиты.

Вышеописанный характер нижнего контакта наблюдается на отдельных участках. Он свидетельствует, вероятнее всего, о том, что в этой части бассейна существовали приподнятые участки дна, где не мог осадиться кремнистый материал ярлыкаповской свиты. Возможно, возникали условия некоторого размыва (даже в подводных условиях) нижележащих пород. Такие разрезы известны у д. Тал-Кускарово, в 6—7 км западнее д. Старый Сибай и у д. Гадилево [Маслов, 1980]. В других разрезах улутауская свита связана постепенным переходом с нижележащими отложениями.

В разрезе к востоку от д. Богачевки, в 2,5 км восточнее горы Балта-Тау, в щебеночном карьере к северу от дороги Богачевка — свх. Зилаирский вскрыта пачка яшмоидов, сильно измененных и выветрелых. Мощность ее не превышает 15—16 м. Эта пачка залегает на тефроидах гадилевской толщи. Непосредственный контакт закрыт, однако севернее, по простиранию этой толщи, в 300 м юго-восточнее вершины безымянной высоты с отметкой 548,6, он вскрывался канавой. Ниже яшмовой пачки видны окварцованные и гематитизированные туфогенно-обломочные породы с остатками макрофауны. Небольшой выход аналогичных отложений мощностью 2—3 м встречен нами на восточном склоне высоты.

В западном борту карьера можно наблюдать, как вишневые яшмоиды к востоку и выше по разрезу сменяются зеленоватыми сильно осветленными кремнями, обогащенными радиоляриями, которые восточнее, уже за пределами карьера, перекрываются ритмично слоистой толщей улутауской свиты. Изучение конодонтов в разрезе из нижней части яшмоидов (вишневых разностей) показало, что они представлены *Polygnathus linguiformis linguiformis* Hinde, *Pol. ex gr. costatus* Klap. (точка 01141) и характеризуют ярлыкаповскую свиту. В вышележащих светлых кремнях обнаружены конодонты плохой сохранности *Polygnathus linguiformis linguiformis* Hinde (точка 01141a). С нашей точки зрения, зеленые кремни и алевролиты начинают собой улутаускую свиту. К сожалению, собранная фауна представлена транзитными формами. Тем не менее, по совокупности признаков, разрез свидетельствует о тесной связи смежных стратонов: гадилевской толщи, ярлыкаповской и улутауской свит.

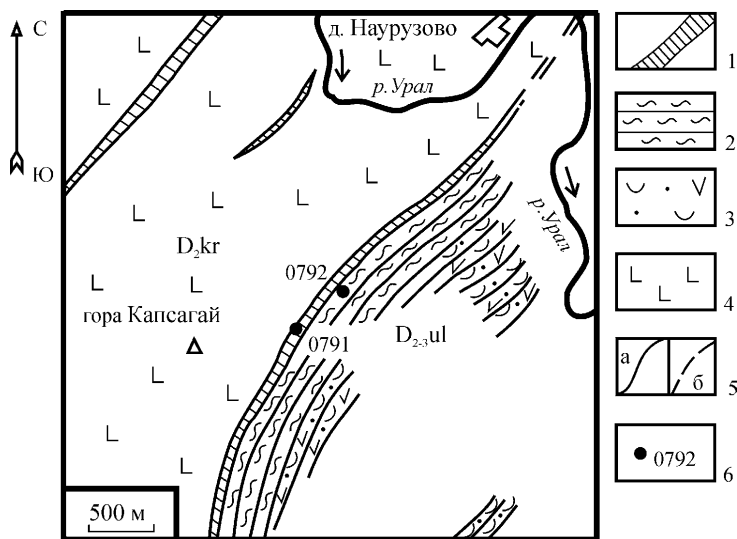
Не менее интересный и весьма похожий характер взаимоотношения вскрыт непосредственно к востоку от д. Файзуллино в Южно-Файзуллинском марганцевом карьере, где обнажены ярлыкаповская свита с марганцевым оруденением и ее граница с вышележащими кремнистыми зелеными тонкослоистыми туффитами основания улутауской свиты. В яшмах ярлыкаповской свиты обнаружены многочисленные конодонты (точка 01073) *Belodella* sp., *Polygnathus ex gr. costatus* Klapp., *Pol. cf. costatus oblongus* Wed., *Pol. linguiformis linguiformis* Hinde morphotype *gamma* Bult., *Pol. cf. parawebbi* Chat., *Pol. pseudofoliatius* Wit., *Pol. robusticostatus* Bisch. et Zieg., *Pol. trigonicus* Bisch. et Zieg., *Tortodus cf. obliquus* (Wit.). Кремнистые туффиты подошвы улутауской свиты залегают полого с небольшим наклоном на восток без нарушения слоистости. Вероятно, контакт с яшмами ярлыкаповской свиты подорван, о чем свидетельствует складчатость в яшмовой рудовмещающей толще, однако общая последовательность не нарушена.

В Узункырской подзоне улутауская свита согласно залегают на ярлыкаповской (Юлдашевская структура) и карамалыташской свитах. Граница с подстилающими образованиями постепенная, что подтверждается находками фауны. В разрезе к востоку от д. Салаватово она хорошо обнажена и можно видеть, что на аналогах гадилевской толщи, представленной в верхней части тефроидами с члениками криноидей, залегают слоистые красно-бурые яшмы мощностью 15–20 м с многочисленными конодонтами в кровле (точка 0458), характерными для ярлыкаповской и карамалыташской свит стратотипических разрезов. Яшмы ярлыкаповской свиты у д. Салаватово вверх по разрезу через переслаивание сменяются пачкой зеленоватых полосчатых кремнистых алевролитов и кремнистых туффитов, уже принадлежащих нижней части улутауской свиты. В зеленых кремнях подошвы улутауской свиты найдены единичные живетские конодонты *Polygnathus ex gr. xylus* Stauf. (точка 0459).

Севернее, в разрезах от широты д. Наурузово до д. Базаргулово, на контакте основания улутауской свиты и бугулыгырской толщи карамалыташской свиты часто развиты субинтрузивные тела габбро-диабазов различной мощности, однако они не нарушают сложившейся последовательности.

Хорошие обнажения нижней части свиты изучены нами севернее д. Сураманово, а также южнее дд. Ягудино и Наурузово. Восточнее горы Капсагай (рис. 2.34) непосредственно на красных яшмах бугулыгырской толщи с соответствующим комплексом конодонтов (точка 0791) залегает довольно мощная пачка (150–200 м) кремнистых тонко- и среднеслоистых серых и голубовато-серых полосчатых кремней с редкими отпечатками конодонтов (точка 0792): *Polygnathus* aff. *kluepfeli* Wit., *Pol. linguiformis linguiformis* Hinde, *Pol. ex gr. xylus* Stauf. В яшмах, венчающих карамалыташскую свиту, конодонты отвечают зоне *cockelianus*, тогда как в вышележащих кремнистых сланцах они соответствуют более высокому уровню — зоне *hemiansatus*.

Нижняя кремнистая пачка улутауской свиты хорошо прослеживается в северном направлении. У д. Базаргулово она вскрыта в естественных обнажениях и в карьерах, в ней также встречены очень редкие и плохой



**Рис. 2.34.** Схематическая геологическая карта района д. Наурузово. Составила О.В. Аргюшкова

$D_{2-3}ul$  — средний — верхний девон, живетский — франский ярусы, улутауская свита;  $D_2kr$  — средний девон, эйфельский ярус, карамалыташская свита.

**Условные обозначения:** 1 — горизонты яшм; 2 — кремни; 3 — тейфриды и вулканомиктовые песчаники; 4 — базальты; 5 — геологические границы: установленные (а), предполагаемые (б); 6 — местонахождения конодонтов



сохранности конодонты (точка 0769): *Polygnathus linguiformis linguiformis* Hinde, *Pol. cf. parawebbi* Chat., *Tortodus* aff. *kockelianus kockelianus* (Bisch. et Zieg.). Предшествующие исследователи [Биков и др., 1959 г.; Кац и др., 1980 г.] кремнистую пачку основания улутауской свиты отнесли к верхам единой кремнистой толщи, которую они выделяли как бугулыгырскую и датировали ее поздним живетом. С их позиции, которую поддерживали многие исследователи, кремнистая толща является основанием улутауской свиты. Однако дискуссия, какой формации принадлежат бугулыгырские яшмы, закончилась, и они в настоящее время рассматриваются всеми исследователями в составе базальт-яшмовой ассоциации карамалыташской свиты с одновозрастным комплексом конодонтов. Граница во всех разрезах Узункырской полосы, в которых улутауская свита подстилается бугулыгырскими яшмами, согласная. Кремнистые отложения (яшмы) сменяются вулканомиктовыми. Цвет кремнистых пород меняется на зеленый и серо-зеленый, появляется примесь вулканомиктового материала, породы становятся плитчатыми и наряду с транзитными видами конодонтов, распространенными в карамалыташской свите, присутствуют представители более молодых форм, встречающихся стратиграфически выше, уже в живетском ярусе.

На месторождении Муртыкты улутауская свита связана постепенным переходом с муртыктинской толщей (аналог карамалыташской свиты). Последняя И.С. Анисимовым и др. [1983 г.] была отнесена к первой толще улутауской свиты. Выше мы отмечали, что фауна конодонтов на горе Муртыкты имеет тот же облик, что и в стратотипе карамалыташской свиты, на основании чего комплекс пород горы Муртыкты сопоставлен нами с аналогами карамалыташской свиты [Маслов, Артюшкова, 2000]. Граница между муртыктинской толщей и улутауской свитой условна ввиду очень постепенной и мало заметной смены состава обоих подразделений, и может быть, стоит рассмотреть вопрос о целесообразности выделения единого стратона (см. выше).

Важной особенностью ряда разрезов улутауской свиты является наличие грубообломочных микститов, которые наиболее характерны в разрезах юга Западно-Магнитогорской зоны. Показательным в этом отношении является разрез у д. Новоисянгильдино, где в нижней части свиты в 200 м выше подошвы залегает слой валунных обломочных пород. В составе обломков встречены андезибазальты (пироксен-плагиоклазовые порфириды), базальты, дациты, риолиты, известняки с *Stringocephalus burtini* Defr., кварц-гематитовые породы с реликтами неизменных дацитовых порфиритов с вкрапленностью пирита и халькопирита. Валуны хорошо окатаны и имеют размеры от 5×10 до 100×120 см. Матрикс — полимиктовый мелкозернистый и среднезернистый песчаник. Мощность слоя 15—17 м. Этот обломочный горизонт выдержанным линзообразным прослоем среди тонкослоистых вулканомиктовых алевролитов и кремнистых

туффи́тов прослеживается от руч. Тулубай в южном направлении на 3 км и затем выклинивается, постепенно замещаясь более тонкозернистым материалом. В интервале 200–300 м по латерали обломочный горизонт постепенно замещается песчаниками и алевролитами.

В междуречье руч. Тулубай и р. Мунча в улутауской свите можно видеть несколько горизонтов подобных валунных микститов, которые иногда располагаются кулисообразно по отношению друг к другу. Протяженность их не более 2–3 км. Весьма показательными являются нижний и верхний контакты грубообломочных микститов. В ряде разрезов можно наблюдать, что на тонкослоистых алевролитах залегают валуны без следов размыва подстилающих пород. На р. Мал. Уртазымка подстилающие микстит породы в зоне контакта сохраняют ненарушенную тонкую слоистость, отмечается только их уплотнение. Валуны, залегающие на алевролитах, только несколько «вдавливают» слои. Верхний контакт микститов также постепенный. По простиранию, как уже отмечалось, эти грубообломочные образования постепенно замещаются тонкозернистыми песчаниками.

Вопрос о происхождении глыбовых микститов является дискуссионным. Одни исследователи относят их к внутриформационным конгломератам. Другие считают их олистостромами, связанными с тектоническими подвижками. Существует также мнение об их принадлежности к молассоидам [Червяковский, 1972]. В.Г. Кориневский [1982] называл подобные образования вулканоколлювием. С нашей точки зрения, эти образования следует рассматривать как конседиментационные отложения, возникавшие в результате интенсивной эксплозивной вулканической деятельности в соседних районах и способствовавшей быстрому накоплению критических масс осадков, постепенно сползавших со склонов в виде гравитационных потоков. Активный вулканизм в это время, как мы полагаем [Артюшкова, Маслов, 1998], проявлялся восточнее меридиана г. Магнитогорск. Начиная с карамальташского времени (эйфельский век), он продолжался практически непрерывно до конца девонского периода. Эта область была основным поставщиком вулканомиктового, эдафогенного и тефроидного материала в этот отрезок времени [Маслов и др., 1984] для Западно-Магнитогорской зоны. В стратотипическом разрезе на горе Улутау севернее д. Старый Сибай в улутауской свите в верхней части разреза появляются прослой «туфобрекчий» андезибазальтового состава мощностью 80–100 м. Эти прослой хорошо выдержаны по простиранию и постепенно в северном направлении выклиниваются на удалении 3–4 км. Они отчетливо стратифицированы и залегают среди тонкослоистых туфоалевролитов и туфоаргиллитов. Возникает вопрос о связи этих «туфобрекчий» с вулканизмом. Возможно, вулканические центры были удалены и располагались к востоку от мест образования этих отложений. Последние, несомненно, претерпели некоторый перенос, так как обломки по большей своей части угловато-окатанные. О перемещении обломочного материала

на значительные расстояния косвенно свидетельствует отсутствие типичных лав среди «туфобрекчий».

В улутауской свите присутствует много материала эдафогенного и тефроидного типа, образовавшегося из местных источников. Поэтому мы склонны относить вулканомиктовые живецкие отложения к эдафогенно-тефроидным и вулканомиктовым ритмично-слоистым образованиям, сформировавшимся в результате переноса огромных масс вулканокластиче-ски турбидными потоками из областей проявлений подводного или суб-аэрального вулканизма [Маслов и др., 1984].

Согласно новым данным, возраст улутауской свиты определяется по находкам конодонтов как живет — ранний фран ( $D_{2-3}$ ). Подтверждением возраста свиты является ее положение в разрезе. В стратотипической местности можно наблюдать непрерывную последовательность от карамалыташской свиты с венчающими ее бугулыгырскими яшмами к улутауской свите и к залегающим выше черным кремням мукасовской свиты. Карамалыташская свита и покрывающие ее яшмы охарактеризованы конодонтами зоны *koskelianus*, а в основании перекрывающих улутаускую свиту кремней мукаса найдены конодонты, характерные для стандартных зон *punctata* и *hassi* (доманиковский горизонт западного склона Южного Урала). Следовательно, объем улутауской свиты охватывает чувовской, чеславский, пашийский, кыновский и саргаевский горизонты западного склона Южного Урала [Маслов и др., 1999; Маслов, Артюшкова, 2002].

Основание улутауской свиты охарактеризовано фауной конодонтов в нескольких разрезах: на горе Траташ, у д. Салаватово, на горе Капсагай и у д. Базаргулово (см. выше).

Данные по конодонтовой характеристике более высоких частей разреза улутауской свиты пока единичны. В стратотипической местности верхняя часть улутауской свиты представлена вулканомиктовыми породами (конгломераты, песчаники, кремнисто-глинистые сланцы), выделенными ранее при геологическом картировании в третью толщу улутауской свиты [Куваевский, 1961 г.]. Она действительно имеет литологические отличия от нижележащих пород и собственную палеонтологическую характеристику. В 1999 г. мы предложили выделить ее в самостоятельный стратон — таштугайскую толщу [Маслов и др., 1999]. Предложение о придании этой толще самостоятельного значения вызвано двумя обстоятельствами. Во-первых, она сложена вулканомиктовыми образованиями, заметно отличающимися ее от нижележащих «зеленых» первой и второй толщ улутауской свиты, в большом количестве содержащих тефроидный материал. Во-вторых, ее верхняя граница четко маркируется перекрывающими кремнистыми сланцами мукасовской свиты [Артюшкова, Маслов, 1998], ниже которых вскрывались обломочные известняки с позднеживецкими — раннефранскими брахиоподами *Stringocephalus burtini* Defr., *Spinatrypa* ex gr. *tubaecostata* Paeck., *Emanuelia* aff. *subumbona* (Hall.) [Маслов, 1969<sub>2</sub>, 1980; Смирнов и др., 1974].

В типовом разрезе рассматриваемой толщи по долу Таштугай, в низах ее разреза, в обломках известняков в микститах обнаружены остракоды: *Amphissites* aff. *irinae* Gleb. et Zasp., *Bairdia orenburgica* Schev., *Newsomites* cf. *muitticavus* Rozhd., *Orthocypris parilis* Rozhd. и др. (точка 10285), по определению А.А. Рождественской, характерные для саргаевского горизонта западного склона Южного Урала [Маслов и др., 1984; Стратиграфия ..., 1993].

В разрезе на руч. Куюбаш, расположенном в 3 км восточнее д. Ахмерово (рис. 2.34), в нижней части третьей (таштугайской) толщи в тонких прослоях известковистых алевролитов нами найдены конодонты *Polygnathus* cf. *ansatus* Zieg., Klap. et John., *Pol. linguiformis linguiformis* Hinde morphotype *gamma* Bult., *Pol. linguiformis linguiformis* Hinde morphotype *epsilon* Zieg., Klap. et John., *Pol. timorensis* Zieg., Klap. et John., распространенные в зонах *varcus* – *hermanni-cristatus* (верхний живет) и характерных для верхов высотинского горизонта Среднего Урала [Стратиграфические..., 1993; Наседкина, Бороздина, 1999]. Здесь же А.Н. Абрамовой определены остракоды *Bairdiohealdites gregalis* Rozhd., характерные для кыновского и саргаевского горизонтов франского яруса западного склона Южного Урала [Маслов, Артющкова, 2002].

В северной части Западно-Магнитогорской зоны в верхах разреза улутауской свиты непосредственно под кремнями мукасовской свиты встречаются линзы (?) и многочисленные обломки известняков с живетской макрофауной [Анисимов и др., 1978 г.]. В 1–1,2 км к северо-западу от д. Сафарово в выемке железной дороги Учалы – Миасс севернее станции Шартымки обнажены крупные тела известняков. Конодонты в них не обнаружены. Сходный разрез пограничных отложений наблюдался И.С. Анисимовым и др. [1978 г.] в скважинах на западном крыле Имангуловской синклинали.

Таким образом, верхняя часть улутауской свиты имеет раннефранский возраст. В южных разрезах эта часть франских отложений отчетливо выделяется в разрезе и хорошо картируется, чего нельзя сказать о северных разрезах, где мощности и состав улутауской свиты варьируют за счет резкого фациального изменения по латерали. Однако для большей части разрезов типична картина очень постепенной смены вулканомиктовых отложений улутауской свиты кремнисто-глинистыми и кремнистыми породами вышележащей мукасовской свиты средне-позднефранского возраста.

Западнее хр. Ирндык улутауская свита в своем типичном облике не известна. В отдельных разрезах наблюдаются фациальные и возрастные аналоги улутауской свиты, представленные, как правило, маломощными кремнистыми породами (конденсированными толщами мощностью, по видимому, не превышающей 20–30 м) или известняками (в северной части Западно-Магнитогорской зоны). Примером этому служит актауская свита, в которой какая-то часть (верхняя) очень небольшой мощности соответствует улутауской свите. По всей вероятности, к западу от полосы

распространения ирендыкской свиты существовал относительно глубоководный тиховодный морской бассейн, «отгороженный» подводным барьером — Ирендыкской палеодугой от источников вулканотерригенного материала [Маслов, 1980; Маслов, Артюшкова, 2002].

Имеющийся фактический материал позволяет высказать предположения об особенностях формирования отложений улутауской свиты. По-видимому, в начале улутауского времени в ложе бассейна заложилась глубоководная котловина, протягивающаяся не менее чем на 300–400 км от р. Мал. Кизил на севере до южного замыкания Магнитогорского погружения. Ее восточный край фиксировался зоной интенсивного живетского вулканизма — Магнитогорской островной дугой, поставившей большие массы вулканомиктового материала, заполнявшего эту котловину. Общий наклон придонной поверхности котловины был, вероятно, направлен с востока на запад, что и обусловило продвижение турбидных и гравитационных потоков в этом направлении. На западе ограничением этой котловины была подводная Ирендыкская гряда, погружение которой было связано со спредингом, начавшимся в эйфельском веке (время формирования карамалыташской свиты).

### ***Колпачская толща (D<sub>2-3</sub>kl)***

Выделена при геологическом доизучении масштаба 1:50000 в Гайском рудном районе В.Т. Тищенко и др. [1978 г.] из состава зилаирской свиты фаменского возраста. Согласно залегает на вулканогенно-осадочном «зеленом» интервале (первая и вторая толщи) улутауской свиты или юсинском вулканогенном комплексе и также согласно, с переслаиванием, перекрывается зилаирской свитой. Мощность 500–600 м.

Наиболее полный и хорошо обнаженный разрез толщи известен на р. Средняя Речка, левом притоке р. Колпачка. Он является уникальным для Западно-Магнитогорской зоны в том отношении, что в нем представлены аналоги третьей толщи улутауской свиты — таштугайской толщи, мукасовской и биягодинской свит в непрерывном разрезе, выраженные нетипичными для этих стратонов образованиями: в низах — вулканомиктовыми породами, а в основной части разреза — незакономерным чередованием пачек полимиктовых средне- и тонкообломочных пород. Отмечаются прослой известковистых песчаников с мелким органическим детритом, карбонатные конкреции и стяжения. По всему разрезу встречаются прослой, обогащенные остатками макрофлоры.

По левому берегу р. Средняя Речка (р. Верхняя Колпачка у Г.А. Смирнова и др. [1974]), в 2 км выше устья, вскрыты верхи улутауской свиты. Видна смена типичных пятнистых зеленых массивно-слоистых разнозернистых туфопесчаников осадочно-вулканомиктовой толщей, в которой постепенно вверх по разрезу увеличивается роль углисто-кремнисто-глинистых разностей. Постепенно меняется характер песчаников, они стано-

вятся более светлыми за счет преобладания в составе кислых плагиоклазов. Отмечаются остатки растительности. В верхней части толщи появляются полимиктовые песчаники. Мощность около 150 м.

Самая верхняя часть этой толщи сложена пачкой переслаивающихся полимиктовых песчаников и кремнистых алевролитов темно-серого цвета мощностью 15–20 м. В песчаниках заметно присутствие карбонатного материала. Кремнистые алевролиты преобладают в данной пачке; они слоистые, тонкоплитчатые, иногда содержат остатки макрофлоры.

После закрытого интервала мощностью 10 м глубоким оврагом, впадающим в Среднюю Речку слева, вскрыт разрез осадочной толщи, представленной внизу тонкослоистыми алевролитами, углисто-кремнисто-глинистыми сланцами с подчиненными им известковистыми песчаниками. Иногда в них встречаются карбонатные конкреции и стяжения. Вскрытые отложения внешне очень напоминают разрез верхнего девона по руч. Тулубай. Мощность 30–35 м. Из прослоев карбонатных песчаников удалось выделить единичные конодонты: *Polygnathus* cf. *ansatus* Zieg., Klap. et John., *Pol.* cf. *ovatiodosus* Zieg. et Klap. (точка 0535), характерные для зон *varcus* – *disparilis* верхней части живетского яруса.

Наращивающая разрез толща хорошо обнажена вдоль левого берега р. Средняя Речка. Она сложена переслаивающимися полимиктовыми песчаниками, алевролитами и глинистыми сланцами. Азимут падения 80°, угол падения 10–20°. Роль песчаников в разрезе то увеличивается, то уменьшается. Отмечаются прослойки песчаников, обогащенные органическим детритом, известковистые песчаники. По всему разрезу встречаются прослойки, обогащенные остатками макрофлоры. Мощность этой толщи не менее 100 м.

Выше по разрезу залегает пачка черных углисто-глинисто-кремнистых алевролитов, тонкоплитчатых, образующих листоватую щебенку. Ранее эта пачка датировалась по находкам остатков растений из сборов И.И. Синдина, которые определяла М.А. Сенкевич [Смирнов и др., 1974]. Г.А. Смирнов, Т.А. Смирнова, М.Л. Ключина, Л.В. Анфимов [1974] считали всю эту толщу раннефранской. Нами в черных алевролитах обнаружены многочисленные конодонты, среди которых определены (точки 0928, 0540, 0618) *Ancyrognathus* sp., *Icriodus* sp., *Palmatolepis* sp., *Mesotaxis* cf. *dengleri* (Bisch. et Zieg.), *Polygnathus* cf. *decorosus* Stauf., распространенные с низов доманикового горизонта. Мощность черных сланцев, по нашему мнению, не менее 30 м.

После закрытого интервала мощностью 12 м вверх по разрезу породы меняют цвет и состав. Это такие же плитчатые, как и подстилающие, но более глинистые сланцы серого и серовато-зеленого цвета. Мощность этой пачки 8 м.

Выше по разрезу обнажены сходные зеленовато-серые плитчатые глинисто-кремнистые сланцы с редкими прослоями песчаников и алевролитов, в составе которых преобладают зерна кварца и кремней. Мощность

около 30 м. В глинисто-кремнистых сланцах собраны конодонты: *Palmatolepis punctata* Hinde, *Pa. proversa* Zieg., *Pa. rotunda* Zieg. et Sand. (точка 0935), характерные для зон rhenana и linguiformis, известных в мендымском и аскынском горизонтах франского яруса.

Выше по разрезу в скальных выходах раздвоенного оврага обнажается пачка кремнисто-глинистых алевролитов зеленовато-серых, тонкослоистых, мощностью 10,5 м. В верхней половине пачки отмечаются тонкие прослоечки (2–3 мм) тонко- и мелкозернистых песчаников полимиктового состава. В кремнистых алевролитах собраны конодонты *Palmatolepis* cf. *Pa. delicatula* Br. et Mehl (sensu Ziegler et Sandberg, 1990), *Pa.* cf. *praetriangularis* Zieg. et Sand., (точки 0938, 0939) характерные для зоны linguiformis самых верхов аскынского горизонта.

Вверх по разрезу породы приобретают темно-зеленый цвет, увеличивается роль песчаников. Они образуют прослой мощностью 10–30 см. Отмечается градационная слоистость. Характер отложений очень напоминает типичную зилаирскую свиту. В нижней части пачки отмечен прослой грубозернистого песчаника с обломками кварца, плагиоклаза и кремней. В средней части в алевролитах определен *Palmatolepis proversa* Zieg. (точка 0940), а в кровле — *Pa. barba* Zieg. et Sand., *Pa.* aff. *timanensis* Klap., Kuz. et Ovn., *Pa.* cf. *rhenana nasuta* Müll. (точка 0941), характерные для аскынского горизонта франского яруса (зоны Late rhenana — linguiformis). Мощность данной пачки, слагающей скальный выход, 10 м.

После закрытого интервала шириной 20 м встречен выход темно-зеленых глинистых алевролитов, внутри которых отмечается линзовидный прослой гравийных песчаников с хорошо окатанными обломками известняка, вулканитов среднего и кислого состава мощностью 1 м и длиной 30 м. Ширина выхода 4 м. Эти отложения уже принадлежат зилаирской свите.

Восточнее и выше по разрезу после закрытого интервала мощностью 5–7 м небольшим оврагом вскрыты темно-зеленые алевролиты, аргиллиты с тонкими прослоями полимиктовых песчаников в низах пачки, с характерной скорлуповатой отдельностью и карбонатно-кремнистыми конкрециями. Мощность пачки 5–6 м.

Вышележащие породы в выположенном склоне долины обнажаются очень плохо. Однако имеющиеся изолированные выходы граувакк, несомненно, принадлежат зилаирской свите.

Согласно приведенной конодонтовой характеристике вся нижележащая толща, названная колпакской [Тищенко и др., 1978 г.], соответствует объему самой верхней части живетского яруса среднего девона, франскому и, возможно, низам фаменского яруса верхнего девона и коррелируется с верхней частью улутауской свиты, мукасовской и биягодинской свитами. Дробное расчленение и корреляция этих отложений возможны пока только с помощью конодонтовой фауны. Именно поэтому данный разрез нуждается в дополнительном изучении.

## Верхний девон Франский и фаменский ярусы

Верхнедевонские отложения в Магнитогорской мегазоне широко развиты. Они образуют хорошо обнаженные полные, тектонически не нарушенные разрезы, непрерывность которых подтверждается седиментологическими и фаунистическими данными. Оказалось, что даже удаленные друг от друга разрезы, как к западу, так и к востоку от хребта Ирэндык, имеют много общих черт, что немаловажно при картировании стратонов.

Верхнедевонские отложения Магнитогорской мегазоны с давних пор вызывают интерес у исследователей. Однако, несмотря на относительно хорошую изученность, представления различных авторов о расчленении, в частности, франских отложений часто были разноречивыми. Одни относили к ним только маломощные осадочные породы, другие рассматривали в их составе довольно мощный порфиритовый комплекс, а третьи считали, что франские отложения отсутствуют [Чибрикова, 1977]. Палеонтологическая характеристика выделяемых стратонов была явно недостаточной, что и порождало резко различные представления о стратиграфическом положении этих толщ.

В настоящее время, в связи с широким применением конодонтов, появилась возможность более точно определить возрастные объемы верхнедевонских стратонов, понять их фациальные особенности и провести корреляцию разнофациальных разрезов на всей площади развития этих отложений. В течение последних лет О.В. Артюшковой была проведена ревизия всех находок франской фауны, коллекции дополнены новыми комплексами конодонтов из многих разрезов Западно-Магнитогорской зоны. В процессе исследований были критически оценены данные по макрофауне из верхнедевонских известняков и положение самих известняков в разрезе.

Впервые наиболее обстоятельно стратиграфия верхнедевонских отложений Магнитогорского мегасинклинория была рассмотрена Л.С. Либровичем [1936]. По его мнению, «всю рассматриваемую серию верхнедевонских образований в пределах описываемого района можно разделить на две свиты: нижнюю или колтубанскую свиту ( $D_3^{kolt} = D_3^1$ ), соответствующую франскому ярусу верхнего девона и характеризующуюся рядом с осадочными известняками, кремнистыми и песчаными породами, еще весьма значительным развитием эффузивно-туфовых толщ, и верхнюю, т.е. зилаирскую свиту ( $D_3^{zil} = D_3^2 + C_1^{pars}$ ), соответствующую фаменскому ярусу верхнего девона и отчасти самому началу нижнего карбона и характеризующуюся в общем большим развитием осадочных песчано-глинистых отложений, но все же довольно богатую вулканогенным материалом» [Либрович, 1936, стр. 45].

Нижний член верхнедевонского разреза, колтубанская свита, была выделена в Кизило-Уртазымской структурно-фациальной зоне. Название



получила от оз. Колтубан, где в разрезе представлены известняки с франской фауной. К колтубанской свите Л.С. Либрович отнес толщу пород, залегающую ниже зилаирской свиты. Кремнистые сланцы мукасовской толщи, по мнению Л.С. Либровича, слагают основание верхнего девона (= основание колтубанской свиты), залегают нередко как непосредственно ниже, так и выше известняков с франскими брахиоподами. В дальнейшем в качестве главного критерия при выделении колтубанской свиты принималось наличие кремнистого горизонта в основании стратона. Все породы, залегающие выше кремней под зилаирской свитой, независимо от их состава, относили к колтубанской свите, которую принимали в объеме франского яруса.

Представление о мукасовских кремнях как маркирующем горизонте, являлось господствующим длительное время. Геологи-съемщики взяли на вооружение схему стратиграфии, предложенную Л.С. Либровичем, и широко использовали ее при составлении крупномасштабных геологических карт. Однако уже в работах В.А. Маслова [1969, 1980], Г.А. Смирнова, Т.А. Смирновой, М.Л. Ключиной, Л.В. Анфимова [1974], Т.Т. Казанцевой, М.А. Камалетдинова, Д.Л. Петровского [1975] обосновывалась точка зрения, что горизонты черных кремнистых сланцев залегают на разных стратиграфических уровнях. Доказательством в пользу отнесения кремней к тому или иному интервалу эти авторы считали литологические особенности подстилающих и перекрывающих пород и положение кремней в разрезе относительно фаунистически охарактеризованных известняков. Палеонтологическая характеристика самих кремнистых толщ отсутствовала, за исключением редких находок в отдельных разрезах остатков макрофлоры.

Ф.И. Ковалев, З.И. Иконникова [1945 г.], О.А. Нестоянова [1946 г.] выделили слоистую вулканогенно-осадочную карантаускую свиту с кремнистой толщей (нижняя мукасовская) в основании, которую они сопоставляли с верхним живетом – нижним франом, и колтубанскую свиту франского возраста, представленную эффузивно-туфовыми породами. Позднее О.А. Нестоянова [1959] отнесла обе свиты к франскому ярусу, считая их фациальными аналогами.

В 60-х годах франские отложения стратотипической местности изучали Ю.Л. Куваевский и др. [1961 г., 1964 г.]. В основу их расчленения этими авторами положена схема Л.С. Либровича. Ю.Л. Куваевский подчеркивал, что «ввиду частой фациальной изменчивости в породах свиты» (колтубанской) очень трудно выявить типовой разрез этого стратона. Им также отмечалось, что существуют серьезные трудности в определении верхней границы колтубанской свиты. Вышележащая зилаирская свита в некоторых разрезах не имеет существенных отличий по составу, что делает характер этой границы условным. Разрез колтубанской свиты, по мнению Ю.Л. Куваевского, представлен осадочными и туфогенно-осадочными

разностями пород. Последовательность литотипов верхнедевонского разреза [Куваевский, 1961 г.] использована в работе Г.А. Смирнова, Т.А. Смирновой, М.Л. Ключиной, Л.В. Анфимова [1974].

В.А. Маслов [1969<sub>2</sub>, 1980] впервые пришел к выводу, что кремнистые сланцы мукасовского горизонта относятся не к нижнему франу, а скорее всего, начинают собой верхнефранский подъярус. Нижнефранскому подъярису, а не верхнеживетскому, как это было принято предшествующими исследователями, соответствует третья толща подстилающей улутауской свиты. Такой вывод был сделан на основании находок в обломочных известняках, подстилающих мукасовский горизонт в стратотипе, брахиоподовой фауны, характерной для верхнего живета – нижнего франа. В настоящее время этот вывод подтвержден многочисленными находками конодонтов в мукасовской свите [Маслов и др., 1999; Маслов, Артюшкова, 2002].

Г.А. Смирнов, Т.А. Смирнова, М.Л. Ключина, Л.В. Анфимов [1974] в стратотипической местности (район д. Мукасево 1-е) выделяли мукасовскую свиту с нижней границей под пачкой кварцевых граувакк с линзами конгломератов мощностью 20 м, полагая тем самым ее трансгрессивное залегание на подстилающей улутауской свите. Известняковые конгломераты со смешанной живетско-нижнефранской фауной, залегающие выше по разрезу, они рассматривают также в составе мукасовской свиты.

Е.В. Чибрикова [1977] по спорово-пыльцевым комплексам относил мукасовскую свиту вместе с перекрывающими отложениями, включая и колтубанскую, и зилаирскую свиты, а также подстилающую улутаускую свиту к фаменскому ярусу. Она предлагала объединить все эти подразделения в одну серию — зилаирскую.

Д.Э. Цабадзе и др. [1982 г., 1984 г.], И.С. Анисимов и др. [1983 г.], В.В. Павлов и др. [1988 г.], проводившие доизучение геологического строения на серии планшетов, не выделяли стратон колтубанскую свиту. Эти исследователи рассматривали ее в составе нижней подсвиты зилаирской свиты (= колтубанская свита), которую подразделяли на три толщи, включая в нее и олистостромовые образования. Используя данные по конодонтам из мукасовской свиты, они датировали нижнюю подсвиту поздним франом.

Дальнейшее изучение улутауской, колтубанской, мукасовской и зилаирской свит с целью палеонтологического обоснования собственно стратонов, и в особенности границ этих подразделений, показало, что объем франских отложений в стратотипических разрезах отличается от принятого в стратиграфической схеме 1980 г. [Маслов, 1969<sub>2</sub>, 1980; Артюшкова, Барышев, 1982; Маслов и др., 1984]. Особенно важным результатом изучения конодонтовой фауны явилось установление таких фактов, как: а) мукасовский кремнистый горизонт не фиксирует собой основание франских отложений, б) верхняя часть улутауской свиты (третья толща по Ю.Л. Куваевскому) имеет позднеживетский – раннефранский возраст.

Полученные материалы показали, что колтубанская свита как геологическое тело определенного состава, ограниченное в основании мукасовскими кремнями, а в кровле — зилаирской свитой, имеет совсем иной стратиграфический объем, охватывающий очень небольшой интервал в самых верхах франа и низах фамена, соответствующий зонам *linguiformis* — *Early-Middle triangularis* [Артюшкова, Маслов, 2005]. Франскому ярусу соответствуют не только породы над мукасовской свитой, но и под ней. Более того, было выяснено, что кремнистые горизонты типа мукасовского, картировавшиеся как единая маркирующая толща, распространены в разных интервалах девонского разреза.

Подчеркнутая многими исследователями заметная фациальная изменчивость колтубанской свиты, не позволяющая установить ее типовой разрез, трудности в определении верхней и нижней границ стратона определили рассмотрение вопроса о целесообразности и возможности выделения данного стратиграфического подразделения.

Постановка такой задачи и решение ее позволили предложить выделение новых местных стратиграфических подразделений — бугодакской и биягодинской свит, которые, с нашей точки зрения, отвечают главному требованию Стратиграфического кодекса [1992, 2006], а именно, имеют выдержанную литофациальную и палеонтологическую характеристику и хорошо картируются в районах их распространения.

В верхнем девоне мы выделяем мукасовскую свиту ( $D_3f$ ), биягодинскую, бугодакскую ( $D_3f-D_3fm$ ) и зилаирскую ( $D_3fm$ ) свиты. Стратотипы этих подразделений, за исключением зилаирской свиты, располагаются на изученной территории. Вновь составленная схема расчленения верхнедевонских отложений нуждается в пояснении, поэтому мы рассмотрим их полные разрезы.

### ***Мукасовская свита ( $D_3mk$ )***

Первоначально выделена Л.С. Либровичем [1936] в Кизило-Уртазымской синклинали в Сибайском районе как нижняя кремнистая толща в составе колтубанской свиты. По его определению «мукасовская толща представляет собой только фацию, не вполне постоянную для всего района, но все-таки довольно устойчивую на значительных пространствах и соответствующую притом довольно ограниченному отрезку геологического времени» [Либрович, 1936, с. 44]. Он считал, что, слагая самые низы верхнего девона, «кремнистые породы нередко залегают как непосредственно ниже, так и выше известняков» с франской фауной. В первом случае они могут соответствовать «еще концу среднего девона» (нижняя мукасовская толща), в последнем — «не самым нижним» горизонтам франского яруса. В ранг свиты переведена после выяснения ее стратиграфического положения в верхнедевонской последовательности [Маслов и др., 1999; Маслов, Артюшкова, 2002].

Мукасовская свита сложена преимущественно кремнистыми породами черного и темно-серого цвета. Она имеет широкое развитие на территории Западно-Магнитогорской зоны, а ее аналоги выделяются во многих структурно-фациальных зонах Южного Урала.

Свита подстилается вулканомиктовой улугауской свитой, с которой имеет согласную границу, и перекрывается с постепенным переходом породами вышележащих биягодинской и бугодакской свит.

Начиная с 1976 г. по инициативе В.А. Маслова были начаты работы по изучению конодонтовой фауны в кремнистых породах мукасовской свиты. За прошедшее время накоплен огромный фактический материал, позволяющий не только определить место этой толщи в стратиграфической шкале, но также выявить ее возрастной диапазон, понять ее литофациальную характеристику и скоррелировать ее на огромной территории.

В стратотипической местности мукасовская свита имеет лучшие обнажения к северо-западу от д. Мукасево 1-е, на юго-западных склонах высоты 519,7 (гора Сиялигур), и отчетливо прослеживается в северном и южном направлениях, изменяясь в мощности (см. рис. 2.33 на вкладке). В этом разрезе залегающая стратиграфически ниже таштугайская толща представлена известняковыми конгломератами. В составе обломочного материала много известняков органогенных серых и светло-серых, пелитоморфных. Встречаются также обломки кремнисто-глинистых сланцев, кварца, андезитовых порфириров. Характерна хорошая окатанность материала. Цементирующая масса — окварцованный полимиктовый и карбонатный песчаник. Из обломков известняков определена фауна брахиопод, распространенных в живетском — нижней части франского яруса. Мощность 2—4 м. По простирацию конгломераты постепенно выклиниваются, замещаясь известковистыми гравелитами и песчаниками. В кластогенном материале последние ведущая роль принадлежит хорошо окатанным зернам кварца.

Выше по разрезу залегают снизу вверх следующие породы, составляющие собственно стратотипический разрез мукасовской свиты:

1. Кремнисто-глинистые сланцы тонкоплитчатые, зеленовато-серого цвета, содержащие детрит растительных остатков. В 5 м выше контакта с известняковыми конгломератами найдено 2 экземпляра конодонтов (отпечатки) *Polygnathus* aff. *pennatus* Hinde, распространенного в зонах *falsiovalis* — *punctata* ..... 10 м
2. Кремнистые сланцы черного и темно-серого цвета, тонкослоистые, прослоями охарактеризован глинистым материалом. В основании пачки собраны *Ancyrodella* sp., *Mesotaxis* cf. *asymmetricus* (Bisch. et Zieg.), *Palmatolepis* sp. (точки 0835, 7749, см. рис. 2.31, рис. 2.33 на вкладке), совместное нахождение которых ограничено зонами *punctata* и *Early hassi*, что соответствует нижней части доманикового горизонта западного склона Южного Урала. Более высокий интервал охарактеризован *Palmatolepis* cf. *plana* Zieg. et Sand., *Palmatolepis provorsa* Zieg., *Pa.* cf. *simplicis* Zieg. et Sand. (точка 7750). В кровле кремнистой пачки обнаружены конодонты *Palmatolepis rhenana rhenana* Bisch., *Pa.* cf. *rhenana nasuta* Müll., *Pa.* cf. *hassi* Müll. et Müll., *Pa.* cf. *jamieae* Zieg. et Sand. (точки 0836, 7750; см. рис. 2.33 на вкладке), (точка 0837), характерные для зоны *Late rhenana* аскынского горизонта верхнефранского подъяруса..... 40—50 м

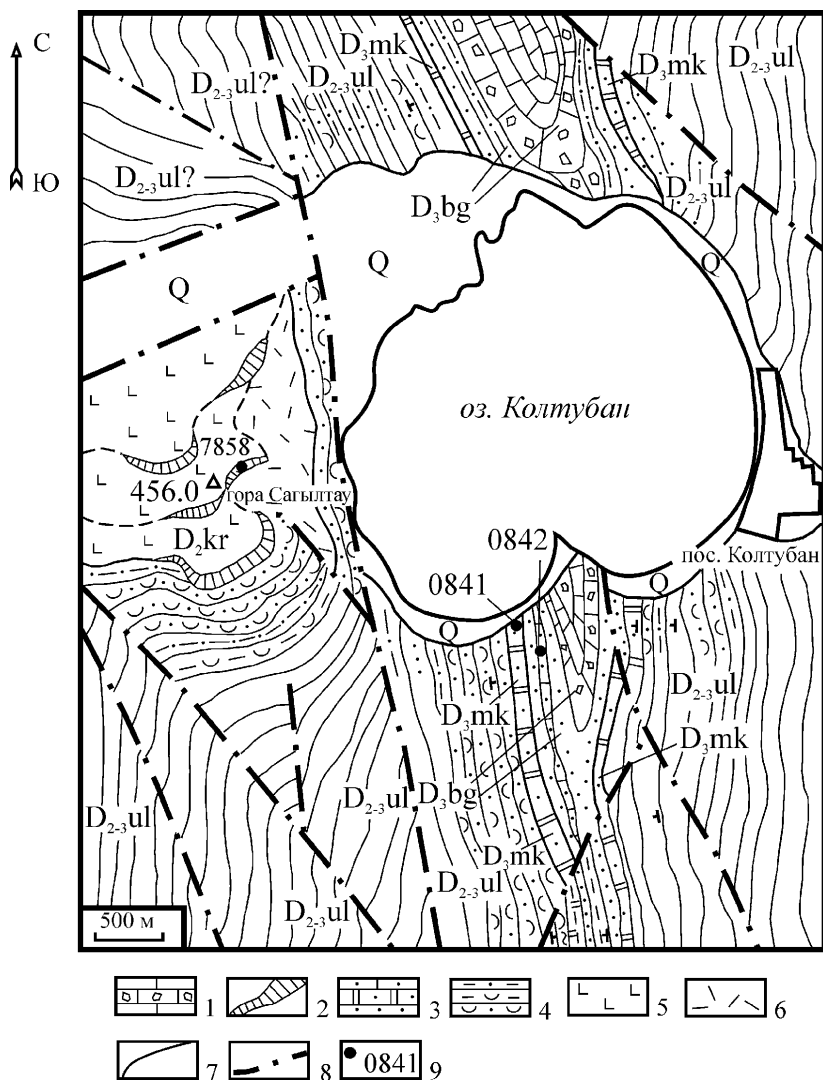
Выше по разрезу после задернованного интервала, мощностью 2 м, залегает линза органогенно-обломочных известняков мощностью 12–14 м. Ранее в них собран богатый комплекс брахиопод, характерный для аскынского горизонта верхов франского яруса [Маслов, 1980]. Вмещающие ее породы принадлежат вышележащему стратону — биягодинской свите.

По простирацию в 3 км к северо-западу мукасовская свита начинает постепенно уменьшаться в мощности. На высоте 470,8 (разрез Куюбаш) она достигает 25–30 м. В этом пересечении в карьере из двух слоев собраны отпечатки конодонтов: *Ancyrodella cf. nodosa* Ulr. et Bas., *Palmatolepis gigas paragigas* Zieg. et Sand. (точка 0572). Данный комплекс распространен в зонах rhenana — linguiformis, что соответствует мендымскому и аскыньскому горизонтам. В верхней части мукасовской свиты (точка 0573) обнаружены отпечатки конодонтов *Palmatolepis hassi* Müll. et Müll., *Pa. subrecta* Mill. et Young., распространенные в зонах Late rhenana и linguiformis, отвечающих аскыньскому горизонту.

В южном направлении от стратотипического разреза мукасовская свита имеет весьма неустойчивую мощность: она то раздувается, то резко сокращается до первых метров. На северном берегу оз. Колтубан, она не превышает 10–12 м. По простирацию мукасовские кремни постепенно выклиниваются и на южном берегу озера отсутствуют (рис. 2.35). Они замещаются ритмично-слоистой кремнисто-терригенной пачкой, обнаженной на мысообразном выступе, в которой собраны конодонты *Palmatolepis cf. muelleri* Klap. et Fost., *Pa. rhenana nasuta* Müll., *Pa. subrecta* Mill. et Young., *Pa. hassi* Müll. et Müll. (точки 0205а, 0841), обычно встречающиеся в верхах разреза мукасовской свиты. Ранее эта пачка включалась в состав третьей толщи улутауской свиты [Куваевский, 1959 г.] и считалась верхнеживетской. Выше по разрезу залегает небольшой мощности (35–50 м) песчано-глинистая толща с тонкими прослоями алевритистых известняков и известковистых песчаников. Она содержит многочисленные конодонты *Ancyrodella nodosa* Ulr. et Bas., *Ancyrognathus triangularis* Young., *Palmatolepis gigas gigas* Mill. et Young., *Pa. foliacea* Young., *Pa. rhenana nasuta* Müll., *Pa. subrecta* Mill. et Young. (точки 0214; 0842б), распространенные в зонах Late rhenana — linguiformis и известные в аскыньском горизонте западного склона. Эта фауна характеризует уже более высокий стратиграфический уровень, соответствующий биягодинской свите.

Далее на юг вдоль всего западного крыла Кизило-Уртазымской синклиналиной зоны мукасовская свита фациально очень изменчива и соответствующий ей стратиграфический интервал, обычно маломощный (5–20 м), фиксируется только по конодонтам.

Так, по руч. Тулубай, в 1,5 км восточнее д. Новоисянгилидино, после закрытого интервала выше улутауской свиты обнажена пачка тонкой и среднеплитчатых кремнисто-глинистых сланцев видимой мощностью 5–7 м. В нижней части пачки породы более кремнистые, серого цвета,



**Рис. 2.35.** Схематическая геологическая карта района оз. Колтубан. Составлена на основе карт Ю.Л. Куваевского [1959 г.], Д.Э. Цабдзе и др. [1984 г.] и наблюдений авторов

Q — четвертичные отложения; D<sub>3</sub>bg — верхний девон, франкий — фаменский ярусы, биягодинская свита; D<sub>3</sub>mk — верхний девон, франкий ярус, мукасовская свита; D<sub>2-3</sub>ul — средний — верхний девон, живетский — франкий ярусы, улутауская свита; D<sub>2</sub>kr — средний девон, эйфельский ярус, карамалыташская свита.

**Условные обозначения:** 1 — известняки, обломочные известняки; 2 — кремни, яшмы; 3 — песчаники, алевролиты, кремнистые алевролиты, в переслаивании, с редкими прослоями известковистых алевролитов; 4 — тефroidы, вулканомитовые песчаники; 5 — базальты; 6 — риолиты; 7 — геологические границы; 8 — тектонические нарушения; 9 — местонахождения конодонтов

содержат конодонты *Palmatolepis hassi* Müll. et Müll., *Pa. cf. rhenana nasuta* Müll., *Pa. aff. subrecta* Mill. et Young. (точка 0897). Вверх по разрезу они становятся более глинистыми и приобретают табачно-зеленый оттенок. Верхняя часть пачки сложена кремнисто-глинистыми сланцами красноватого цвета. Здесь собраны *Palmatolepis cf. gigas gigas* Mill. et Young., *Pa. hassi* Müll. et Müll., *Pa. punctata* (Hinde) (точка 0898). По всей вероятности, данная пачка очень быстро выклинивается в северном направлении. Встреченный комплекс конодонтов распространен в зонах Late rhenana – linguiformis, характерен для аскынского горизонта западного склона Южного Урала и для верхней части мукасовской свиты стратотипа.

Неплохие обнажения верхнедевонских отложений известны на р. Мал. Уртазымка западнее д. Алексеевка.

Здесь, на левом берегу реки, выше ритмично построенной вулканотерригенной толщи верхов улутауской свиты, после закрытого интервала 35–40 м залегают:

1. В основании небольшой гравки отмечается щебенка черных кремнисто-глинистых сланцев видимой шириной выхода ..... около 4 м
2. Выше по разрезу обнажены глыбово-обломочные породы, представленные беспорядочно и плотно «упакованными» глыбами и валунами плагиоклазовых порфиров основного и среднего состава. В нижней части слоя фиксируются глыбы известняков с макрофауной. Мощность 5 м. В южном направлении, в обнажении на безымянной высоте в склоне долины реки мощность этой пачки увеличивается до 15 м. Следует отметить, что тела известняков в основании этого слоя выдерживаются примерно на одном стратиграфическом уровне и имеют размеры до 4 м по длинной оси и до 3 м мощностью. Возможно, это мелкие биогермы, однако не исключается их обломочная природа.
3. Задернованный интервал..... 5–7 м
4. Известняки темно-серые, слоистые. По простиранию в северном направлении они прослеживаются на 150 м и постепенно выклиниваются как и нижележащая пачка слоя 2. На юг известняки протягиваются на правый берег р. Мал. Уртазымка. Здесь в них была собрана фауна брахиопод, характерных для аскынского горизонта франского яруса [Казанцева и др., 1975]. В верхней части слоя известняки представлены массивными разностями ..... 15 м
5. Восточнее и выше по разрезу задерновано ..... 14 м
6. Прослой микстита с глыбами известняков мощностью 3–5 м. В северном направлении на расстоянии 100 м мощность прослоя уменьшается до полного выклинивания.
7. Задерновано..... 3,5 м
8. Известняки слоистые (?) с причудливой инкрустацией по фауне. В северном направлении они выклиниваются и замещаются полимиктовыми песчаниками и алевролитами зеленого цвета..... 20 м
9. Обломочная пачка, сходная с нижележащими микститами. В нижней части залегают черные кремнистые алевролиты мощностью 3 м и протяженностью 7 м. В верхней части пачки встречаются крупные глыбы известняков. В одной из них обнаружен представительный комплекс конодонтов *Ancyrodella cf. nodosa* Ulr. et Bas., *Palmatolepis jamieae* Zieg. et Sand., *Pa. aff. lyaiolensis* Khr. et Kuz., *Polygnathus cf. krestovnikovi* Ovn., *Pol. aff. lodinensis* Pöls., характерный для верхней части франского яруса (точка 01275) ..... 5–10 м

10. Выше по разрезу залегает «линзовидный» прослой черных кремнисто-глинистых алевролитов. В них собраны конодонты очень плохой сохранности, представленные верхнедевонскими *Polygnathus* sp. В обрыве реки они образуют скальный коренной выход. Породы очень рассланцованы и смяты в сложные мелкие гофрированные складки. Содержат остатки флоры ..... 5–8 м
11. Закрытый интервал ..... 5 м
12. Пачка разнородных полимиктовых песчаников. В нижней части пачки отмечаются линзовидные прослои (до 1,5–2 м мощностью) водорослевых известняков ..... 10 м

Вышележащие отложения представлены граувакковыми песчаниками зилаирской свиты фаменского возраста.

В этом разрезе нижняя граница мукасовской свиты может быть проведена в основании слоя 1. С верхней границей дело обстоит сложнее. Фациально она выражена иначе, фауной не «цепляется». Возможно, мукасовская свита на данном участке постепенно выклинивается, тогда выше слоя 1 залегает вышележащий стратон — биягодинская толща. Вероятен также вариант границы внутри обломочной пачки. По мнению Г.А. Мизенса [2002], кремни мукасовской свиты могли «выпахиваться» обломочными потоками до полного уничтожения или дезинтеграции на отдельные крупные фрагменты.

Прояснение этого вопроса возможно в пересечении 150 м севернее, где в этом стратиграфическом интервале обломочная пачка выклинивается. Здесь выше вулканомиктовых образований улутауской свиты мукасовская свита приобретает свой типичный вид и четкие границы. Мощность кремнистых пород постепенно увеличивается в северном направлении до 35 м. В нижней части кремнистой пачки найдены конодонты, обычно встречающиеся в комплексе в низах мукасовской свиты: *Mesotaxis* cf. *falsiovalis* Sand., Zieg. et Bult., *Mesotaxis* cf. *asymmetricus* (Bisch. et Zieg.) (точка 0917).

После закрытого интервала мощностью 10 м выше кремнистых сланцев залегают тонкоплитчатые полимиктовые алевролиты и кремнистые алевролиты, переслаивающиеся с песчаниками. Отмечаются маломощные прослои, обогащенные карбонатным материалом. Мощность 45 м. В целом толща приобретает более монотонный вид. Отмечаются пачки кремнисто-глинистых алевролитов с микрослойками известняка. Примерно в 60 м выше по разрезу от черных кремней слоя 10 в прослое карбонатно-глинисто-кремнистых тонкослоистых плитчатых черных алевролитов (точки 0125, 0220) были найдены фаменские конодонты [Артюшкова, Барышев, 1982].

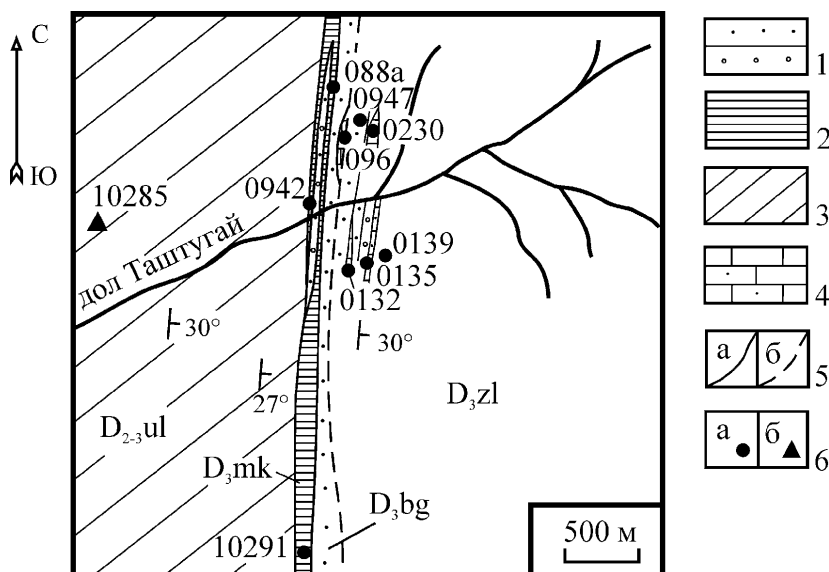
Чтобы более полно представить вариации характера разреза мукасовской свиты в различных пересечениях южнее широты д. Мукасево 1-е, мы считаем необходимым рассмотреть хорошо изученный и фаунистически охарактеризованный разрез отложений верхнего девона по долу Таштугай (левый приток р. Таналык, расположенный в 2,5 км ниже по течению от д. Султангузино).



По правому склону руч. Таштугай (рис. 2.36) на пачке переслаивания песчаников разномерных с кремнистыми тонкослоистыми аргиллитами, завершающей разрез улутауской свиты, залегают:

1. Черные кремнисто-углистые алевролиты, сильно рассланцованные, содержащие комплекс конодонтов (точка 0942) *Mesotaxis cf. falsiovalis* Sand., Zieg. et Bult., *Palmatolepis transitans* Müll. Фауна отчетливо указывает на основание мукасовской свиты и характерна для низов доманикового горизонта.....1,5 м
2. Валунные конгломераты. При более детальном рассмотрении эта пачка представляет собой незакономерное чередование линзовидных прослоев валунных полимиктовых конгломератов, гравелитов и грубозернистых песчаников. В обломочном материале характерны эффузивы среднего и основного состава, кремни и органогенные известняки с аскынский комплексом брахиопод [Казанцева и др., 1975]. Обломки хорошо окатаны, цементирующая масса сложена грубозернистым песчаником.....20–25 м

Грубообломочные породы не выдержаны по простиранию и выклиниваются на достаточно коротком расстоянии, замещаясь песчаниками, алевролитами и кремнистыми алевролитами. При прослеживании на юг



**Рис. 2.36. Схематическая геологическая карта района дола Таштугай. Составил В.А. Маслов [1984], с дополнениями**

$D_3zl$  — верхний девон, фаменский ярус, зилаирская свита;  $D_3bg$  — верхний девон, франкий — фаменский ярусы, биягодинская свита;  $D_3mk$  — верхний девон, франкий ярус, мукасовская свита;  $D_{2-3}ul$  — средний — верхний девон, живетский — франкий ярусы, улутауская свита.

**Условные обозначения:** 1 — граувакковые песчаники, алевролиты; 2 — кремнистые, кремнисто-глинистые сланцы; 3 — вулканомиктовые брекчии, конгломераты, песчаники, алевролиты, тефроиды; 4 — известковистые песчаники и алевролиты; 5 — геологические границы: установленные (а), предполагаемые (б); 6 — точки местонахождений конодонтов (а), остракод (б)

уже на левом склоне дола можно видеть постепенное увеличение мощности кремнистых пород и соответственно — уменьшение мощности конгломератов. В 3,5 км южнее описанного разреза, в районе триангуляционного пункта с отметкой 350,7, конгломераты в разрезе отсутствуют, а кремни образуют единую толщу.

3. Гравелиты и грубозернистые песчаники полимиктового состава ..... 1 м
4. Кремнисто-глинистые сланцы полосчатые зеленовато-серые с микрослойками алевролитов. В верхней части пачки (в точках 088а, 0943) собраны отпечатки конодонтов *Palmatolepis hassi* Müll. et Müll., *Pa. rhenana nasuta* Müll., *Pa. subrecta* Mill. et Young., характерные для аскынского горизонта западного склона Южного Урала (верхний фран) ..... 15 м
5. Пачка переслаивания полимиктовых песчаников и алевролитов зеленовато-серых с тонкими прослоями полосчатых кремнистых алевролитов. В кремнистых алевролитах в верхней части пачки собраны *Palmatolepis rhenana rhenana* Bisch., *Pa. subrecta* Mill. et Young., *Pa. rhenana nasuta* Müll. (точка 0944) ..... 7—10 м
6. Прослой известняков темно-серых с *Ancyrodella nodosa* Ulr. et Bas., *Palmatolepis rotunda* Zieg. et Sand. (точки 090, 0945) ..... 0,1 м
7. Переслаивающиеся полимиктовые песчаники, алевролиты и глинистые сланцы ... 10 м
8. Линзообразный прослой органогенно-обломочных известняков с редкими гальками глинистых сланцев и кремней. Выделены конодонты *Ancyrodella nodosa* Ulr. et Bas., *Palmatolepis* cf. *Pa. delicatula* Br. et Mehl (sensu Ziegler et Sandberg, 1990), *Pa. Ijaschenkoae* Ovn., *Pa.* cf. *lyaiolensis* Khr. et Kuz., *Pa. praetriangularis* Zieg. et Sand., *Pa. subrecta* Mill. et Young., *Polygnathus angustidiscus* Young., *Pol. brevilaminus* Ovn., *Pol. lodinensis* Pöls., *Pol. aff. macilentus* Kuz., *Pol. timanicus* Ovn. (точки 096, 097) ..... 1 м
9. Переслаивающиеся песчаники среднезернистые, алевролиты зеленовато-серые. В верхней части пачки в зеленых алевролитах тонкоплитчатых собраны *Palmatolepis* cf. *delicatula platys* Zieg. et Sand., *Pa. subperlobata* Br. et Mehl → *Pa.* cf. *regularis* Coop., *Pa. triangularis* Sann. → *Pa. quadrantinodosalobata sandbergi* Ji et Zieg., распространенные в зонах Late triangularis — Early crepida фаменского яруса (точка 0947) ..... 5 м

Слои 1—4 описанного разреза сопоставимы с мукасовской свитой стратотипической местности. Слои 5—8, еще содержащие фауну, характерную для самых верхов аскынского горизонта, можно считать аналогами биягодинской толщи. Со слоя 9 начинаются отложения зилаирской свиты. Таким образом, в разрезе дола Таштугай мукасовская свита представлена ритмично переслаивающимися алевролитами и кремнистыми аргиллитами с линзообразными прослоями микститов различной мощности. Общая мощность отложений мукасовской свиты колеблется, скорее всего, в пределах 50—60 м.

Севернее стратотипа мукасовской свиты (район д. Абзаково и севернее) наблюдается иной характер разреза. Исследованиями В.А. Маслова [1980] установлено, что мукасовский кремнистый горизонт к долине р. Худолаз уменьшается в мощности и, возможно, постепенно выклинивается (см. рис. 2.31). В 1,5—2 км юго-восточнее д. Ахмерово в алевропесчаной толще на этом стратиграфическом уровне появляются маломощные невыдержанные прослои кремнистых алевролитов и прослой кремнистых

сланцев мощностью 2 м, который постепенно, по простираению к д. Абзак-во, начинает увеличиваться в мощности и «расщепляется» на несколько кремнистых пачек, разделенных переслаивающимися светло-серыми песчаниками, алевролитами, черными и серыми кремнистыми сланцами. Далее на север мощность кремнистых и разделяющих их алевропесчаниковых пачек увеличивается еще более и уже на широте д. Мустаево вся эта толща достигает 300 м (см. рис. 2.33 на вкладке). В нижней части ее залегает пачка кремней мощностью 80–100 м, а завершается разрез аналогичной пачкой мощностью не менее 40–50 м.

Мукасовская свита была изучена нами в разрезе на широте д. Назаркино. Конодонты здесь собраны с разных стратиграфических интервалов. Низы разреза хорошо обнажены на высоте с триангуляционным пунктом 529,8. Следует отметить, что в этом разрезе очень трудно провести нижнюю границу свиты. Литологически она выражена не резко: в кровле подстилающей ее улутауской свиты распространены многочисленные прослойки и пачки кремней, мало отличимые от мукасовских. Этот факт только дополнительно подчеркивает постепенный характер данной границы. Несколько южнее тригопункта найдены отпечатки конодонтов *Polygnathus* aff. *pennatus* Hinde, *Pol. cf. ordinatus* Br. (точка 01129), распространенных в самых верхах живетского – нижней части франского ярусов. На высоте 491,4, расположенной севернее, обнажена та же часть разреза. Здесь на северном склоне горы в плитчатых кремнях найдены два отпечатка конодонтов, представленные *Polygnathus* cf. *limitaris* Zieg. et Klap. (точка 01131). Выше по разрезу на самой вершине высоты 491,4 в точке 01130 собраны отпечатки конодонтов *Icriodus* sp., *Mesotaxis* cf. *asymmetricus* (Bisch. et Zieg.), *M. cf. falsiovalis* Sand., Zieg. et Bult., обозначающие близкий стратиграфический уровень. Здесь же ранее из осыпи (точки 0193а, 0184а) были собраны *Palmatolepis hassi* Müll. et Müll., *Pa. punctata* (Hinde), характеризующие более высокий стратиграфический интервал. На Южном Урале этот комплекс распространен с доманикового горизонта практически до конца франа. Выше по разрезу обнажается пачка переслаивания песчаников и кремнистых алевролитов мощностью 130–150 м, которая перекрывается кремнями с фауной, характерной для более высокого стратиграфического уровня. Мощность верхней кремнистой пачки 50 м. В 1,6 км к востоку от д. Назаркино, непосредственно севернее проселочной дороги, ведущей в д. Ахмерово, в точке 01132 в ней собраны многочисленные отпечатки конодонтов *Palmatolepis jamieae* Zieg. et Sand., *Pa. rhenana nasuta* Müll., *Pa. rhenana rhenana* Bisch. Данный комплекс типичен для зоны Late rhenana и обычен в верхней части мукасовской свиты стратотипа. В 350 м восточнее, но уже к югу от дороги в точке 9259 конодонты собраны из самых верхних выходов кремнистой толщи. Они представлены *Palmatolepis* aff. *ormistoni* Klap., Kuz. et Ovn., *Pa. rhenana nasuta* Müll., *Pa. rhenana rhenana* Bisch., *Pa. subrecta* Mill. et Young. Комплекс конодонтов распространен

в зонах Late rhenana – linguiformis и характерен для кровли мукасовской свиты. Восточнее и выше по разрезу обнажения отсутствуют, но очевидно, что более высокие части разреза в этом пересечении сложены не кремнистыми породами, о чем косвенно свидетельствует выположенный рельеф. Таким образом, в приведенном разрезе в окрестностях д. Назаркино мы имеем полный объем мукасовской свиты. Особенностью, отличающей его от стратотипического разреза, является появление среди кремнистых пород прослоев и пачек песчаников и алевролитов, основным кластогенным компонентом которых является кислый плагиоклаз.

По простиранию на север данная толща еще более раздувается в мощности и становится существенно кремнистой. На широте д. Идяш-Кускарово она достигает 600–700 м. Выемкой шоссеиной дороги Аскарково – Белорецк, в 1 км восточнее места пересечения ее дорогой на д. Ярлыкапово вскрыт контакт улутауской и мукасовской свит. В выветрелых буровато-серых тонкоплитчатых кремнях подошвы свиты найдены единичные конодонты (точка 0400) *Mesotaxis* cf. *falsiovalis* Sand., Zieg. et Bult., типичные для низов мукасовской свиты стратотипа.

Верхняя часть свиты охарактеризована в карьере у дороги на юго-восточном склоне высоты 546,9 у д. Идяш-Кускарово (точка 7774). Здесь собраны *Ancyrodella nodosa* Ulr. et Bas., *Palmatolepis plana* Zieg. et Sand., распространенные в зонах *hassi* – Late rhenana, что соответствует доманиковому – аскынскому горизонтам.

На восточном крыле Биягодинской синклинали разрез мукасовской свиты изучен нами к западу от оз. Бурсунсы. Здесь на туфопесчаниках улутауской свиты залегает кремнистая толща мощностью 25–35 м, внутри которой в низах фиксируется линзообразный прослой конгломератов мощностью 2 м. В северном направлении он увеличивается до 8–10 м. Ряд исследователей считали эти конгломераты базальными, залегающими в основании франского яруса [Магадеев и др., 1975 г.; Садрисламов и др., 1984 г.]. Г.А. Смирнов, Т.А. Смирнова, М.Л. Ключина, Л.В. Анфимов [1974] также полагали, что конгломераты разделяют кремнистую толщу на живетскую (бикуловская свита) и франскую (мукасовская толща) части. Комплекс конодонтов, обнаруженный ниже конгломератов (точка 0471), включает *Palmatolepis transitans* Müll. и *Mesotaxis* cf. *asymmetricus* (Bisch. et Zieg.). Он распространен во франском ярусе в зонах *transitans* – Early *hassi*. Выше прослая конгломератов в серых фарфоровидных кремнях найдены *Ancyrodella* sp., *Palmatolepis hassi* Müll. et Müll., *Pa. rhenana brevis* Zieg. et Sand., *Polygnathus* sp. (точка 0472). В верхах мукасовской свиты найдены *Palmatolepis punctata* (Hinde), *Pa. semichatovae* Ovn. (точка 0473). Данная ассоциация конодонтов характерна для интервала зоны *rhenana* в целом, установленной в разрезах мендымского (Early *rhenana*) и аскынского (Late *rhenana*) горизонтов. Находка в рассматриваемом разрезе вида *Palmatolepis semichatovae* Ovn. выше прослая конгломератов свидетельствует о присут-

ствии в нем рубежа, отвечающего глобальному событию, именуемому «транспрессия *Pa. semichatovae*». Этот рубеж SDS (Subcommission on Devonian Stratigraphy) принят за нижнюю границу верхнефранского подъяруса [Becker, House, 1998].

В Узункырской подзоне мукасовская свита по составу слагающих ее пород и особенностям их соотношений в разрезе и по латерали отличается от разновозрастных отложений Кизило-Уртазымской подзоны. Существенную роль в разрезе подстилающей улутауской свиты играют вулканы базальтового и андезибазальтового состава. Нередко под мукасовскими кремнями развиты линзы известняков либо туфопесчаники с макрофауной живетского и микрофауной раннефранского возраста. Перекрывается мукасовская свита лавами, лаво- и туфобрекчиями, туфами пироксен-плагиоклазовых порфиритов базальтового и андезибазальтового состава мощностью до 1500 м, выделенными нами в бугодакскую свиту [Артюшкова, 2009; Артюшкова, Маслов, 1998; Маслов и др., 1999; Маслов, Артюшкова, 2000, 2002].

Самые южные выходы мукасовской свиты Узункырской подзоны известны в 2,5–3 км северо-восточнее д. Юлдашево (см. рис. 2.27). Здесь на невысоком хребтике обнажена верхняя часть разреза мукасовской свиты, о чем свидетельствуют находки конодонтов. В зеленовато-серых кремнях мощностью 12 м найдены *Palmatolepis ex gr. gigas* Mill. et Young., *Pa. proversa* Zieg. (точка 0460). Выше них залегает пачка переслаивания полимиктовых песчаников, алевролитов и аргиллитов мощностью до 20 м, которая перекрывается сургучными кремнями с конодонтами *Palmatolepis hassi* Müll. et Müll., *Pa. rhenana nasuta* Müll. (точка 0461). Мощность последних 10 м. Собранный фауна характерна для зон Late rhenana – linguiformis. Выше по разрезу обнажается олистостромовая пачка с кремнистыми микститами в основании. Приведенная фауна из обеих точек характерна для аскынского горизонта — зоны Late rhenana и представляет комплекс верхней части мукасовской свиты. Микститовую пачку можно коррелировать с биягодинской толщей.

Достаточно хорошо мукасовская свита обнажена в разрезе, расположенном в 0,5 км к западу от пос. Вятский на горе Рассыпная. Гора полностью сложена кремнисто-глинистыми сланцами. В средней части склона среди кремней залегает прослой карбонатных криноидных песчаников мощностью 0,8 м, в котором ранее были определены живетские криноидеи [Садрисламов и др., 1972 г.]. Эти определения послужили основанием к отнесению ниже лежащих кремней к живетскому ярусу. Г.А. Смирнов, Т.А. Смирнова, М.Л. Ключина, Л.В. Анфимов [1974] также считали их живетскими и выделяли в отдельную свиту — биколовскую. Нами в этом прослое обнаружен очень богатый комплекс конодонтов (точка 7079), содержащий *Klapperina ovalis* Zieg. et Klap., *Mesotaxis asymmetricus* (Bisch. et Zieg.), *Palmatolepis hassi* Müll. et Müll., *Pa. punctata* (Hinde), *Pa. transitans* Müll., *Polygnathus decorosus*

Stauf., *Pol. timanicus* Ovn., *Pol. varcus* Stauf., *Pol. webbi* Stauf. Данная ассоциация распространена в зоне Early hassi в доманиковом горизонте.

В 25 м выше по разрезу в кремнях черного и темно-серого цвета определены (точка 7072): *Palmatolepis hassi* Müll. et Müll., *Pa. proversa* Zieg. и *Pa. punctata* (Hinde), распространение которых ограничено зонами hassi — Late rhenana, соответствующими доманиковому — аскынскому горизонтам. Мощность кремнистой толщи составляет не менее 100 м.

Севернее верхняя часть мукасовской свиты и ее контакт с вышележащей бугодакской свитой хорошо обнажены в разрезе на широте д. Москва, в 2 км к северо-западу от деревни. Здесь в седловине между высотами 653,5 и 584,3 в черных плитчатых слоистых кремнях был собран комплекс франских конодонтов: *Ancyrodella nodosa* Ulr. et Bas., *Palmatolepis hassi* Müll. et Müll. (точка 0793а), характерных для мукасовской свиты. Выше по разрезу на черных кремнях согласно залегают цветные полосчатые кремнистые алевролиты мощностью 25–30 м. В 500 м южнее обнажена пачка ярких голубовато-зеленых полосчатых кремней мощностью 25 м с *Palmatolepis* sp. В кровле пачки (точка 0794) в вишневых кремнистых алевролитах собраны *Ancyrognathus* aff. *triangularis* Young., *Palmatolepis hassi* Müll. et Müll., *Pa. juntianensis* Han, *Pa. rhenana brevis* Zieg. et Sand., *Pa. rhenana nasuta* Müll., *Palmatolepis* sp. Этот комплекс характерен для верхней части аскынского горизонта франского яруса. Эта пачка вместе с перекрывающими порфиритами составляет разрез бугодакской свиты.

В Имангуловской синклинали, в западном ее крыле, нами изучен разрез в 5 км к северо-западу от д. Имангулово. В пересечении через возвышенности, расположенные к северо-западу от горы Мукуш (642,8), на невысоком выдержанном хребтике с отметкой 711,8 в 1,8 км по аз. 314° от вершины горы Мукуш обнажены темно-серые и черные полосчатые кремни, в которых в точке 0800 (рис. 2.37) были найдены отпечатки франских конодонтов: *Palmatolepis ljaschenkoae* Ovn., *Pa. proversa* Zieg., *Pa. punctata* (Hinde). Близкий комплекс конодонтов собран несколько севернее, на безымянной высоте, в 1,95 км по аз. 322° от горы Мукуш (точка 0867): *Ancyrognathus* sp., *Palmatolepis foliacea* Young., *Pa. hassi* Müll. et Müll., *Pa. proversa* Zieg. Выше по разрезу удовлетворительно обнажена толща переслаивания полимиктовых песчаников и алевролитов с пачками кремнистых пород шириной выхода не менее 1 км. Многократно в разрезе встречаются разной мощности субинтрузивные пластовые тела габбро-диабазов. В случае, когда мощность кремнистых пачек находится в пределах первых десятков метров, они обычно смяты в сложные дисгармоничные складки. На юго-западном отроге высоты 671,8 переслаивание песчаников и алевролитов с кремнистыми алевролитами имеет ритмичный характер. Ширина выхода этой пачки около 50 м. На ней залегают прослой кремнистых брекчий мощностью 1–1,5 м, прослеженный нами по простиранию в северном направлении на расстояние 1 км. Брекчии, очевидно, сингенетичные, обломки

кремней разной величины и ориентировки. При уменьшении размера обломков до гравийного, они располагаются длинной осью по слоистости.

Выше характер разреза сохраняется. После 40 м интервала отмечен прослой вишневых кремнистых алевролитов с отпечатками конодонтов *Palmatolepis* sp.

В 15–20 м выше по разрезу после интервала, занятого телом габбро-диабазов, обнажен прослой зеленовато-серых тонкослоистых и тонкоплитчатых кремнистых алевролитов мощностью не более 5–7 м. В них найдены *Ancyrognathus* sp., *Palmatolepis rhenana brevis* Zieg. et Sand., *Pa. rhenana nasuta* Müll., *Polygnathus* sp. (точка 0829).

По всей вероятности, на этом же стратиграфическом уровне нами собраны отпечатки конодонтов в точке 0801 (см. рис. 2.37), расположенной севернее, в районе высоты с отметкой 596,7 (у родника). Обнаруженный комплекс конодонтов *Ancyrodella* sp., *Palmatolepis hassi* Müll. et Müll., *Pa.*

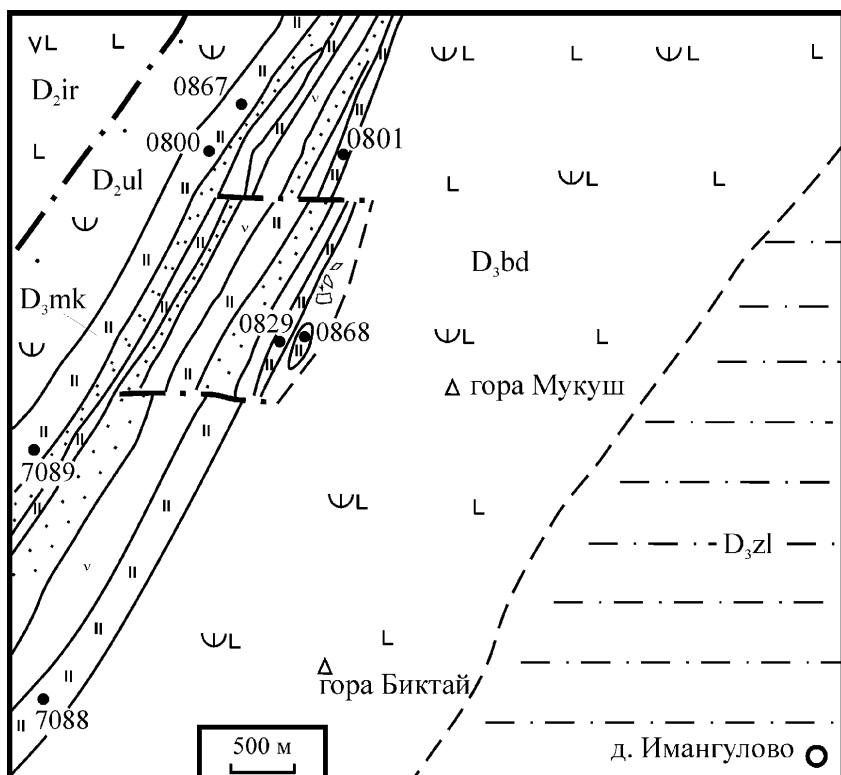


Рис. 2.37. Схематическая геологическая карта района горы Мукуш (Имангуловская синклинали). Составили В.А. Маслов и О.В. Артюшкова [2000]

Условные обозначения см. на рис. 2.15.

*gigas gigas* Mill. et Young., *Pa. rhenana nasuta* Müll., *Pa. aff. subrecta* Mill. et Young. характерен для верхов аскынского горизонта франского яруса.

Более верхние части разреза представлены незакономерно чередующимися полимиктовыми гравелитами, песчаниками разномерными и алевролитами.

Съемщиками [Анисимов и др., 1978 г.] эта толща переслаивания песчаников и кремней относилась к первой толще колтубанской свиты. Кремнистые слои в составе этой толщи имеют довольно большую мощность — от первых метров до первых десятков метров. Они хорошо выдержаны по простиранию. Пачки полимиктовых песчаников имеют мощности того же порядка. И.С. Анисимов и др. [1978 г.] отмечают большое сходство кремней мукасовской толщи с кремнистыми прослоями первой толщи колтубанской свиты и возникающие в связи с этим трудности в определении нижней границы свиты. В своей работе, посвященной стратиграфии девона Учалинского района [Маслов, Артющкова, 2000], при расчленении верхнедевонских отложений мы отнесли эту часть разреза к мукасовской свите. Однако уже в более поздних работах [Маслов, Артющкова, 2002; Артющкова, Маслов, 2005; Артющкова, 2009], опираясь на дополнительные находки фауны конодонтов, мы поместили эту толщу в интервал выше кремней мукаса.

Собранный палеонтологический материал показывает, что первая толща колтубанской свиты И.С. Анисимова соответствует верхней части аскынского горизонта франского яруса. Большое количество прослоев и пачек кремней в ее составе свидетельствует о постепенной границе ее с подстилающей мукасовской свитой и о формировании в некотором удалении от центров вулканизма в бугодакское время. Фауна конодонтов также имеет много общих форм. Встреченные конодонты имеют распространение в зонах Late rhenana — linguiformis.

Объектом достаточного внимания явилась кремнистая толща, выделяющаяся как мукасовская, в *Присакмарско-Вознесенской* подзоне. На юге подзоны на изданных государственных геологических картах масштаба 1:200000 эта кремнистая толща не имеет собственного названия и датирована ранним фаменом (Листы N—40—XXIX и N—40—XXXV, авторы И.В. Ленных и Е.А. Шумихин [Геологическая карта ..., 1960]). На всех последующих крупномасштабных геологических картах она обозначена мукасовским горизонтом франского возраста.

В западном крыле подзоны кремни мукасовской свиты закартированы прерывистой полосой вдоль восточной границы ГУРа. В восточном крыле мукасовская свита оконтуривает Таналыкское поднятие и протягивается на север до широты бывшей д. Губайдуллино, а далее срезается Западно-Ирендыкским разломом. Повсеместно она перекрывается образованиями зилаирской свиты. Нижний контакт свиты на большинстве геологических карт показан как несогласный. В соответствии с этой вер-



сией, подстилающими отложениями являются вулканиты и осадочные породы различных стратиграфических уровней, начиная от силура и заканчивая средним девонем. Нами было изучено несколько пересечений с целью выявления наиболее полных последовательностей кремнистой толщи и открытых границ с подстилающими и перекрывающими отложениями. Таких разрезов выявлено немного.

К западу от д. Кирдасово по левому склону р. Сакмары севернее д. Ахметово обнажен следующий разрез. В самой нижней части склона вскрыты весьма разрушенные, но с хорошо сохранившимися текстурами, яркие голубовато-зеленые обломочные серпентиниты. Основная масса представлена разнообломочными серпентинитовыми кластитями с обломками от псаммитовой до валунной размерности. Кроме того, среди обломочного материала распространены черные комковатые кремни с яркой голубовато-зеленой корочкой. По всей видимости подобные кластические серпентиниты имеют осадочный генезис [Иванов и др., 2000]. На них с необнаженной нижней границей залегает пачка мономиктовых кремнистых брекчий и разнозернистых песчаников с прослоями голубовато-серых слоистых кремней мощностью около 30 м. В целом эта толща внешне весьма напоминает мазовскую свиту. В кремнях найдено несколько очень плохой сохранности конодонтов, однако достоверно установлен один — *Polygnathus* sp. лингуйформного облика, явно дофранский (точка 01077).

После закрытого интервала шириной около 120 м по гребню хребтика с отметкой 681,1 обнажаются черные слоистые кремни, которые неплохо вскрыты щебеночным карьером на южном окончании хребта. Кремни смяты в складки, однако общее падение пород восточное под углом 35°. В нижней обнаженной части кремнистой толщи, в западной части карьера, в голубовато-черных толстоплитчатых кремнях (точки 01074, 01075) найдены единичные отпечатки *Palmatolepis punctata* (Hinde), *Pa. proversa* Zieg., *Polygnathus* sp. В восточной части карьера выше по разрезу (точка 01076) собраны формы *Ancyrodella nodosa* Ulr. et Bas., *Palmatolepis hassi* Müll. et Müll., *Pa. gigas extensa* Zieg. et Sand., *Pa. proversa* Zieg., характерные для верхней части мукасовской свиты стратотипа. По имеющемуся набору конодонтов можно допустить, что мукасовская свита представлена здесь в полном объеме.

В 2 км восточнее д. Ахметово на хребте с триангуляционным пунктом 773,6 очень плохо обнажаются кремни, закартированные мукасовским горизонтом. На высоте с отметкой 754,7 найдено два отпечатка *Palmatolepis punctata* (Hinde), *Polygnathus* sp., распространенных в мукасовской свите. Согласно карте масштаба 1:200000, этими кремнями сложено восточное крыло Ахметовской «синклинали». Южнее д. Баймурзино крылья (?) синклинали смыкаются, и далее на юг кремнистый горизонт протягивается неширокой выдержанной полосой по наиболее высоким отметкам

современного рельефа. По всей вероятности, геологическая ситуация на этом участке более сложная. Возможно, вся толща, заключенная между этими кремнистыми пачками, может представлять собой, как и в Кизилю-Худолазовской структуре, один стратон — мукасовскую свиту. Не исключено также, что мы имеем дело с несколькими тектоническими чешуями. Решение этого вопроса возможно только при детальном картировании с полными сборами конодонтов.

К югу на широте д. Уметбаево придорожным карьером вскрыты сильно выветрелые тонкослоистые кремни. В западной части карьера собраны (точка 01243) *Icriodus* cf. *symmetricus* Br. et Mehl, *Mesotaxis* cf. *asymmetricus* (Bisch. et Zieg.), *Palmatolepis transitans* Müll. Комплекс обычен для низов доманикового горизонта и фиксирует основание мукасовской свиты. Восточнее и выше по разрезу в 10 м (точка 01244) найдены *Ancyrodella* sp., *Mesotaxis* sp., *Palmatolepis punctata* (Hinde), характерные уже для более высокого стратиграфического уровня. Границы с подстилающими и перекрывающими отложениями не обнажены, однако западнее очень плохо вскрыты нижележащие слоистые кремни желтоватого цвета с видимыми радиоляриями, внешне отличающиеся от типичной мукасовской свиты.

Далее на юг разрез кремнистой толщи хорошо вскрыт дорожными выемками в районе д. Темясово. На геологической карте Д.Э. Цабадзе масштаба 1:50000 [Цабадзе и др., 1984 г.] выделен мукасовский горизонт. С запада он граничит с зоной серпентинитового меланжа с крупными блоками базальтов. Разрез осадочной толщи мощностью не менее 150 м вскрыт южнее деревни на левом берегу р. Сакмара при строительстве шоссе. Породы, залегающие на серпентинитах, представлены брекчиевидными кремнями и очень рассланцованной пачкой бурых обломочных кремней. Более высокая часть кремнистой толщи вскрыта карьером. Здесь обнажены плитчатые кремни серого, темно-серого и черного цвета, с радиоляриями. Часты прослойки кремнистых брекчий. В одном из таких прослоев южнее карьера (точка 01133) собраны отпечатки эйфельских конодонтов — *Polygnathus costatus costatus* Klap., *Pol. pseudofoliatus* Wit., *Tortodus* cf. *kockelianus australis* (Jack.).

На правом склоне р. Сакмара по южному склону высоты 640,8 восточнее деревенского кладбища дорожной выемкой вскрыт разрез, представленный в нижней части толсто- и тонкоплитчатыми кремнями, рассланцованными, брекчированными, смятыми в сложные складки. Ширина выхода этой пачки 25 м. В верхах пачки породы ожелезнены и сменяются рассланцованными, образующими мелкую щебенку, глинистыми сланцами табачного цвета. Ширина выхода 22–25 м. Найден один отпечаток конодонта среднедевонского облика. Восточнее в интервале 6–7 м обнажены сильно рассланцованные, практически растертые, брекчированные глинисто-кремнистые породы. Далее на восток в интервале 20 м встречены черные интенсивно дислоцированные кремни, в верхней части брекчированные и окварцован-

ные. С востока они ограничены серпентинитами, восточнее которых залегают отчетливо слоистая пачка переслаивания черных и серых, толсто- и тонкоплитчатых кремней мощностью 10–12 м. В нижней части этой пачки найдено несколько отпечатков конодонтов (точка 01136) *Palmatolepis* sp., *Polygnathus* ex gr. *xylus* Stauf., указывающих на принадлежность этих кремней к нижней части франского яруса. По простиранию в северном направлении данная пачка вскрыта карьером, в борту которого видно, что она по тектоническому нарушению перекрыта пачкой плитчатых темно-серых и черных омарганцованных и ожелезненных кремней с франскими конодонтами (точка 01137) *Palmatolepis punctata* (Hinde), *Pa. transitans* Müll., *Polygnathus vialovi* Zver., характерными для низов мукасовской свиты. Ширина выхода этой пачки в пределах 50 м. Перекрываются кремни толщей переслаивания полимиктовых песчаников, алевролитов и глинисто-кремнистых сланцев.

Встреченные в кремнях конодонты позволяют нам высказать мнение, что по всей вероятности, данная кремнистая толща представляет собой конденсированный разрез актауской свиты, перекрытый верхнедевонскими отложениями.

К северу от д. Нигаматово в пересечении от русла руч. Сакмагуш через высоту с отметкой 566,8 кремнистая толща залегает на вулканитах базальтового состава. Нижний контакт ее тектонический, что подчеркивается брекчированием и окварцеванием кремней. В низах толщи (точка 01238) найдены отпечатки конодонтов хорошей сохранности *Klapperina* sp., *Mesotaxis* cf. *asymmetricus* (Bisch. et Zieg.), *Palmatolepis punctata* (Hinde), характерные для низов мукасовской свиты стратотипа (основание доминикового горизонта). Более высокая часть разреза вскрыта карьером на вершине горы (точка 01237). Кремни выветрелые, смяты в складки, в них собраны отпечатки конодонтов *Ancyrodella* sp., *Palmatolepis jamieae* Zieg. et Sand., *Pa. proversa* Zieg., *Polygnathus* cf. *decorosus* Stauf. Данный комплекс конодонтов характерен для мендымского и аскынского горизонтов верхнего франа и распространен в верхней части мукасовской свиты. В самых верхах кремнистой толщи появляются более глинистые разности и алевролиты. Они хорошо вскрыты в небольшой горной выработке вблизи обрывистого берега р. Сакмара. В обрывах старого русла реки очень хорошо обнажены вышележащие грубозернистые и гравелитистые полимиктовые песчаники с редкими прослоями черных аргиллитов и мелкообломочных микститов, в которых подавляющая роль принадлежит неокатанным обломкам черных кремней и глинистых алевролитов. Эти отложения сопоставляются нами с биягодинской свитой.

В полосе от бывшей д. Губайдуллино до д. Акмурун мукасовская свита прослеживается непрерывной полосой, окаймляя выходы вулканитов баймак-бурибайской свиты вдоль западного края Таналыкского поднятия, однако она обнажена очень неравномерно и имеет варьирующую мощность. Подстилающими отложениями являются кремни актауской свиты,

но нередко мукасовская свита залегает непосредственно на баймак-бурибайской свите. Перекрывается терригенно-кремнистой толщей, аналогом биягодинской толщи позднефранского — раннефаменского возраста.

Разрез мукасовской свиты в полном объеме с открытыми нижним и верхним контактами изучен на широте д. Ишмурзино [Маслов, Артюшкова, 2002].

В 3 км к западу от деревни, в 500 м севернее шоссе Баймак — Юлдыбаево, на меридионально вытянутом хребтике с отметкой 537,6 обнажена кремнистая толща, расчлененная Д.Э. Цабадзе и др. [1984 г.] на два стратона — бугулыгырскую и мукасовскую толщи. Взаимоотношения между ними показаны тектонические. Нашими исследованиями было установлено, что в этом разрезе реально существует франская — мукасовская толща (точка 0438а) и есть кремни более древнего уровня (точки 0405 и 0438), однако скоррелировать их с бугулыгыром собранная фауна не позволяла [Стратиграфия ..., 1993]. В результате повторных сборов в 2000 г. конодонтов в полосчатых тонкоплитчатых кремнистых алевролитах, обнаженных на южном склоне высоты 537,6 (точка 01156), найден комплекс конодонтов *Polygnathus linguiformis linguiformis* Hinde morphotype *gamma* Bult., *Pol. linguiformis linguiformis* Hinde morphotype *epsilon* Zieg., Klap. et John., *Pol. cf. limitaris* Zieg. et Klap., распространение которого известно в верхах живецкого — низах франского ярусов. На основании этой находки мы считаем, что вмещающие отложения являются частью актауской свиты, синхронной улутауской свите. Породы достаточно полого падают на запад под углом 25°. Ширина выхода их около 30 м.

На этой пачке постепенно залегают серые плитчатые кремни, хорошо вскрытые карьером. В них собраны (точка 01158) многочисленные отпечатки конодонтов, представленные преимущественно *Polygnathus cf. dubius* Hinde и другими формами с узкой удлиненной платформой и высоким свободным листом, характерными для франских видов. По всей вероятности, это либо самые низы мукасовской, либо кровля актауской свиты (часть разреза, сопоставляемая с верхней частью улутауской свиты). Ширина выхода этой пачки 60—70 м. Верхи кремнистой толщи вскрыты при строительстве газопровода. В точке 01157 в буровато-серых тонкоплитчатых кремнистых сланцах собраны *Ancyrodella* sp., *Palmatolepis hassi* Müll. et Müll., *Pa. ljaschenkoae* Ovn., *Pa. aff. lyaiolensis* Khr. et Kuz., *Pa. rhenana nasuta* Müll. и ранее — *Palmatolepis aff. lyaiolensis* Khr. et Kuz., *Pa. cf. subrecta* Mill. et Young. (точка 0438а). Возможно, эта часть разреза, судя по комплексу конодонтов, характеризует уже надмукасовский интервал, поскольку данный комплекс более типичен для биягодинской толщи. Вышележащие породы представлены флишоидной толщей зилаирской свиты.

Интересный разрез кремнистой толщи, переинтерпретированный нами после детальных сборов конодонтовой фауны [Маслов, Артюшкова, 2002], расположен в районе д. Султантимирово (урочище Аргаган). Здесь

при геолого-съемочных работах масштаба 1:50 000 [Биков и др., 1973 г.] была выделена ирендыкская свита, представленная редуцированными удаленными фациями: тфроидами, туфопесчаниками, туфоалевролитами, кремнистыми туффитами и подчиненными им туфами и туфобрекчиями порфирировых андезибазальтов. Она несогласно перекрывается кремнистой толщей, закартированной бугулыгырским горизонтом. Выше залегает улутауская свита, в строении которой большая роль также принадлежит кремням. На всех перечисленных стратонах несогласно налегают кремни мукасовского горизонта.

Нами были очень детально отработаны маршруты с прослеживанием всех выдержанных горизонтов и пачек кремней и отбором конодонтов (см. рис. 2.20). Следует отметить, что все стратиграфические подразделения имеют чрезвычайно пологое залегание, иногда близкое к горизонтальному, что весьма затрудняет выяснение их взаимоотношений. По конодонтам установлено, что кремни, показанные бугулыгыром, являются аналогом ярлыкаповской свиты и входят в состав актауской свиты (точки 0389а, 0433). Вишневые яшмоиды этой толщи перекрываются через переслаивание ярко-зелеными кремнями мощностью 3–7 м. На них залегают окварцованные стекловатые светло-желтые кремни с характерными кольцевыми текстурами. В них найдены конодонты, представленные рамиформными элементами. Эти породы, довольно мощные и выдержанные, непрерывной полосой протягиваются на наиболее высокую отметку горы Аргаган. Кремни смяты в пологие складки, антиклинальные части которых обнажаются преимущественно в бортах логов и на самой высокой отметке. Здесь найден *Polygnathus* ex gr. *linguiformis* Hinde (точка 01153). Эта часть разреза съемщиками сопоставлена с аналогами улутауской свиты, что справедливо. Примерно в 500 м в юго-западном направлении от высоты 577,6 в разрезе появляются плитчатые кремнистые алевролиты серого цвета с тонкими прослойками черных кремней. Постепенно они сменяются плитчатыми полосчатыми кремнистыми алевролитами с остатками радиолярий и отпечатками конодонтов *Klapperina* aff. *disparilis* (Zieg. et Klap.), *Polygnathus* cf. *angustidiscus* Young. (точка 01150). В 100 м западнее найдены отпечатки конодонтов того же стратиграфического уровня *Mesotaxis* cf. *dengleri* (Bisch. et Zieg.) (точка 01151). На южном склоне горы Аргаган ранее в точке 0434 обнаружен отпечаток конодонта *Klapperina* cf. *disparilis* (Zieg. et Klap.). На юго-западном отроге наиболее высокой отметки, расположенной севернее горы Аргаган, в аналогичных породах собран близкий комплекс конодонтов *Mesotaxis* cf. *dengleri* (Bisch. et Zieg.), *Polygnathus* cf. *angustidiscus* Young., *Pol. cristatus* Hinde, *Pol. dubius* Hinde (точка 01152). Внешне породы имеют большое сходство с верхней (франской) частью улутауской свиты района стратотипа. Найденные отпечатки конодонтов характерны для самых верхов живетского – низов франского ярусов и свидетельствуют о том, что вмещающие породы надо сопоставлять с верхами улутауской свиты.

Выше по разрезу обнажаются только темно-серые и черные разноплитчатые кремни, отнесенные к мукасовской свите. Низы ее охарактеризованы недостаточно: в точке 0434а на высоте с отметкой 570,4 найдено два отпечатка в положении «вид снизу», что не позволяет определить их до вида, однако это уже представители *Palmatolepis* sp., характерных для франского яруса. Кровля мукасовской свиты фаунистически охарактеризована разнообразным комплексом конодонтов *Palmatolepis gigas paragigas* Zieg. et Sand., *Pa. jamieae* Zieg. et Sand., *Pa. rhenana nasuta* Müll., *Polygnathus brevis* Mill. et Young. (точка 01162), типичным для верхней части свиты района стратотипа.

Таким образом, находки конодонтов свидетельствуют о том, что кремни мукасовской свиты залегают на кремнях актауской свиты в непрерывной последовательности. Очевидно, что подстилающие кремни имеют небольшие мощности и при очень пологом залегании не всегда вскрыты в разрезе, что и создает иллюзию несогласного нижнего контакта мукасовской свиты. При детальном картировании, сопровождающемся послойным сбором фауны, этот вопрос решается и становится понятным (см. рис. 2.20).

Выше по разрезу и западнее мукасовская свита перекрывается граувакковой толщей с прослоями кремней средне- и толстоплитчатых кремней, выделенных съемщиками в зилаирскую свиту фаменского возраста. Породы залегают полого, почти горизонтально, аз. пад. 285°, угол 5°.

Прослои кремней облекают небольшие холмы, покрывая песчаники, и создают впечатление несогласного залегания с последними, что и дало основание группе И.Е. Батрак, проводившей работы по ГДП–200 на этой территории в 2000–2001 гг., предположить, что кремни мукасовской свиты надвинуты на зилаирскую. При детальном изучении данного разреза мы выяснили, что кремни образуют маломощные прослои (10–20 см и более) среди песчаников (см. рис. 2.20). Самый нижний прослой обнажен в 150 м северо-западнее кремней мукасовской свиты (точка 01162). В нем найден *Palmatolepis* cf. *muelleri* Klap. et Fost. (точка 01162а), распространенный в верхах аскынского горизонта франского яруса. Выше по разрезу в интервале шириной 1 км обнажена толща переслаивания полимиктовых песчаников, алевролитов и кремней с верхнефранскими конодонтами, которую мы относим к биягодинской свите.

В северной части Присакмарско-Вознесенской подзоны верхнедевонская последовательность достаточно нарушена и представлена фрагментами разной мощности и стратиграфического объема.

Нами изучен разрез мукасовской свиты в северном замыкании Аратауской синклинали, где она также охарактеризована конодонтами. Кремнистая толща, слагающая западное крыло Аратауской синклинали [Козлов и др., 1964 г.; Анисимов и др., 1983 г.], контактирует с гипербазитами зоны Главного Уральского разлома и прослеживается непрерывной

полосой от д. Татлембетово до широты д. Рысаево. По всей видимости, она представлена здесь в полном объеме. Комплекс конодонтов, собранный в старых канавах на высоте 582,6 в 2,5 км к юго-западу от д. Бурангулово (точка 0516), включает *Mesotaxis cf. falsiovalis* Sand., Zieg. et Bult., *Palmatolepis foliacea* Young., *Pa. hassi* Müll. et Müll. и указывает на принадлежность к доманиковому горизонту. Вероятно, в данном пункте конодонты собраны в низах толщи. Верхний стратиграфический уровень кремнистой толщи подтвержден находками в карьере, расположенном в 4 км к северо-востоку от д. Рысаево, восточнее дороги Рысаево – Кирябинское, в верховье руч. Аттам-Елга. Здесь в точке 0828 найдены *Palmatolepis rhenana brevis* Zieg. et Sand., *Pa. aff. simpla* Zieg. et Sand., *Pa. rhenana* Bisch., характерные для верхней части аскынского горизонта.

В 1 км к востоку от д. Абсалямово, на невысоком хребтике восточнее ручья с небольшой запрудой, ниже кремней, отнесенных И.С. Анисимовым и др. [1983 г.] к мукасовской толще, залегают известняки органогенные, мраморизованные и сильно рассланцованные, содержащие остатки живетской макрофауны. Они имеют линзовидную форму и максимальную мощность в поперечнике до 50 м.

На контакте с известняками вышележащие мукасовские кремни сильно окварцованы, очевидно, контакт между ними тектонический. В нижней части кремнистой толщи найдены два экземпляра конодонтов *Polygnathus* sp. К сожалению, из-за плохой сохранности трудно сказать об их стратиграфической принадлежности. Кремнистая толща на этом участке смята в складки, имеет ширину выхода до 50 м.

В северной центриклинали Аратауской синклинали разрез очень близок вышеописанному. В 1 км к юго-западу от д. Абсалямово, на безымянном хребтике широтного простиранья, севернее дороги Вознесенка – Татлембетово обнажаются кремни черные и темно-серые, толстоплитчатые с остатками радиолярий. Они охарактеризованы *Ancyrodella* sp., (?) *Klapperina* cf. *ovalis* (Zieg. et Klap.), *Polygnathus* sp. (точка 0787), *Mesotaxis* cf. *asymmetricus* (Bisch. et Zieg.), *M. aff. dengleri* (Bisch. et Zieg.) (точка 0787а), известными в нижней части доманикового горизонта. Мощность кремнистой толщи не менее 50 м.

Такой же характер разреза имеет место и в районе д. Татлембетово. Восточнее деревни, на южном склоне горы Иши-Халтау в 1 км к северо-востоку от д. Абсалямово, в выемке дороги, идущей в д. Вознесенка, к востоку от дороги в черных кремнях (точка 0808) собраны верхнефранские конодонты *Palmatolepis gigas gigas* Mill. et Young., *Pa. rhenana nasuta* Mill., *Palmatolepis* sp., позволяющие сопоставлять эту часть кремнистой толщи с верхами мукасовской свиты района стратотипа.

Еще далее на север от дд. Абсалямово и Вознесенка мукасовская свита достаточно уверенно картируется и прослеживается в район г. Миасс. На этой территории нами во многих пунктах произведены сборы конодонтов.

В районе д. Шарипово, на узком длинном хребтике западнее ручья Сира-Тур, в 250 м по аз. 128° от высоты с отметкой 455,4 в голубовато-серых кремнях собраны (точки 01107, 0518) *Palmatolepis punctata* (Hinde), *Mesotaxis* cf. *asymmetricus* (Bisch. et Zieg.), *M.* cf. *falsiovalis* Sand., Zieg. et Bult. и др. Данный комплекс характерен для низов доманикового горизонта западного склона Южного Урала, на восточном склоне известен в нижней части мукасовской свиты.

У западной окраины пос. Ленинск, в 850 м севернее шоссе, по аз. 192° от отметки 410,1, в серых и темно-серых окварцованных кремнях с тонкими глинистыми прослойками собраны конодонты плохой сохранности (точка 01100) *Palmatolepis* cf. *gigas extensa* Zieg. et Sand., известные в верхней части мукасовской свиты в стратотипе.

Впервые конодонты найдены в 500 м северо-восточнее тригопункта горы Березовой (отметка 422,5), на перевале в месте пересечения с линией электропередач. В кремнистых алевролитах, ожелезненных и окварцованных, собраны (точка 0961) отпечатки плохой сохранности *Ancyrodella* sp., *Palmatolepis punctata* Hinde и др. Данный комплекс конодонтов дает возможность сопоставлять эту толщу с мукасовской свитой.

В 750 м западнее пос. Сев. Печи, на южном склоне безымянной высоты, расположенной в 1 км на восток от высоты с отметкой 355,0, севернее линии электропередач найдены многочисленные конодонты хорошей сохранности (точка 0962): *Palmatolepis gigas gigas* Mill. et Young., *Pa. kireevae* Ovn., *Pa. proversa* Zieg., *Pa.* cf. *punctata* Hinde, *Pa.* cf. *semichatovae* Ovn. и др. Этот комплекс характерен для верхней части мукасовской свиты.

Суммируя все приведенные данные по характеристике мукасовской свиты в Западно-Магнитогорской зоне, отметим следующее.

Стратотип мукасовской свиты является реперным при корреляции разновозрастных отложений. По мере удаления от типового разреза и в северном, и в южном направлениях происходят изменения в вещественном составе свиты. Различаются мощности. Существуют трудности в проведении границ, в частности, для разрезов южного типа (к югу от г. Сибай). В подобной ситуации граница может быть установлена достаточно точно только с помощью конодонтов. Однако, даже при заметной фациальной изменчивости, связанной с изменением палеоглубин бассейна, роль кремнистой составляющей, определяющей облик мукасовской свиты в целом, сохраняется в большинстве разрезов.

Анализ конодонтовых комплексов по ряду разрезов из низов и кровли мукасовской свиты однозначно показывает, что она не залегает в основании франского яруса, а занимает более высокое стратиграфическое положение. В разрезах, где мукасовская свита имеет максимальные мощности и представлена преимущественно кремнистыми породами, нижний возрастной предел ее ограничивается доманиковым временем. Свита на-



чинается с интервала, отвечающего зоне *punctata*. В верхней части она охарактеризована значительно лучше. Кровля свиты датируется асрынским временем (зона *Late rhenana*).

Следует подчеркнуть, что главная черта мукасовской свиты — это присутствие в ее составе кремнистых пород. В стратотипической местности она нацело сложена кремнистыми и кремнисто-глинистыми отложениями. К северу, в Кизило-Худолазовской синклинали, в разрезе мукасовской свиты значительную роль играют полимиктовые песчаники. Мощность свиты резко возрастает. Таким образом, для разрезов к северу от стратотипа характерными особенностями мукасовской свиты являются: 1) большие мощности; 2) наличие пачек разной мощности полимиктовых песчаников и алевролитов, редко «конгломератов»; 3) «лицо» толщи определяют кремнистые породы, содержащие характерные комплексы конодонтовой фауны. Границы ее отчетливые, хорошо картируются. В При-сакмарско-Вознесенской подзоне мукасовская свита в полном объеме представлена кремнистыми породами и полностью коррелируется со стратотипическим разрезом. Она последовательно наращивает кремнистый разрез актауской свиты, что особенно отчетливо демонстрируют южные разрезы, и перекрывается песчано-кремнистой (где кремни подчинены песчаникам) толщей позднефранского возраста. Границы стратона с подстилающими и перекрывающимися отложениями согласные.

Таким образом, в случае с мукасовской свитой мы имеем дело с конденсированной, преимущественно кремнистой толщей, которая формировалась длительное время (соответствующее 4-м конодонтовым зонам), по всей видимости, в спокойном тектоническом режиме медленно-неравномерного прогибания дна бассейна на большей части территории Магнитогорского мегасинклинория и, вероятно, за его пределами.

### ***Бугодакская свита (D<sub>3</sub>bd)***

Данный стратон выделен нами в северной части Западно-Магнитогорской зоны в Узункырской подзоне [Маслов и др., 1999; Маслов Артюшкова, 2000, 2002; Артюшкова, Маслов, 2005].

Нижняя граница рассматриваемой свиты с мукасовской свитой согласная и постепенная, что выражено не только литологически, но и подтверждается палеонтологическими характеристиками. Перекрывается она зилаирской свитой также согласно. К бугодакской свите отнесены вулканогенные и вулканогенно-осадочные образования базальтового состава, фациально достаточно изменчивые. В одних разрезах преобладают лавовые фации с резко подчиненными им туфами и туффитами, в других определяющую роль играют туфогравелиты, туфопесчаники, туфоалевролиты и кремнистые туффиты. В нижней части разреза практически повсеместно наблюдается слоистая осадочная пачка с микститами, имеющая непостоянную мощность.

Ранее данная свита относилась к колтубанской свите в объеме всего франского яруса. В настоящее время, когда детально изучены конодонты из мукасовской свиты, подстилающей вулканиды, стало понятно, что последние соответствуют очень узкому стратиграфическому интервалу — самой верхней части франского и низам фаменского ярусов [Маслов и др., 1999]. Мы считаем целесообразным отказаться от применения для нее названия «колтубанская» свита, поскольку фациально данные образования не имеют ничего общего со стратотипическим разрезом, который был описан Л.С. Либровичем [1936] на оз. Колтубан.

Типовые разрезы бугодакской свиты изучены нами в районе пос. Вятский (рис. 2.38) и озер Бол. и Мал. Бугодак, а также на широте д. Москва [Маслов и др., 1999; Артюшкова, Маслов, 2005].

В районе пос. Вятский выше кремней мукасовской свиты обнажен полный разрез бугодакской свиты, представленный вулканогенной толщей с подчиненным развитием вулканогенно-осадочных образований и микститов, стратиграфически выше перекрытый граувакками зилаирской свиты.

Вулканиды бугодакской свиты залегают на мощной мукасовской свите. В разрезе представлены снизу вверх:

1. Микстит с телами полосчатых серых и оливковых радиоляриевых кремней. В обломочном материале преобладают базальты. В северном направлении толща фациально несколько меняется, севернее широты высоты с отметкой 678,1 микститы уступают место вулканидам. Отмечаются потоки базальтов небольшой мощности, не превышающей 30 м, чередующиеся лаво- и туфобрекчий ... 200–300 м
2. Микститы с многочисленными глыбами и валунами амфипоровых известняков размером от 0,2×0,3 м до 1×1,5 м и более. По простирианию микститы выклиниваются и замещаются туфобрекчиями..... 200–250 м
3. Однообразная вулканогенная пачка лаво- и туфобрекчий с маломощными потоками лав базальтов мощностью не менее 30 м. В целом она имеет отчетливо стратифицированный характер. Отмечено два прослоя ритмитов мощностью 3–5 м с линзообразными микрослойками кремнистых туфоалевролитов. Азимут падения пород 125°, угол падения 25° ..... 300 м
4. Вулканиды базальтового состава с ксенолитами кислых порфиринов. Видимая мощность в пределах..... 500 м.
5. Задерновано..... 100 м

Выше по разрезу залегают ритмично-слоистые граувакковые песчаники и алевролиты зилаирской свиты.

Общая мощность вулканидов, которые мы выделяем как бугодакскую свиту, около 1200–1300 м. По простирианию она незакономерно меняется и варьирует. В разрезе то увеличивается роль осадочных пород, то преобладают вулканогенные разности. Фаунистическую характеристику в этом разрезе имеют только глыбы известняков в низах толщи, в которых известны находки животной макрофауны, и глыбы радиоляриевых кремней оливкового цвета с многочисленными верхнефранскими конодонтами *Pa. cf. rhenana nasuta* Müll., *Palmatolepis cf. jamieae* Zieg. et Sand., *Pa. cf. muelleri* Klap. et Fost., *Pa. cf. proversa* Zieg., *Pa. cf. subrecta* Mill. et Young.

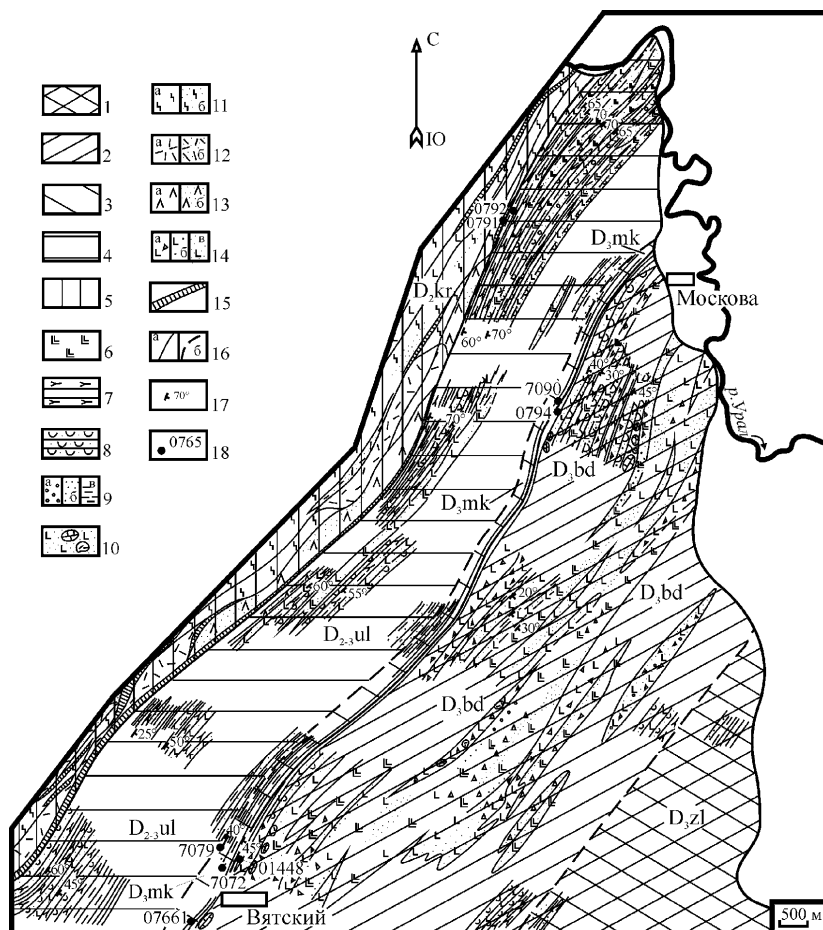


Рис. 2.38. Схематическая геологическая карта района пос. Вятский. Составил В.А. Маслов [1980], с изменениями

**Условные обозначения:** 1–3 — верхний девон: 1 — фаменский ярус, зилаирская свита ( $D_{3zl}$ ): граувакковые песчаники, алевролиты и глинистые сланцы; 2 — франкий — фаменский ярусы, бугодакская свита ( $D_{3bd}$ ): полимиктовые песчаники, алевролиты, тейфроиды, микститы, лавы и лавобрекчии базальтов и андезибазальтов; 3 — франкий ярус, мукасовская свита ( $D_{3mk}$ ): кремнистые сланцы, известковистые алевролиты; 4 — средний — верхний девон, живетский — франкий ярусы, улугтауская свита ( $D_{2,3ul}$ ): вулканомиктовые песчаники, тейфроиды; 5 — средний девон, эйфельский ярус, карамалыташская свита ( $D_{3kr}$ ): базальты, андезибазальты, риолиты, тейфроиды, туффиты, яшмы; 6 — пироксен-плагиоклазовые андезибазальты и базальты и их туфы; 7 — кремнистые туффиты; 8 — туфопесчаники; 9 — вулканомиктовые породы: конгломераты (а), песчаники (б), глинистые сланцы (в); 10 — микститы; 11 — базальты (а), и их туфы (б); 12 — риолиты и их туфы (а), субвулканические тела кислого состава (б); 13 — андезидациты (а), дациты и их туфы (б); 14 — туфы преимущественно андезибазальтового и базальтового состава: агломератовые (а), лапиллиевые (б) и мелкообломочные (в); 15 — яшмы; 16 — геологические границы: установленные (а), предполагаемые (б); 17 — элементы залегания; 18 — местонахождения конодонтов

Хороший разрез бугодакской свиты описывался нами к западу от д. Москва (см. рис. 2.38). Здесь выше кремнистых сланцев мукасовской свиты залегают:

1. Высыпки глинистых алевролитов желтовато-серого цвета ..... 5–8 м
2. Пачка ярких голубовато-зеленых полосчатых кремней. Полосчатость обусловлена слоями алевролитов, иногда отмечаются прослой вишневого цвета, количество которых вверх по разрезу увеличивается. В низах пачки найден *Palmatolepis* sp. В кровле (точка 0794) в вишневых кремнистых алевролитах собраны *Ancyrognathus* aff. *triangularis* Young., *Palmatolepis hassi* Müll. et Müll., *Pa. jurtianensis* Han, *Pa. rhenana brevis* Zieg. et Sand., *Pa. rhenana nasuta* Müll. .... 15–20 м
3. Закрытый интервал ..... 2 м
4. Микстит с обломками кремней, известняков, кварц-гематитов. Преобладают обломки зеленых и серых кремней. По простиранию обломочные породы либо выклиниваются, либо замещаются более однообразными породами полимиктового состава. Подобные образования Г.А. Смирнов, Т.А. Смирнова, М.Л. Ключина, Л.В. Анфимов [1974] называли ксенотуфами. Размеры обломков колеблются от 0,1×0,15 м до 1×3 м. Глыбы очень красивых полосчатых кремней оливкового цвета переполнены радиолариями и содержат большое количество конодонтов. В одной из глыб (точка 0860) определены позднефранские *Palmatolepis foliacea* Young., *Pa. ex gr. gigas* Mill. et Young., *Pa. hassi* Müll. et Müll., *Pa. jamieae* Zieg. et Sand., *Pa. proversa* Zieg., *Pa. aff. rhenana brevis* Zieg. et Sand. В обломках известняков ранее были известны остатки верхнеживетской макрофауны [Маслов, 1980] .. 20–30 м
5. Пачка несообразного переслаивания туфобрекчий, кремнистых туффитов, туфов и лавобрекчий базальтового состава ..... 250–270 м
6. Пелитовые туфы ..... 10 м
7. Туфопесчаники темно-серые ..... 7–10 м
8. Туфы андезибазальтового состава ..... 10 м
9. Лавы и лавобрекчий андезибазальтового состава ..... 120 м
10. Кремнистые туффиты, переслаивающиеся с туфопесчаниками ..... 7–8 м
11. Туфобрекчий и туфы базальтового состава ..... 100–120 м
12. Тонкослоистые кремнистые туффиты ..... 10–15 м
13. Туфобрекчий смешанного состава ..... 40–50 м
14. Лавобрекчий и лавы базальтового состава ..... 200 м
15. Туфобрекчий и микститы с крупными обломками известняков (2×3 м) и с прослоями тонкозернистых пород ..... 70–80 м
16. Лавы миндалекаменные базальтового состава ..... 200 м

После закрытого интервала мощностью 150 м обнажаются ритмично-слоистые граувакковые песчаники и сланцы зилаирской свиты.

Общая мощность бугодакской свиты не менее 1000 м.

Отличительной особенностью бугодакской свиты в данном разрезе является присутствие в ее составе большего количества обломочных пачек различного генезиса. Лавовых разностей значительно меньше. На двух стратиграфических уровнях отмечаются микститы («ксенотуфы») с обломками кремней в нижней части толщи и известняков ближе к ее верхам. У пос. Вятский в бугодакской свите преобладают лавы, особенно это хорошо видно на горе Большой. Максимальным развитием лав характеризуются разрезы на широте озер Бол. и Мал. Бугодак. При движении на юг лавовые пачки уменьшаются в мощности до почти полного выклинивания

примерно в 15–20 км южнее пос. Вятский. Верхняя граница свиты изучена недостаточно.

По латерали характер бугодакской свиты фациально весьма изменчив. Меняется она и в вертикальном разрезе. В целом выдерживается закономерное деление толщи на две части. Нижняя — отчетливо слоистая — сложена мелко- и среднезернистыми песчаниками, алевролитами с прослоями кремнистых пород. Верхняя представлена вулканитами андезибазальтового состава с варьирующей ролью лав и тефроидов.

Севернее, в Имангуловской синклинали она имеет мощность до 400 м, но часто представлена маломощными пачками и при плохой обнаженности остается не замеченной. Находки позднефранских конодонтов в этой толще датируют основание бугодакской свиты<sup>1</sup>. После небольшого закрытого интервала выше по разрезу от кремней мукаса обнажаются обломочные породы с хаотично распределенными в матриксе обломками. Размер их сильно варьирует. Степень обработки тоже различна. Бросаются в глаза глыбы кремней, как черных, так и ярких голубых полосчатых. Кремни радиоляриевые, смяты в очень причудливые, возможно, конседиментационные складки. Породы «набиты» остатками конодонтов верхнефранского облика *Palmatolepis kireevae* Ovn., *Pa. muelleri* Klap. et Fost., *Polygnathus* sp. (точка 0868). Разрез в этой части очень напоминает изученный нами в районе д. Москова, где низы бугодакской свиты имеют с ним очень большое сходство. Отмечаются также крупные глыбы (?) базальтов и кислых эффузивов и брекчий. Мощность этой обломочной пачки 120 м. После закрытого участка в 150 м вновь обнажаются закономерно переслаивающиеся туфобрекчии, туфоконгломераты, реже туфопесчаники, мощностью до 200 м. По простиранию в направлении к д. Расулево в толще туфобрекчий встречаются потоки лав и лавобрекчий базальтового состава небольшой мощности. Бугодакская свита западного крыла Имангуловской синклинали несколько иная и по составу пород является более удаленной фацией.

К западу от Имангуловской синклинали по правому берегу р. Урал к бугодакской свите отнесены вулканогенно-осадочные отложения мощностью не более 300–400 м. Это преимущественно закономерно чередующиеся в разрезе полимиктовые песчаники разной зернистости, гравелиты, иногда пелитовые разности. В обломочном материале присутствуют черные и красные кремни, базальты. Степень окатанности обломков различная.

Разрез бугодакской свиты данного типа изучен нами в 1 км севернее широты пос. Уральск. В районе хребтика с отметкой 551,1 по левому берегу руч. Бурдар на кремнях мукасовской свиты залегает маломощная

---

<sup>1</sup> Ранее эту толщу мы относили к мукасовской свите [Маслов, Артюшкова, 2000]. Однако обширный палеонтологический материал, полученный в последние годы по многим разрезам верхнедевонских отложений, показывает, что, несмотря на общность комплексов конодонтов из мукасовской свиты и вышележащих отложений, данную толщу следует сопоставлять с бугодакской свитой.

(40–50 м) пачка переслаивания цветных кремнистых алевролитов и полимиктовых песчаников с конодонтами *Palmatolepis* cf. *Pa. delicatula* Br. et Mehl (sensu Ziegler et Sandberg, 1990), *Pa. subrecta* Mill. et Young., *Palmatolepis* sp. (точка 0865). Выше залегает верхняя толща полимиктовых гравелитов, песчаников и алевролитов мощностью около 300 м (рис. 2.39). Последняя перекрывается толщей пород зилаирского облика. Верхняя граница бугодакской свиты не обнажена.

По простиранию мощность бугодакской свиты сильно варьирует. Уменьшение ее происходит за счет увеличения в разрезе роли пелитовых разностей.

Очень близкий характер разреза бугодакской свиты представлен в районе оз. Узункуль (рис. 2.40), на хр. Сиалкыр и его отрогах. Здесь,

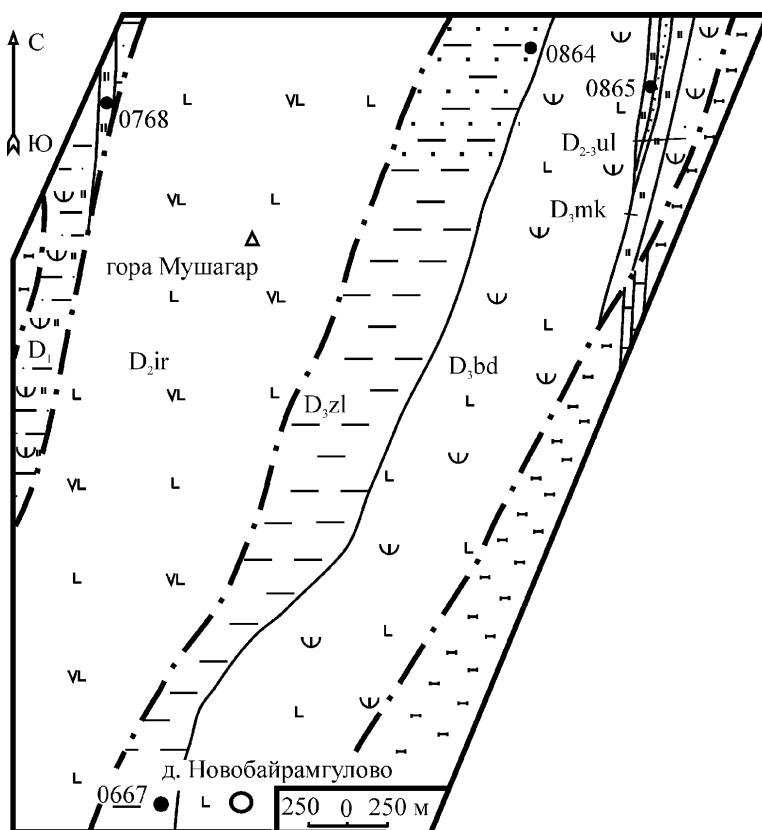


Рис. 2.39. Схематическая карта района д. Новобайрамгулово. Составили В.А. Маслов, О.В. Артюшкова [2000]

Условные обозначения см. на рис. 2.15

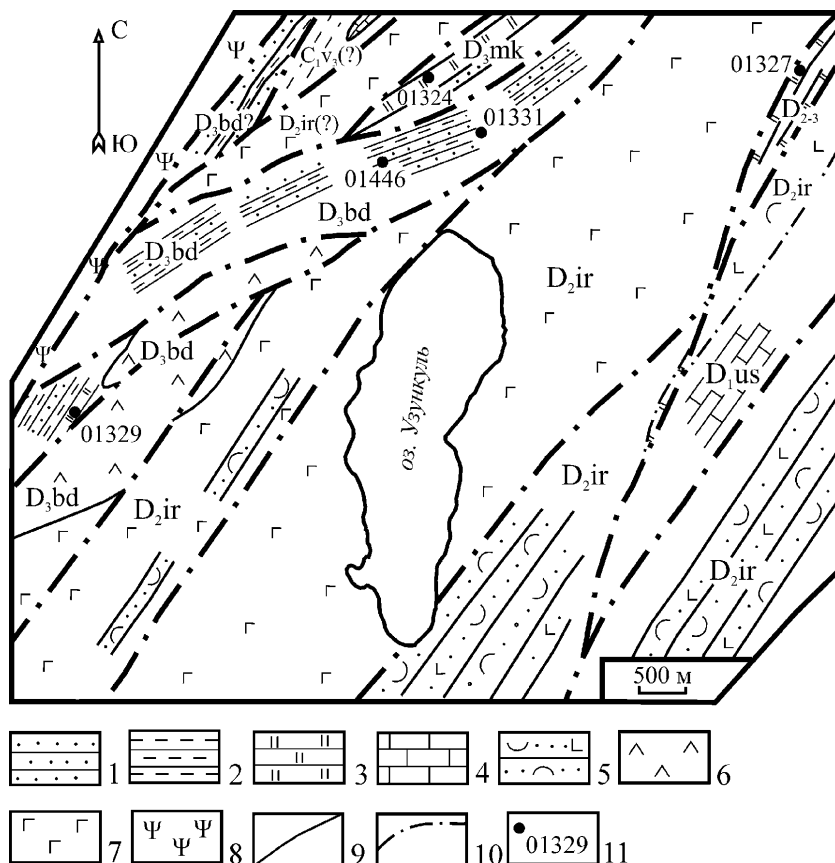


Рис. 2.40. Схематическая геологическая карта района оз. Узункуль. Составлена с использованием материалов М.Ш. Бикова [1959 г.], Ш.Н. Каца и др. [1980 г.] и личных наблюдений авторов

$C_{1v}$  — нижний карбон, визейский ярус, миндякская толща;  $D_3bd$  — верхний девон, франкий — фаменский ярусы, бугодакская свита;  $D_3mk$  — верхний девон, франкий ярус, мукасовская свита;  $D_{2-3}$  — средний — верхний девон, нерасчлененные;  $D_2ir$  — средний девон, эйфельский ярус, ирендыкская свита;  $D_1us$  — нижний девон, ускульская толща.

**Условные обозначения:** 1 — песчаники; 2 — аргиллиты; 3 — кремнистые сланцы; 4 — известняки; 5 — тефроиды, туфопесчаники, туффиты; 6 — дациты; 7 — базальты и андезитобазальты; 8 — серпентиниты; 9 — геологические границы; 10 — тектонические нарушения; 11 — местонахождения конодонтов

в 1 км южнее д. Казаккулово, нижняя толща переслаивания песчаников, алевролитов и кремней имеет мощность не более 100 м. В ней (точки 00242, 01329) в одном из прослоев кремней собраны *Palmatolepis cf. lyaiolensis* Khr. et Kuz., *Pa. cf. subrecta* Mill. et Young., известные в самых верхах франского яруса (аскынский горизонт).

Верхняя толща бугодакской свиты повсеместно характеризуется преимущественным развитием грубообломочных тефроидов и лавовых разностей с очень редкими прослоями алевролитов, иногда кремнистых. Обломочный материал разнообразный — кремни, кислые вулканиты, базальты. Палеонтологически верхняя толща охарактеризована только в разрезе на северо-западном склоне горы Юрас, где в 2002 г. из гематитизированных кремнистых алевролитов собраны конодонты *Palmatolepis delicatula delicatula* Br. et Mehl, *Pa. quadrantinosalobata praeterita* Schül., *Pa. subperlobata* Br. et Mehl, *Pa. triangularis* Sann., *Pa. triangularis* Sann. → *Pa. clarki* Zieg. Комплекс конодонтов свидетельствует о ее раннефаменском возрасте. Ранее Е.В. Чибриковой здесь были найдены фаменские миоспоры «колтубанско-зилаирского» облика [Чибрикова, Олли, 1980 г.].

В Присакмарско-Вознесенской подзоне, в ее северной части, бугодакская свита имеет аналогичное строение и сложена в низах ритмично переслаивающимися полимиктовыми песчаниками, алевролитами, с резко подчиненными им пелитовыми разностями. Грубообломочные образования характерны в верхней части разреза. Возраст нижней границы бугодакской свиты повсеместно датирован по находкам конодонтов в кровле мукасовской свиты. В ряде разрезов (район пос. Ленинск, деревень Абсалямово, Абдулгазино) остатки конодонтов встречены в нижней части толщи.

В 1 км восточнее д. Абсалямово на южном склоне безымянного хребтика, обращенном к берегу запруженного ручья, после задернованного интервала 5 м можно видеть выход мелкозернистых песчаников полимиктовых темно-серого цвета видимой мощностью 0,5 м. После задернованного участка шириной 7 м вкостростираания обнажены черные и серые кремни, иногда голубовато-серые с характерной светлой коркой выветривания. Ширина выхода этого прослоя 3 м. В них собраны конодонты и их отпечатки (точка 0814) *Palmatolepis jamieae* Zieg. et Sand., *Pa. subrecta* Mill. et Young. (рис. 2.41).

Выше по разрезу очень плохо обнаженный интервал с разрозненными выходами алевролитов и песчаников шириной 80–100 м.

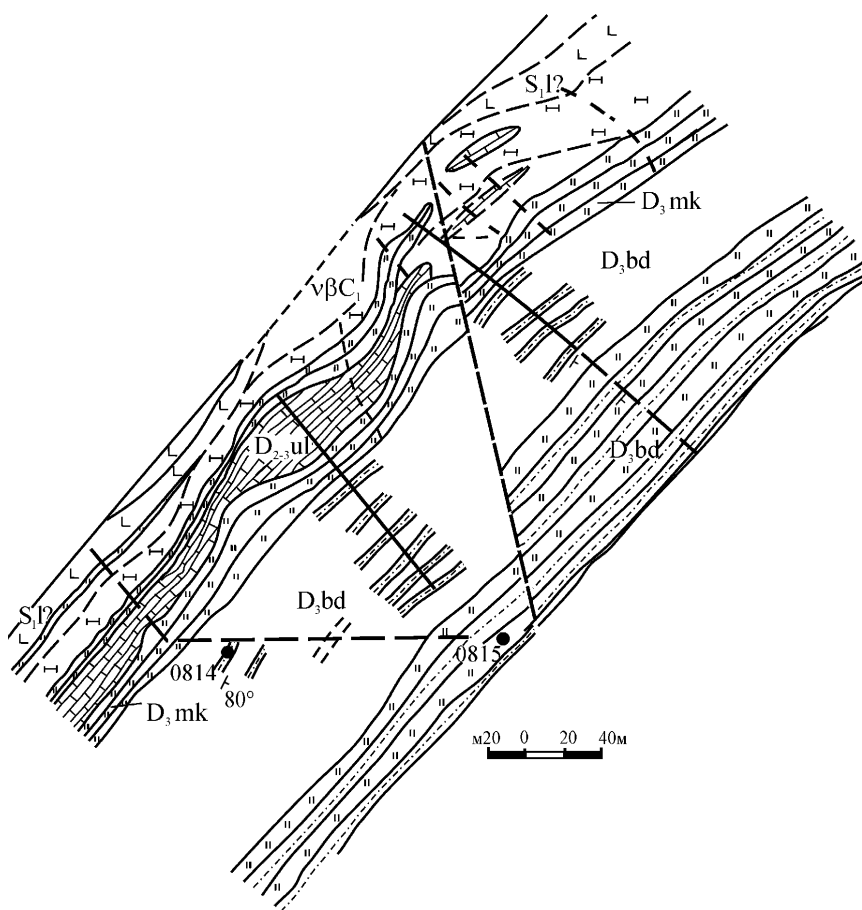
И.С. Анисимовым и др. [1983 г.] эта часть разреза выше кремнистой толщи индексирована  $D_3zI_1$  и отнесена к первой подсвите зилаирской свиты (= первая толща колтубанской свиты [Анисимов и др., 1978 г.]) франского возраста.

Далее выработкой вскрыта пачка переслаивания кремнистых пород с алевролитами и глинистыми сланцами. Ведущая роль принадлежит кремням черного цвета. Ширина выхода этой пачки не менее 60 м. В расчистке, сделанной при строительстве плотины через ручей, найдено несколько конодонтов (точка 0815): *Palmatolepis* aff. *lyaiolensis* Khr. et Kuz., *Pa. subrecta* Mill. et Young., свидетельствующих также о позднефранском возрасте этой пачки. Отнесение ее ко второй подсвите зилаирской свиты фаменского возраста [Анисимов и др., 1983 г.] является ошибочным. Эта



толща вместе с кремнистыми пачками и прослоями разной мощности, как и в Имангуловской структуре, должна рассматриваться в составе бугодакской свиты (см. рис. 2.41).

В 1 км к юго-западу от д. Абсалямово севернее дороги Вознесенка – Татлембетово выше кремней мукасовской свиты на полусклоне хребта вскрываются песчаники полимиктовые среднезернистые, разбитые трещинами кливажа поперек слоистости. Ширина выхода пачки 50–70 м. В ней встречен прослой голубовато-зеленоватых тонкополосчатых кремнистых алевролитов, в которых найдены единичные отпечатки *Palmatolepis subrecta* Mill. et Young. (точка 0788), характерные для верхнего франа.



**Рис. 2.41.** Схематическая геологическая карта участка восточнее д. Абсалямово. Составили И.С. Анисимов и др. [1983 г.], с изменениями и упрощением  
Условные обозначения см. на рис. 2.15

Общая мощность толщи песчаников с пачками цветных полосчатых кремней до 150–200 м. В самой верхней кремнистой пачке, представленной вишневыми разностями кремнистых алевролитов, обнаженной к югу от дороги Вознесенка – Татлембетово, нами найдены (точка 0858) *Palmatolepis rhenana brevis* Bisch., *Pa. subrecta* Mill. et Young., *Palmatolepis* sp., *Polygnathus brevis* Mill. et Young., свидетельствующие о принадлежности этой части разреза к верхней части франского яруса. Выше по разрезу залегают вулканогенно-осадочные образования верхов бугодакской толщи, имеющие очень большое сходство с аналогичной толщиной в Имангуловской структуре.

В разрезе восточнее д. Татлембетово непосредственно выше черных кремней обнажены сильно рассланцованные мелкозернистые песчаники и алевролиты «зилаирского» облика мощностью 5 м, перекрывающиеся черными полосчатыми кремнями мощностью 3 м. Очевидно, именно здесь в песчаниках Е.В. Чибрикова и В.А. Олли [1980 г.] собрали споры, которые, с их точки зрения, «свидетельствуют о принадлежности вмещающих пород к колтубанской или зилаирской свитам (фамен)». Кроме того, они замечают, что «особенностью данного комплекса спор от других, характерных для колтубанских и зилаирских пород, является наличие вида *Anusozonotriletes varius* Tschibr., который встречается обычно в улутауской свите» [Чибрикова, Олли, 1980 г.]. Такой вывод не дает ясного ответа на вопрос, с каким же из вышеупомянутых стратиграфических подразделений коррелируется данная толща. С нашей точки зрения, она принадлежит низам бугодакской свиты.

Таким образом, по совокупности всех палеонтологических данных, бугодакская свита отвечает интервалу зон *linguiformis* – *Early–Middle triangularis*, который соответствует верхам аскынского горизонта и барминским слоям западного склона Южного Урала.

### **Биягодинская свита (D<sub>3</sub>bg)**

Эта свита выделена в Кизило-Уртазымской синклинали [Маслов и др., 1996, 1999; Маслов, Артюшкова, 2002; Артюшкова, Маслов, 2005], которая занимает центральную часть Западно-Магнитогорской зоны. Она является полным возрастным аналогом бугодакской свиты. Ранее биягодинская свита описывалась как карантауская и колтубанская свиты [Ковалев, Иконникова, 1944 г.; Нестоянова, 1959]. Позднее стали выделять только один стратон — колтубанскую свиту, в которую объединяли разнофациальные образования, залегающие на мукасовской свите. В последних работах при проведении геологического доизучения масштаба 1:50000 эта свита из-за своего литологического сходства отождествлялась с нижней частью зилаирской свиты [Щабадзе и др., 1984 г.; Павлов и др., 1988 г.], которую они датировали франским веком и в описательной части отмечали, что под ней понимается колтубанская свита.

По существу, выделенный нами стратон вполне отвечает рангу свиты. Он имеет установленную нижнюю границу, фиксируемую кровлей кремней мукасовской свиты. Его верхняя граница, граница с зилаирской свитой, проведена по литологии и обоснована конодонтами. В настоящей работе мы рассматриваем данное стратиграфическое подразделение в ранге свиты.

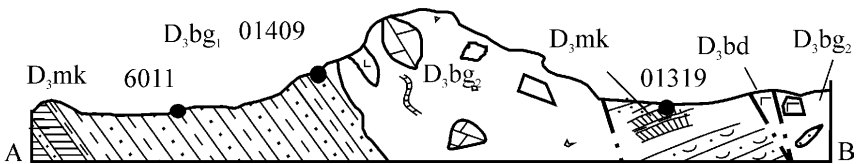
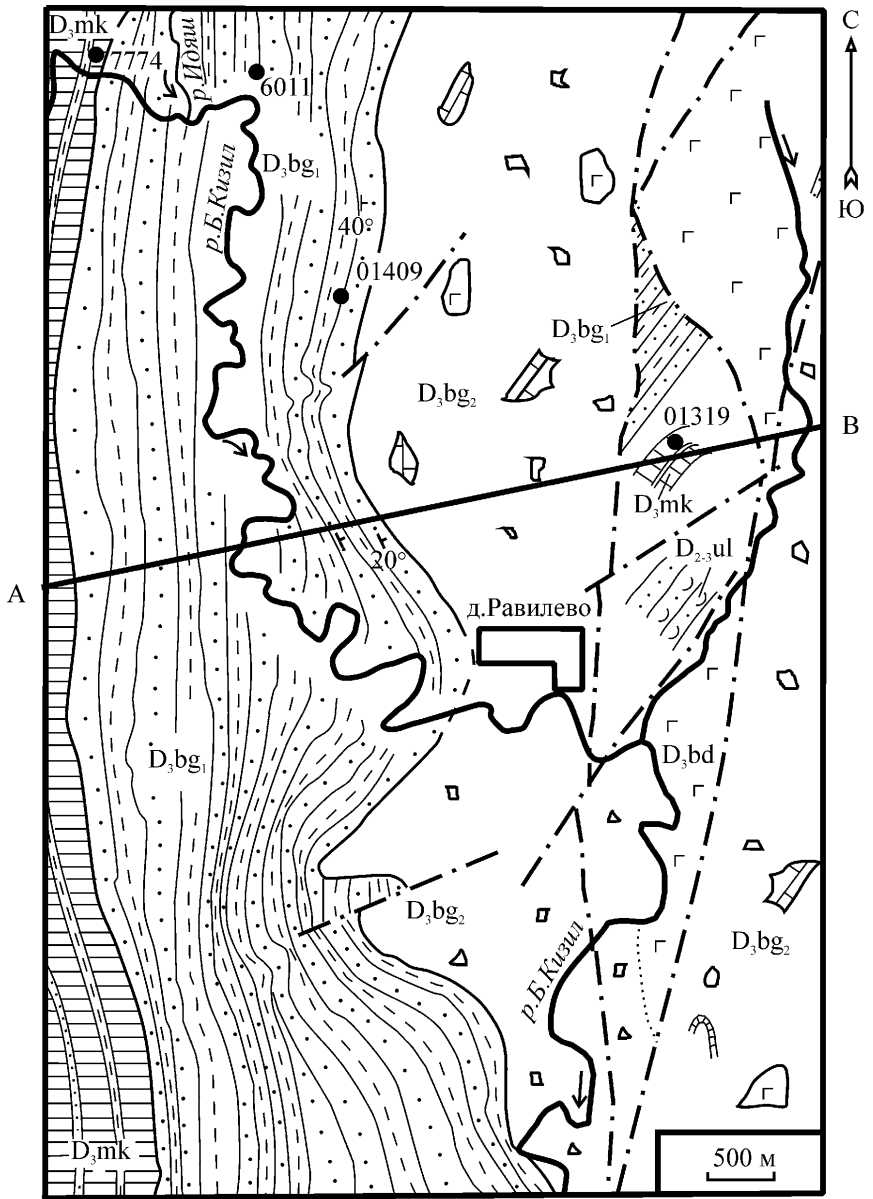
Биягодинская свита имеет четкое двучленное деление. Нижняя ее часть сложена ритмично переслаивающимися песчаниками, алевролитами и глинистыми сланцами с редкими прослоями кремнистых алевропелитов. Общая мощность песчано-кремнистой подсвиты не превышает 550–650 м. В отдельных разрезах она уменьшается до первых метров. Верхняя подсвита рассматриваемой свиты характеризуется развитием хаотических осадочных комплексов (микситов, олистостром) с максимальной мощностью, с нашей точки зрения, не превышающей 250–350 м, а минимальная ограничивается также первыми метрами.

Стратотипический разрез, достаточно хорошо обнаженный и вполне удовлетворительно охарактеризованный конодонтами, находится в районе хр. Биягода в пересечении севернее д. Идяш-Кускарово. Разрез очень хорошо известен и описан во многих публикациях. Однако представления разных авторов о расчленении слагающих его отложений и их возрасте различаются, и до настоящего времени, несмотря на появление новых палеонтологических данных, являются предметом дискуссии.

Нижняя часть разреза биягодинской свиты обнажена южнее с. Аскарово у перекрестка автодороги Аскарово – Рыскужино. Здесь выше кремней мукасовской свиты, после небольшого закрытого интервала примерно в 70 м выше основания в алевролитах собраны многочисленные конодонты (точки 7772, 7780, 0343): *Ancyrodella* sp., *Palmatolepis hassi* Müll. et Müll., *Pa. rhenana nasuta* Müll., *Pa. rhenana rhenana* Bisch., *Pa. subrecta* Mill. et Young.

Более высокая часть разреза свиты представлена вдоль тракта Аскарово – Махмутово близ моста через р. Идяш у д. Идяш-Кускарово и на участке вдоль дороги в сторону д. Равилево. Здесь залегают ритмично-слоистые алевролиты и глинисто-кремнистые сланцы мощностью 200–250 м. В точке 6011 (рис. 2.42), расположенной в 100 м к востоку от моста, собраны многочисленные конодонты: *Ancyrodella nodosa* Ull. et Bas., *Palmatolepis gigas gigas* Mill. et Young., *Pa. rhenana nasuta* Müll., *Pa. rhenana rhenana* Bisch., *Pa. subrecta* Mill. et Young., *Pa. praetriangularis* Zieg. et Sand.

По левому склону р. Идяш в скальных выходах перед поворотом реки на юг вскрыта вышележащая пачка переслаивания песчаников, алевролитов и кремнистых полосчатых алевролитов. Последние образуют несколько прослоев. Ширина выхода пачки около 70 м. В ее основании (точка 01086) собран богатый комплекс конодонтов *Ancyrodella ioides* Uyeno, *Anc. nodosa* Ull. et Bas., *Palmatolepis ederi* Zieg. et Sand., *Pa. hassi* Müll. et



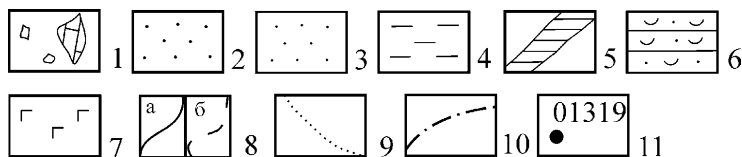
Müll., *Pa. lyaiolensis* Kr. et Kuz., *Pa. praetriangularis* Zieg. et Sand., *Pa. rhenana nasuta* Müll., *Pa. rhenana rhenana* Bisch., *Pa. subrecta* Mill. et Young. В верхней части пачки в прослое голубовато-серых кремнистых алевролитов найдены единичные *Palmatolepis linguiformis* Müll., *Pa. eureka* Zieg. et Sand. (точка 01087). Конодонты очень мелкие. В 1 м выше по разрезу в аналогичных кремнистых алевролитах конодонты многочисленные и мелкие (точка 01088), представлены *Pa. praetriangularis* Zieg. et Sand. В 1 м выше по разрезу в желтовато-серых алевролитах найден *Pa. rhenana nasuta* Müll. (точка 01088а). В 3 м по ширине выхода выше по разрезу в серых кремнистых алевролитах конодонты представлены многочисленными чрезвычайно мелкими формами, в том числе *Pa. subrecta* Mill. et Young. (точка 01089). Очевидно, в этом же стратиграфическом интервале ранее были собраны *Pa. cf. praetriangularis* Zieg. et Sand., *Pa. cf. rhenana nasuta* Müll., *Pa. cf. subrecta* Mill. et Young. (точка 7786а).

Найденные конодонты из всех прослоев данной пачки характерны для зоны *linguiformis*, выделенной в самых верхах аскынского горизонта франского яруса. Заметна тенденция в изменении комплекса конодонтов: он разнообразен в видовом отношении, но все платформенные элементы становятся мелкими и многочисленными.

Самая верхняя часть нижней подсвиты обнажена плохо. Она засыпана глыбами вышележащей олистостромы. Однако среди тонкослоистых пород подолистостромового интервала встречаются маломощные линзообразные прослои грубообломочных микститов, причем размеры обломков достигают 20×30 см. Они хорошо обнажены в нижней части западного склона хр. Бягода, север-северо-западнее д. Равилево, примерно в 100 м ниже контакта олистостромовой и осадочной толщ. В 2003 г. примерно

**Рис. 2.42. Схематическая геологическая карта района д. Равилево. Составили В.А. Маслов и О.В. Аргюшкова**

D<sub>3</sub>bg — верхний девон, франский — фаменский ярусы, бягодинская свита; D<sub>3</sub>bg<sub>1</sub> — нижняя подсвита, D<sub>3</sub>bg<sub>2</sub> — верхняя подсвита (олистостромовый комплекс); D<sub>3</sub>bd — верхний девон, франский — фаменский ярусы, бугодакская свита; D<sub>3</sub>mk — верхний девон, франский ярус, мукасовская свита; D<sub>2-3</sub>ul — средний — верхний девон, живетский — франский ярусы, улу-тауская свита.



**Условные обозначения:** 1 — микстит полимиктовый; 2 — песчаники; 3 — алевролиты; 4 — глинистые сланцы; 5 — кремни, кремнистые алевролиты; 6 — тэфроиды, туффиты, туфо-песчаники; 7 — базальты, андезибазальты; 8 — геологические границы: установленные (а), предполагаемые (б); 9 — фациальные границы; 10 — разрывные нарушения; 11 — точки находок конодонтов

в 50–60 м ниже основания микстита в глинисто-кремнистых алевролитах нами обнаружены единичные конодонты (точка 01409): *Palmatolepis triangularis* Sann., *Pa. delicatula delicatula* Br. et Mehl, *Pa. ex gr. perlobata* Ulr. et Bas., *Pa. subperlobata* Br. et Mehl, характерные для подзон Middle–Late triangularis фаменского яруса.

Верхняя подсвета биягодинской свиты — олистострома имеет косвенную фаунистическую характеристику. Обломки и олистолиты известняков содержат живетскую и франскую макрофауну брахиопод, кораллов, строматопор [Маслов, 1980; Клюжина и др., 1980]. В глыбах кремней нами собраны позднефранские конодонты [Маслов, Артюшкова, 2002]. Е.В. Чибрикова [1977] отсюда же из матрикса олистостромовой толщи выделила фаменские миоспоры. Многие авторы отмечают инситные тела базальтов, приуроченные к верхней ее части. В перекрывающих олистострому отложениях зилаирской свиты встречены конодонты, характерные для подзоны Late triangularis и зоны stercida [Маслов и др., 1987<sub>2</sub>]. Таким образом, стратиграфический объем микстита «укладывается» в объем конодонтовых зон Middle – Late (?) triangularis.

О мощности верхней микститовой толщи биягодинской свиты может свидетельствовать разрез севернее д. Равилево (см. рис. 2.42). В этом разрезе, в пересечении осевой части Биягодинской синклинали карьером, вскрыты кремнистые сланцы, содержащие многочисленные конодонты, характерные для низов мукасовской свиты. Мы предполагаем, что вскрытые кремни принадлежат подстилающей биягодинскую свиту мукасовской свите, образующей антиклинальную складку. Мощность кремней не превышает 20 м. Контакт с перекрывающими образованиями не обнажен, закрытый интервал составляет около 100 м. Вышележащие отложения представлены обломочными породами с хаотическим распределением обломков. Преобладающая масса обломков — базальты порфировые, миндалекаменные. Отмечаются глыбы кварц-гематитов, слоистых кремней и известняков. Вверх по разрезу характер толщи становится более осадочным: в несоотношениях залегают туфогравелиты и туфопесчаники с ленточными слойками кремнистых алевролитов. Азимут падения 245–260°, угол 80°. Более высокие гипсометрические отметки сложены лавами базальтов и их туфами. Особенностью биягодинской свиты в этом пересечении является отсутствие нижней слоистой подсвиты, что может быть связано, с одной стороны, с ненакоплением ее на данном участке. С другой стороны, возможно, она «срезается» микститом.

Олистостромовая толща достаточно детально изучена Г.А. Смирновым, Т.А. Смирновой, М.Л. Клюжиной, Л.В. Анфимовым [1974], В.А. Масловым [1980], М.Л. Клюжиной, Б.Д. Магадеевым, Е.В. Силантьевым [1980], И.В. Хворовой, М.Н. Ильинской [1981], Г.А. Мизенсом [2000, 2002]. Мнения о генезисе этих образований самые различные. Многие исследователи склоняются к аллохтонной природе, связанной с тектоническими

движениями большой амплитуды. Этому противоречит ряд фактов, которые свидетельствуют в пользу конседиментационной природы Биягодинской олистостромы. Во-первых, среди тонкозернистых осадков подстилающей ритмично-слоистой нижней подсветы встречаются прослои грубых микститов, которые имеют ненарушенные контакты с подстилающими и перекрывающими породами. В латеральном плане они также постепенно замещаются тонкослоистыми и тонкозернистыми породами вмещающей толщи. Во-вторых, олистостромовая толща имеет постепенные контакты с подстилающими пелитовыми породами. В-третьих, внутри олистостромы можно наблюдать линзообразные пачки ритмично переслаивающихся алевролитов и глинистых сланцев мощностью 40–50 м, по составу ничем не отличимых от подстилающей нижней подсветы. В-четвертых, по простирацию в южном направлении Биягодинская олистострома постепенно уменьшается в мощности и выклинивается у д. Басаево, точнее «расщепляется» на несколько прослоев. По простирацию количество обломочного материала и его размеры варьируют. Иногда встречаются большие олистолиты известняков с живетской фауной [Маслов, 1980] размером по простирацию около 500 м, по падению 150–170 м и мощностью 15–20 м, известные на хр. Биягода. По всей вероятности, в ней присутствуют подобные по размеру олистолиты порфириновых базальтов. Г.А. Смирнов, Т.А. Смирнова, М.Л. Ключина, Л.В. Анфимов [1974], подробно изучавшие биягодинскую олистострому, указывают на наличие в ней инситных потоков базальтов, образовавшихся в заключительную стадию формирования олистостромы. Однако четких доказательств наличия синхронных вулканитов не имеется. Огромные блоки живетских известняков позволяют допускать присутствие здесь таких же по размеру тел порфиринов, которые могли приниматься за первичные образования. В то же время известны факты нахождения пластовых тел базальтов небольшой мощности (3–4 м) и протяженности (10–12 м) (район д. Ишкулово). Е.Н. Горожанина и В.В. Павлов [1986] отмечали, что в биягодинской олистостроме имеются лавы базальтов довольно большой мощности (100–200 м). Данный факт заслуживает внимания и изучения. Не исключено, что наблюдаемые крупные «олистоплаки» базальтов являются фрагментами синхронных вулканитов.

При прослеживании биягодинской свиты в северном направлении от стратотипического разреза мощности нижней и верхней подсвет постепенно меняются. На местности в ряде разрезов отчетливо видно, как увеличивается мощность тонкослоистых алевролитов, глинистых и кремнистых сланцев, и как соответственно уменьшается мощность микститовой толщи. Уже в 6–7 км севернее с. Аскароро на широте бывшей д. Кучарово Биягодинская олистострома практически выклинивается. В разрезе на этом стратиграфическом уровне наблюдается прослой микститов с обломками кремней, известняков и базальтов мощностью в пределах первых метров. Непосредственно стратиграфически ниже микстита обнаружены

фаменские конодонты (точка 01316) *Palmatolepis delicatula delicatula* Br. et Mehl, *Pa. perlobata perlobata* Ulr. et Bas., *Pa. quadrantinodosalobata praeterita* Schül. → *Pa. q. sandbergi* Ji et Zieg., *Pa. cf. tenuipunctata* Sann., характеризующие зону Late triangularis.

Далее на север эта толща прослеживается в район деревень Кужаново и Салаватово, где она смята в сложные складки. Во многих точках она содержит фауну конодонтов. В небольшом карьерчике по левому берегу ручья в 0,9 км на юго-запад от д. Салаватово в точке 01259 обнаружены: *Palmatolepis ljaschenkoae* Onv., *Pa. aff. subrecta* Mill. et Young., *Pa. timanensis* Klap., Kuz. et Ovn.

В 2 км западнее д. Салаватово, в урочище Карагастубатау, в 400 м по аз. 128° от вершины высоты с триангуляционным пунктом (525,8) в нескольких прослоях полосчатых кремнистых алевролитов нами собран комплекс конодонтов: *Ancyrodella nodosa* Ulr. et Bas., *Ancyrognathus* sp., *Palmatolepis hassi* Müll. et Müll., *Pa. linguiformis* Müll., *Pa. ljaschenkoae* Onv., *Pa. praetriangularis* Zieg. et Sand., *Palmatolepis subrecta* Mill. et Young., *Pa. timanensis* Klap., Kuz. et Ovn., *Polygnathus brevis* Mill. et Young. (точки 01253, 01255, 01256). Во всех пунктах к западу от дд. Кужаново и Салаватово комплексы конодонтов имеют много общего и соответствуют зоне linguiformis самых верхов аскынского горизонта франского яруса.

В северной части Биягодинской (Аскардовской) синклинали на юго-западном берегу оз. Банное, западнее санатория Якты-Куль, в пересечении южнее высоты с отметкой 680,4 выше кремней мукасовской свиты обнажен разрез, который, с нашей точки зрения, можно рассматривать как переходный между бугодакской и биягодинской свитами. Он несет в себе черты и того и другого стратонев (рис. 2.43). Здесь снизу вверх обнажены:

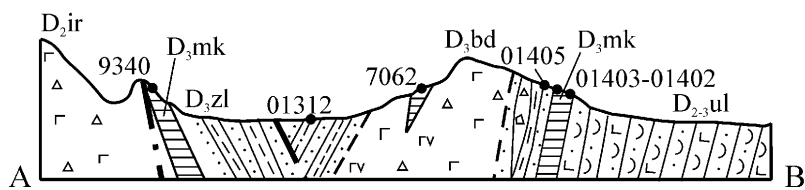
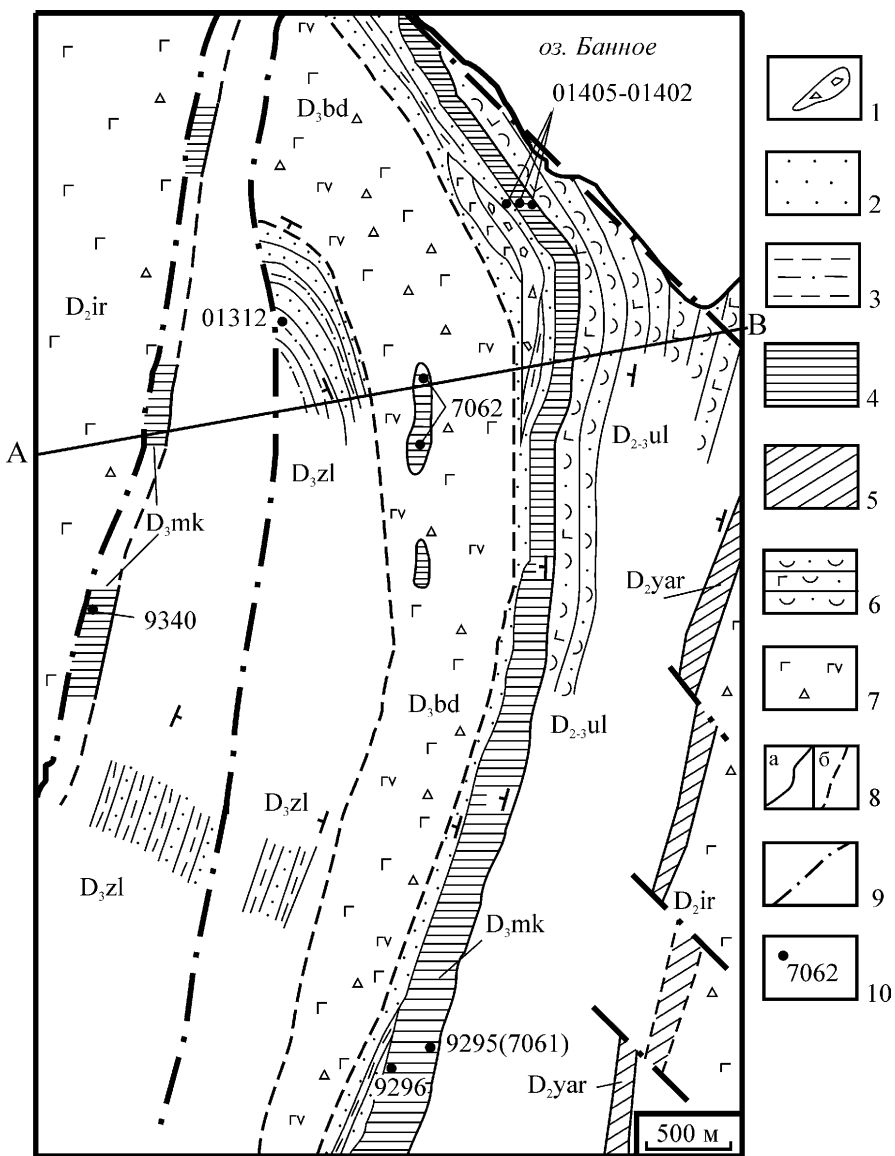
1. Кремнисто-алевролитовая пачка с полосчатыми кремнями с конодонтами на нескольких стратиграфических уровнях: *Palmatolepis* cf. *Pa. delicatula* Br. et Mehl (sensu Ziegler et Sandberg, 1990), *Pa. cf. jamieae* Zieg. et Sand., *Pa. cf. juntianensis* Han, *Pa. cf. muelleri* Klap. et Fost. (точка 01403), *Pa. cf. praetriangularis* Zieg. et Sand., *Pa. cf. subrecta* Mill. et Young. (точка 01405).....40–70 м
2. Пачка переслаивания песчаников мелкозернистых и алевролитов. Мощность варьирует..... от 20–30 до 60–70 м

**Рис. 2.43. Схематическая геологическая карта района юго-западного берега оз. Банного. Составили В.А. Маслов, О.В. Артюшкова**

D<sub>3</sub>zl — верхний девон, фаменский ярус, зилаирская свита; D<sub>3</sub>bd — верхний девон, франский — фаменский ярусы, бугодакская свита; D<sub>3</sub>mk — верхний девон, франский ярус, мукасовская свита; D<sub>2-3</sub>ul — средний — верхний девон, живетский — франский ярусы, улугтауская свита; D<sub>2</sub>uar — средний девон, эйфельский ярус, ярлыкаповская свита; D<sub>2</sub>ir — средний девон, эйфельский ярус, ирендыкская свита.

**Условные обозначения:** 1 — микститы; 2 — песчаники, алевролиты полимиктовые; 3 — песчаники, алевролиты, глинистые алевролиты; 4 — кремни; 5 — яшмы; 6 — тефроиды, вулканомиктовые песчаники; 7 — лавы и туфобрекчии базальтов; 8 — геологические границы: установленные (а), предполагаемые (б); 9 — разрывные нарушения; 10 — точки находок конодонтов





3. Микститовая пачка. Обломочный материал не ориентирован. В низах пачки в крупнозернистом песчаном матриксе «плавают» обломки кремнистых пород. Отмечаются пустотки от известняков. В верхней части заметную роль играют обломки базальтов, имеющие размеры валунов. Мощность меняется в южном направлении ..... от 20–30 м до 80 м.
4. Базальты (в южном направлении они постепенно выклиниваются)..... 0–20 м
5. Пачка переслаивания песчаников и алевролитов.....50–70 м
6. Сложно построенная пачка из потоков лав базальтов мощностью 20–25 м, их лавобрекчий, тефроидов и туффитов, фашиально резко меняющихся на довольно коротком расстоянии ..... 300 м

Перекрывающие образования охарактеризованы в основании конодонтами (точка 01312) *Palmatolepis perlobata perlobata* Ulr. et Bas., *Pa. aff. prorhoromboidea* Sand. et Zieg., *Pa. subperlobata* Br. et Melh, *Pa. tenuipunctata* Sann., *Pa. triangularis* Sann. → *Pa. spathula* Schül., характерными для зоны Late triangularis, с которой начинается нижняя часть зилаирской свиты. Общая мощность описанных отложений достигает 600 м.

Изучение этих разрезов приводит нас к выводу, что севернее дд. Кужаново и Салаватово нижняя подсвита бягодинской свиты довольно быстро уменьшается в мощности до 100 м. Стратиграфически выше в верхней подсвите место олистостромы начинают занимать вулканиты, мощность которых в разрезе по р. Каран составляет 100–120 м. Севернее, на юго-западном берегу оз. Банное, она возрастает до 300–400 м (рис. 2.44). В южном направлении вулканиты постепенно уменьшаются в мощности и между р. Каран и д. Салаватово выклиниваются. Толща вулканитов не имеет фаунистической характеристики. Однако, по имеющимся данным из подстилающих отложений нижней подсвиты бягодинской свиты, а также из перекрывающих фаменских отложений зилаирской свиты, можно сделать вывод, что вулканиты соответствуют, скорее всего, верхней подсвите бягодинской свиты (микститовой). Следовательно, вулканиты района оз. Банного вместе с подстилающими вулканомиктовыми образованиями должны сопоставляться с бугодакской свитой стратотипической местности. Отнесение вулканитов к мукасовской свите, сделанное нами ранее [Артюшкова, Маслов, 1998; Маслов, Артюшкова, Нурмухаметов, 1999; Маслов, Артюшкова, 2000], является ошибочным.

Следует обратить внимание исследователей на то, что в зоне фашиального перехода вулканомиктовой бягодинской свиты в вулканогенную бугодакскую можно наблюдать сложные взаимоотношения осадочных и вулканогенных пород (переслаивание, фашиальное замещение, колебание мощностей, выклинивание, линзообразное залегание).

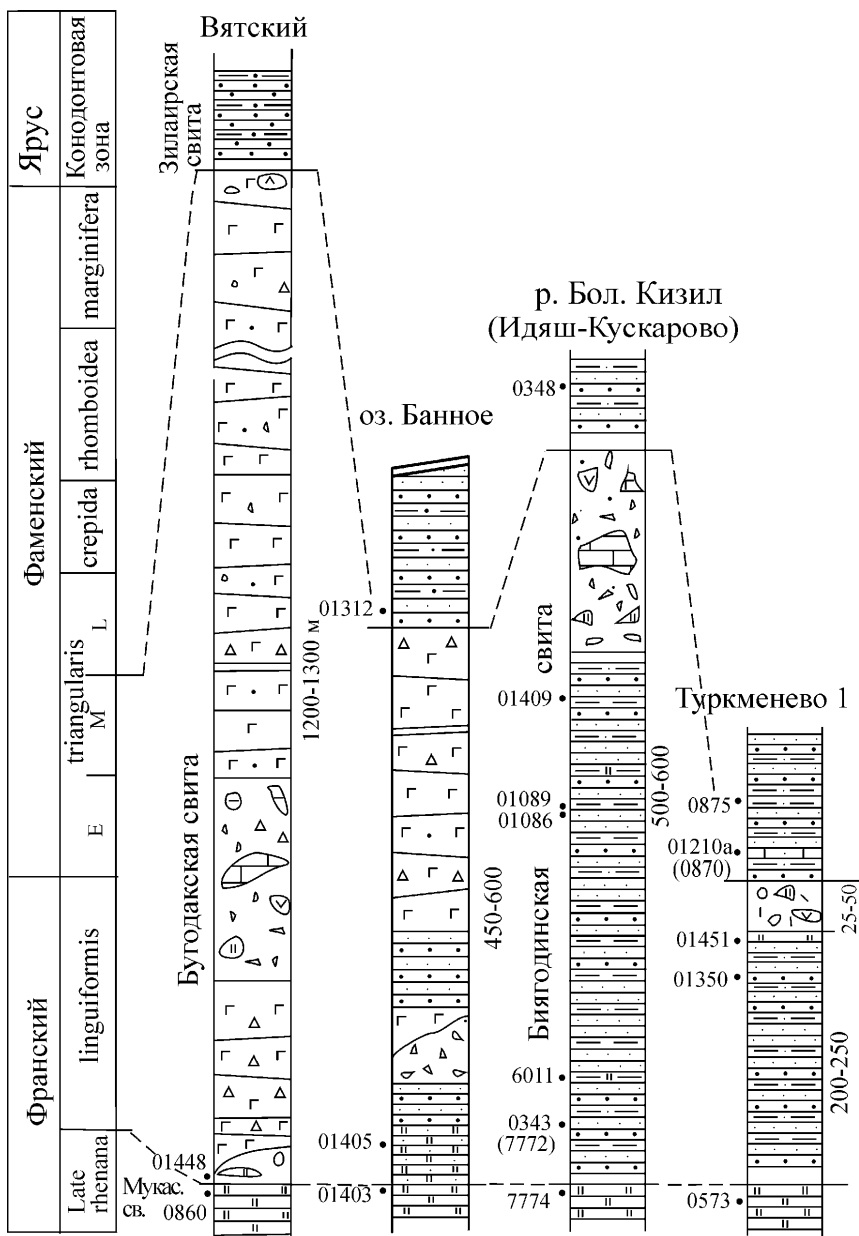
Эти особенности в значительной степени выявляются с помощью фаунистических данных. Их отсутствие может приводить к неверным выводам при стратиграфическом расчленении отложений и преувеличению роли тектонических движений. Наглядным примером являются разрезы «надмукасовских» отложений в северной части Западно-Магнитогорской

зоны в районе оз. Моктысас (южнее д. Уразово), где по площади можно видеть резкие колебания мощностей и осадочной нижней пачки, и перекрывающей вулканогенной [Маслов, Артюшкова, 2000].

К югу от стратотипа биягодинской свиты в южной части Кизило-Худолазовской синклинали севернее д. Туркменево 2-е нижняя подсвита уменьшается в мощности до 300 м. Разрез ее осложнен частыми межпластовыми интрузиями и дайками диоритов. В средней части разреза в промоине вдоль проселочной дороги вскрыт линзовидный прослой плитчатых известняков шириной выхода 10 м. Большая часть этой линзы сложена обломочными известняками. Обломки от 0,5 до 10 см в поперечнике представлены хорошо окатанными темно-серыми известняками, а также зернами зеленовато-серых кремней и кварца псаммитовой размерности. Постепенно к кровле линзы обломочный материал становится мельче, появляются известковистые песчаники и алевролиты, слоистые и плитчатые. Из них выделены конодонты (точки 0876, 01123–01124) *Ancyrodella* sp., *Palmatolepis hassi* Müll. et Müll., *Pa. ljaschenkoae* Ovn., *Pa. plana* Zieg. et Sand., *Polygnathus* cf. *dubius* Hinde, *Polygnathus krestovnikovi* Ovn., указывающие на позднефранский возраст вмещающих отложений. Верхняя подсвита в этом разрезе имеет мощность в пределах 30–40 м.

Южнее, у д. Туркменево 1-е, на этом же стратиграфическом уровне максимальная мощность микститовой толщи достигает 20–22 м. В местах выклинивания грубые микститовые породы постепенно замещаются тонкозернистыми песчаниками и алевролитами. Очень хорошее обнажение биягодинской свиты можно наблюдать на левом обрывистом берегу руч. Тугужман ниже д. Туркменево 1-е. Здесь у плотины пруда в скальном выходе на ритмично-слоистых породах нижней толщи залегают грубообломочные микститы, расслаивающиеся тонкозернистыми и тонкослоистыми породами. Размеры обломков колеблются в широких пределах: от 2×3 до 20×30 см. По простиранию в северо-западном направлении на правобережье ручья, против д. Туркменево 1-е, в микстите можно видеть неоднократное переслаивание песчаников и алевролитов с грубообломочными породами. Состав их очень разнообразен: преобладают полосчатые кремни, порфиоровые базальты, туфопесчаники, известняки. Основная масса выполнена полимиктовыми песчаниками. Обломки в разных частях микстита расположены как хаотично, так и ориентированы, иногда плотно «упакованы» или «плавают» среди матрикса.

В 2002 г. в верхней части нижней подсвиты в 15 м ниже основания микстита («Туркменевской олистостромы») в прослое известковистого песчаника мощностью 5–7 см найдены *Palmatolepis delicatula clarki* Br. et Mehl, *Pa. subperlobata* Br. et Mehl, *Pa. triangularis* Sann. (точки 01349, 01350). В 6–7 м ниже подошвы микстита в кремнистых алевролитах собраны *Palmatolepis delicatula delicatula* Br. et Mehl, *Pa. subperlobata* Br. et Mehl, *Pa. triangularis* Sann., *Pa. triangularis* Sann. → *Pa. quadrantinodosalobata praeterita*

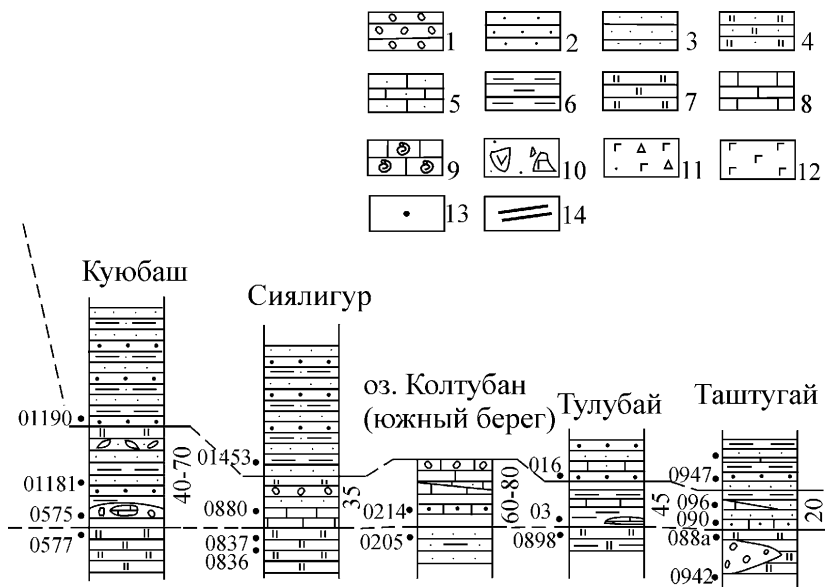


**Рис. 2.44.** Схема сопоставления разрезов «надкукасовских» отложений Западно-Магнитогорской зоны

Условные обозначения к рис. 2.44, 2.45, 2.48: 1 — гравелиты, мелкогалечные конгломераты полимиктовые; 2 — песчаники; 3 — алевролиты; 4 — кремнистые алевролиты; 5 — извест-

Schül. (точка 01351). В 2003 г. в самых верхах нижней подсвиты, в 2–3 м ниже ее кровли, нам удалось обнаружить конодонты: *Palmatolepis delicatula delicatula* Br. et Mehl, *Pa. subperlobata* Br. et Mehl, *Pa. triangularis* Sann. (точка 01451). Комплекс конодонтов из всех слоев идентичен и, скорее всего, датирует вмещающие отложения в интервале зон Middle – Late triangularis фаменского возраста.

В южном направлении бягодинская свита прослеживается на правый берег р. Худолаз и далее к д. Мукасево 1-е, где мощности обеих подсвит очень быстро и резко начинают сокращаться: нижняя не превышает 10–12 м, олистостромовая уменьшается до 7–8 м. При таких сокращенных мощностях разрез можно расчленить только по конодонтам. В обломочном материале микстита в изобилии встречаются кремнистые породы. Залегает он также на ритмично-слоистых песчано-алевро-глинистых породах нижней толщи, в которой в низах отмечены обломки известняков, размером 2×3 м. Они, скорее всего, имеют франский возраст и связаны с биогермными известняками аскынского горизонта, залегающими в том же стратиграфическом интервале несколько южнее, на горе Сиялигур. Мощность осадочной подсвиты, подстилающей олистострому, в южном направлении очень быстро и резко сокращается. Еще на левобережье р. Худолаз у д. Туркменево 1-е нижняя подсвита имеет мощность 300–350 м, а уже на правом



ковистые алевролиты; 6 — глинистые сланцы; 7 — кремни; 8 — известняки; 9 — гониатитовые известняки; 10 — микститы; 11 — туфобрекчии андезибазальтов; 12 — лавы андезибазальтов; 13 — положение находок конодонтов; 14 — тектонический контакт

берегу реки, в устье руч. Куюбаш, она не превышает 50–60 м, одновременно верхняя подсвита (микстит) уменьшается до 7–8 м.

В разрезе Куюбаш, расположенном в 3 км к востоку от д. Ахмерово, в 2,5 км юго-восточнее устья руч. Куюбаш, на высоте с отметкой 470,8 обнажена мукасовская свита, охарактеризованная конодонтами зон *punctata* – *Late rhenana*. После небольшого закрытого интервала мощностью 2–3 м выше по разрезу обнажены следующие породы (см. рис. 2.44):

1. Известняки обломочные, «замусоренные» обломочками неокатанных кремней и хорошо окатанных зерен кварца. Размер обломков известняков варьирует от валунов до горошины. По простиранию в северном направлении известняки постепенно выклиниваются. В них выделены единичные обломки конодонтов франского облика и остракоды *Bekena* sp., *B. aff. aksakovaensis* Rozhd., *Bairdia* sp., по мнению А.Н. Абрамовой, характерные для аскынского горизонта франского яруса. Видимая мощность..... 2 м
2. Закрытый интервал..... 1,5 м
3. Переслаивающиеся полимиктовые песчаники, алевролиты, глинистые сланцы. Изредка отмечаются маломощные (2–5 см) прослойки и стяжения карбонатов и кремнистых алевролитов. Встречаются невыдержанные прослои мощностью не более 1 м с гальками известняков и кремней. В средней части ее обнаружены конодонты (точка 01181): *Palmatolepis delicatula delicatula* Br. et Mehl, *Pa. clarki* Zieg., *Pa. perlobata perlobata* Ulr. et Bas., *Pa. quadrantinosalobata praeterita* Schül., *Pa. subperlobata* Br. et Mehl, *Pa. triangularis* Sann. → *Pa. quadrantinosalobata praeterita* Schül., *Pa. triangularis* Sann. → *Pa. perlobata perlobata* Ulr. et Bas., *Pa. triangularis* Sann. С нашей точки зрения, данная ассоциация конодонтов характеризует еще зону *Middle triangularis*, хотя уже заметны изменения в сторону более молодого комплекса. Однако характерные для него формы не представлены. В верхней части пачки среди песчаников отмечаются тонкие линзообразные прослои мелкообломочных микститов. Общая мощность пачки .....60–70 м
4. Микстит. В обломочном материале преобладают полосчатые черные кремни размера гальки, но встречаются также валуны и глыбы. В верхней части микстита отмечаются олистолиты смятых в складки черных полосчатых кремней (мощность 1 м) с отпечатками франских конодонтов [Маслов, Артюшкова, 2002].. 7–8 м.

Далее на юго-восток, в направлении к д. Мукасево 1-е, отложения в интервале между мукасовской и зилаирской свитами заметно уменьшаются в мощности и выклиниваются. На горе Сиялигур на мукасовской свите залегают хорошо известная из литературы [Либрович, 1936; Маслов, 1969<sub>2</sub>, 1980; Смирнов и др., 1974] линза органогенных известняков с аскыскими брахиоподами. В верхней части этой линзы, где известняки имеют плохо выраженную слоистость, выделен довольно богатый комплекс конодонтов, характерный для зоны *linguiformis* (точка 0880). Линза залегают в пачке переслаивания кремнисто-глинистых алевролитов, грубозернистых песчаников и мелкогалечных конгломератов общей мощностью 20–30 м. Южнее, в месте пересечения разреза насыпной дорогой Мукасево 1-е – Туркменево 1-е (выемка автодороги), после закрытого интервала мощностью 10–12 м кремнистые сланцы мукасовской свиты перекрываются ритмично-слоистыми зеленовато-серыми граувакками зилаирской свиты

с различными микрофаунистическими остатками зоны *strepida* фаменского возраста (точка 01453).

В данном разрезе выше мукасовской свиты совсем не остается места для биягодинской свиты, развитой в этом стратиграфическом интервале в более северных районах (район дд. Туркменево 1-е, Басаево, Идяш-Кускарово). Однако у нас нет никаких оснований считать, что синхронные ей отложения здесь не накапливались. Скорее, к югу от широты д. Мукасево 1-е бассейн этого времени отличался резко варьирующими глубинами и разнообразными фациальными обстановками. Периодически глубины достигали уровня карбонатной компенсации, о чем свидетельствует широкое развитие во многих разрезах выше кремнистой мукасовской свиты тонкослоистых песчаных и биогермных известняков с аскынской фауной. Даже если признать аллохтонное залегание колтубанских известняков [Чибрикова, 1977; Мизенс, 2002], известные фаунистические данные свидетельствуют об одновременности их формирования с вмещающими образованиями. Существующая палеонтологическая последовательность позволяет допускать с большой долей вероятности непрерывный и сокращенный характер разреза биягодинской толщи южнее широты д. Мукасево 1-е.

В разрезе на южном берегу оз. Колтубан, как мы уже показали выше, кремнистая мукасовская свита замещается ритмично-слоистой песчано-кремнистой пачкой с конодонтами, выше которой залегает небольшой мощности песчано-глинистая толща с прослоями алевритистых известняков с конодонтами *Ancyrodella nodosa* Ulr. et Bas., *Ancyrognathus triangularis* Young., *Palmatolepis gigas gigas* Mill. et Young., *Pa. foliacea* Young., *Pa. rhenana nasuta* Müll., *Pa. subrecta* Mill. et Young. (точки 0214, 08426), распространенными в зонах Late rhenana — linguiformis. Ее мощность оценивается нами в 35–50 м (см. рис. 2.44). На этой осадочной толще залегают колтубанские известняки с фауной брахиопод, характерной для аскынского горизонта [Маслов, 1969]. На северном берегу оз. Колтубан из известняков В.В. Черных (ИГГ УрО РАН) был выделен верхнефранский комплекс конодонтов *Palmatolepis* cf. *Pa. delicatula* Br. et Mehl (sensu Ziegler et Sandberg, 1990), *Pa. hassi* Müll. et Müll., *Pa. linguiformis* Müll., *Pa. subrecta* Mill. et Young., характерный для зоны linguiformis. В 1998 г. коллекция просмотрена нами совместно и со стороны В.В. Черных получено разрешение на публикацию этих данных. Колтубанские известняки, таким образом, занимают более высокий стратиграфический уровень — зону linguiformis и вместе с подстилающей пачкой могут быть сопоставлены с вышележащей биягодинской свитой. Сложностью в таком сопоставлении и выявлении границ стратонов является отсутствие датированных жестких литологических реперов. В таких переходных слоях границы стратиграфических подразделений можно установить только по соответствующим комплексам конодонтов.

Именно этот критерий применен нами в более южных разрезах практически до створа плотины Ириклинского водохранилища, где мы

в ряде разрезов выше мукасовской свиты можем выделить аналоги бягодинской свиты, опираясь на находки конодонтов. Наиболее показательными в этом отношении являются разрезы по рекам Тулубай, Малой Уртазымке и долу Таштугай.

В разрезе по левому берегу р. Тулубай, в 1,5 км восточнее д. Новоисянгилидино, на кремнях мукасовской свиты залегают снизу вверх (см. рис. 2.44):

1. Пачка глинистых сланцев зеленовато-серого и желтовато-серого цвета, тонкослоистых, с линзобразными прослоями серых известняков органогенно-обломочных и детритовых в нижней части. Известняки содержат хорошо окатанные зерна кварца, обломки черных кремней, глинистых сланцев, ориентированных по слоистости. Из них выделены конодонты *Palmatolepis gigas gigas* Mill. et Young., *Pa. jurtianensis* Han., *Pa. linguiformis* Müll., *Pa. subrecta* Mill. et Young. (точка 01), *Ancyrodella* aff. *iowaensis* Uyeno, *Pa. cf. linguiformis* Müll., *Pa. praetriangularis* Zieg. et Sand., *Pa. cf. rhenana nasuta* Müll. (точки 03–04). В верхней половине пачки отмечаются тонкие прослойки песчаных известняков (2–15 см). В кровле пачки в известняках собраны единичные конодонты очень плохой сохранности *Palmatolepis* cf. *Pa. delicatula delicatula* Br. et Mehl (sensu Ziegler et Sandberg, 1990), *Pa. subrecta* Mill. et Young., *Polygnathus* cf. *lodinensis* Pöls. (точки 08, 09) ..... 25 м
2. Пачка переслаивания песчаников мелкозернистых, алевролитов и глинистых сланцев. Песчаники образуют линзовидные прослои мощностью 0,15–0,4 м и протяженностью 2–5 м. Отмечаются остатки макрофлоры ..... 3 м
3. Пачка ритмичного переслаивания песчаников разнозернистых, алевролитов и глинистых сланцев с редкими прослойками песчаных известняков. В средней части пачки из прослоя песчаных известняков мощностью 0,2 м выделены конодонты: *Palmatolepis triangularis* Sann., *Pa. delicatula clarki* Zieg., *Pa. delicatula delicatula* Br. et Mehl, *Pa. perllobata perllobata* Ulr. et Bas., *Pa. quadrantinodosalobata praeterita* Schül., *Pa. aff. spathula* Schül. (точка 016) ..... 40 м
4. Песчаники граувакковые с градиционной слоистостью. Ритмы начинаются грубыми гравийными песчаниками, завершаются глинистыми алевролитами .... 30 м
5. Глинистые сланцы и алевролиты ..... 10 м
6. Микститы полимиктовые. В обломках преобладают окатанные известняки серые, органогенные, с разнообразной макрофауной. Размеры от 1 до 15–20 см в поперечнике ..... 3 м
7. Ритмично построенная толща граувакковых песчаников, алевролитов, глинистых сланцев. Отмечаются редкие маломощные прослои микститов с обломками органогенных известняков и прослойками карбонатных песчаников. В верхней части в прослое известковистых песчаников мощностью 0,2 м выделен комплекс конодонтов, идентичный вышеприведенному в слое 4, но дополненный *Palmatolepis minuta wolskae* Szul., *Pa. cf. regularis* Коор., *Pa. tenuipunctata* Sann. (точка 022). Этот комплекс характерен уже для следующей выше зоны *crepida* ..... 150 м.

Ассоциация конодонтов из слоя 1 содержит зональный вид *Palmatolepis linguiformis*, распространенный в самых верхах аскынского горизонта. Все таксоны комплекса из слоя 1 заканчивают свое существование в зоне *linguiformis* в конце аскынского времени. С нашей точки зрения, интервал слоя 1 можно однозначно коррелировать с бягодинской свитой. Граница с вышележащей зилаирской свитой согласная. Вероятнее всего, она проходит внутри пачки слоя 3.



По фауне конодонтов в этом разрезе можно выделить верхнефранскую и нижнефаменскую части, соответствующие бягодинской свите, мощностью 25–30 м. Перекрывающие их отложения представлены толщей незакономерного переслаивания пачек полимиктовых песчаников и глинистых сланцев, содержащих тонкие прослойки карбонатных алевролитов. Они отнесены нами к зилаирской свите. Нижняя граница ее в определенной мере условна и проводится нами в основании толщи с преобладающим развитием песчаников и с конодонтами, характерными для подзоны Late triangularis [Маслов, Артющкова, 2002; Артющкова, Маслов, 2005].

Наиболее полный разрез франских отложений известен по долу Таштугай. Однако в этом разрезе очень сокращена мощность бягодинской свиты. Непосредственно в кровле мукасовской свиты в кремнистых алевролитах собраны отпечатки конодонтов, распространенные в зонах Late ghenana – linguiformis. Выше по разрезу залегает пачка монотонно переслаивающихся полимиктовых песчаников и кремнисто-глинистых сланцев мощностью до 20 м с маломощным прослоем (0,1 м) темно-серых песчаных известняков с аналогичным франским комплексом конодонтов. Она перекрывается линзообразным прослоем органогенно-обломочных известняков мощностью 1 м с конодонтами, характерными для зоны linguiformis и указывающими на позднефранский возраст пород. Выше по разрезу залегают ритмично переслаивающиеся песчаники, алевролиты и глинистые сланцы зилаирской свиты, содержащие комплекс конодонтов, типичный для зоны Late triangularis. Таким образом, к аналогам бягодинской свиты в этом разрезе мы относим весьма маломощную пачку, не превышающую 15–20 м. Она представлена здесь преимущественно полимиктовыми песчано-кремнистыми породами с линзами известняков [Маслов, Артющкова, 2002; Артющкова, Маслов, 2005].

***В Вознесенско-Присакмарской подзоне*** характер разреза отложений, залегающих стратиграфически выше мукасовской свиты, имеет некоторые особенности. На всех геологических картах непосредственно на кремнях мукасовской свиты выделяется зилаирская свита фаменского возраста. Отсутствие между ними аналогов колтубанской свиты способствовало формированию представлений о перерыве под зилаирской свитой. Однако трансгрессивный характер нижней границы в изученных разрезах не выражен соответствующими признаками. Позднее при геологическом доизучении территории в масштабе 1:50000 Д.Э. Цабадзе и др. [1982 г., 1984 г.] и В.В. Павлов и др. [1988 г.] выделили в этой зоне первую подсвиту зилаирской свиты франского возраста. Никакими палеонтологическими данными ее франский возраст подтвержден не был. Основанием для этого послужили находки средне-верхнефранских конодонтов в подстилающей мукасовской свите. Нами были проведены исследования с целью палеонтологического обоснования границы зилаирской свиты и подстилающих кремней и получения возрастной характеристики пограничных отложений.



**Рис. 2.45.** Схема сопоставления разрезов «надмукасовских» отложений Присакмарско-Вознесенской подзоны

Условные обозначения см. на рис. 2.44

ставленная зеленовато-серыми полимиктовыми песчаниками и алевролитами. Им резко подчинены глинистые сланцы, образующие характерную мелкую щебенку. Породы очень круто падают на восток. Ширина выхода этой толщи около 1 км. В средней части разреза отмечаются тонкие (0,5–0,7 м) прослои полосчатых кремнистых алевролитов. В верхах разреза породы становятся более темными, пелитовые разности приобретают цвет асфальта. В двух небольших щебеночных карьерах, расположенных на высоте к югу от перекрестка с отметкой 652,9 на автодороге Кирдасово – Ахметово, вскрыты породы, внешне очень напоминающие зилаирскую свиту. В западной части карьеров толща содержит кремнистые прослои, среди которых отмечаются редкие ярко-зеленые разности. Восточнее породы темно-серые, почти черные, без кремнистых прослоев.

В западных бортах обоих карьерчиков в кремнистых тонкоплитчатых алевролитах в двух прослоях собраны многочисленные франские конодонты *Ancyrodella* sp., *Palmatolepis hassi* Müll. et Müll., *Pa. rhenana nasuta* Müll., *Pa. subrecta* Mill. et Young., *Polygnathus* sp. (точки 01079, 01080), распространенные в зонах Late rhenana – linguiformis в самой верхней части франского яруса. В 10–12 м выше по разрезу в прослое голубоватых кремнистых алевролитов (точка 01081) обнаружены единичные, также верхнефранские, конодонты: *Palmatolepis linguiformis* Müll., *Pa. lyaiolensis* Kr. et Kuz. В 2 м выше по разрезу в полосчатых зеленовато-серых кремнистых алевролитах (точка 01082) собраны единичные очень мелкие конодонты, представленные *Palmatolepis* cf. *Pa. delicatula delicatula* Br. et Mehl. Комплексы конодонтов в точках 01079–01081 по своему видовому набору и всем признакам однозначно являются верхнефранскими, характерными для зоны linguiformis, завершающей франский ярус. В точке 01082 комплекс конодонтов не представительный, конодонты мелкие и имеют большое сходство уже с фаменскими формами. Таким образом, в данном разрезе наблюдается переход от франских отложений к фаменским. С нашей точки зрения, толщу, залегающую на мукасовской свите и охарактеризованную приведенными комплексами конодонтов, следует коррелировать с биягодинской свитой и считать ее аналогом. Верхняя граница с перекрывающей зилаирской свитой постепенная, что подчеркивается литологическими и фаунистическими данными. Мы проводим ее по появлению циклитов, в которых песчаникам принадлежит ведущая роль.

Восточнее д. Абдулгазино в разрезе вдоль автодороги Абдулгазино – Амангильдино конодонты найдены в низах разреза (точка 01341), где они представлены *Palmatolepis* cf. *Pa. delicatula* Br. et Mehl (sensu Ziegler et Sandberg, 1990), *Pa. gigas paragigas* Zieg. et Sand., *Pa. ljaschenkoae* Onv., *Pa. praetriangularis* Zieg. et Sand., *Pa. rhenana brevis* Zieg. et Sand., *Pa. cf. rhenana nasuta* Müll., *Pa. subrecta* Mill. et Young., характерными для зоны linguiformis. В верхней части разреза появляются мелкогалечные микститы и мало-мощные потоки лав базальтов. Перекрывающие отложения принадлежат

зилаирской свите. Они охарактеризованы конодонтами зон *Late triangularis*—*stepida* и сопоставляются с низами макаровского горизонта фаменского яруса западного склона Южного Урала.

В южном направлении аналоги биягодинской свиты установлены нами в разрезе восточнее д. Темясово. Обнаженность здесь несколько хуже. Однако при строительстве новой автомобильной дороги Кирдасово—Баймак в карьере восточнее полотна дороги вскрыты падающие круто на восток чередующиеся мелко- и среднезернистые песчаники, алевролиты, глинистые сланцы. Отмечаются отдельные прослои более кремнистых пород с буроватой глинистой корочкой. В одном из прослоев собраны многочисленные конодонты очень хорошей сохранности. В точке 01138 определены *Palmatolepis hassi* Müll. et Müll., *Pa. jamieae* Zieg. et Sand., *Pa. juntianensis* Han, *Pa. kireevae* Ovn., *Pa. ljaschenkoae* Ovn., *Pa. rhenana brevis* Zieg. et Sand., *Pa. rhenana nasuta* Müll., *Pa. subrecta* Mill. et Young. Комплекс конодонтов верхнефранский, и вмещающую толщу надо считать аналогом биягодинской свиты.

На юге Присакмарско-Вознесенской подзоны в разрезе у д. Султантимирово мощность аналогов биягодинской свиты, установленной по конодонтам, невелика, ориентировочно 120–150 м. Конодонты найдены в многочисленных прослоях кремней по всему разрезу (см. рис. 2.45). Изученные комплексы включают мало различающиеся верхнефранские ассоциации *Palmatolepis jamieae* Zieg. et Sand., *Pa. gigas paragigas* Zieg. et Sand., *Pa. lyaiolensis* Kr. et Kuz., *Pa. rhenana nasuta* Müll., *Pa. subrecta* Mill. et Young. (точка 01163). В самой верхней части толщи в тонких редких прослоях кремнистых алевролитов собраны очень мелкие многочисленные отпечатки конодонтов, среди которых преобладает *Pa. subrecta* Mill. et Young. (точка 01271). Вышележащие отложения не содержат кремнистых прослоев. Они сложены крупнозернистыми песчаниками, образующими шаровую отдельность, столь характерную для зилаирской свиты фамена.

В разрезе выше мукасовской свиты в западном направлении можно наблюдать в обнажениях, как прослои кремней неоднократно встречаются на разных стратиграфических уровнях именно среди песчаников (см. рис. 2.20, 2.45), хотя и вскрыты эрозией только на вершинах увалов, создавая иллюзию налегания на песчаники в качестве покрова. Азимут падения пород 285°, угол падения 5°. Нам удалось собрать фауну конодонтов в ряде прослоев на нескольких уровнях. Примерно в 200 м западнее последних выходов мукасовской свиты (точка 01162а), в правом склоне оврага, в прослое мощностью 0,2 м в плитчатых желтовато-зеленых кремнях собраны конодонты и их отпечатки *Palmatolepis jamieae* Zieg. et Sand., *Pa. gigas paragigas* Zieg. et Sand., *Pa. lyaiolensis* Kr. et Kuz., *Pa. rhenana nasuta* Müll., *Pa. subrecta* Mill. et Young. (точка 01163). Западнее и выше по разрезу, в 50 м к востоку от проселочной дороги, идущей из д. Султантимирово в пос. Уфимский, в точке 01164 в аналогичных породах найдены *Palmatolepis ljaschenkoae*

Ovn., *Pa. lyaiolensis* Kr. et Kuz., *Pa. subrecta* Mill. et Young. Непосредственно западнее дороги обнаружен аналогичный комплекс конодонтов *Pa. gigas gigas* Mill. et Young., *Pa. hassi* Müll. et Müll., *Pa. rhenana nasuta* Müll., *Pa. subrecta* Mill. et Young. (точка 01165). В 20 м вниз по склону по аз. 310° в прослое толстоплитчатых полосчатых черных кремней собраны многочисленные отпечатки (точка 01268) *Palmatolepis gigas gigas* Mill. et Young., *Pa. ljaschenkoae* Ovn., *Pa. subrecta* Mill. et Young. В 65 м к западу от точки 01165 в прослое черных полосчатых кремней, может быть, на том же стратиграфическом уровне найден сходный комплекс конодонтов *Ancyrodella* sp., *Pa. ex gr. gigas* Mill. et Young., *Pa. gigas extensa* Zieg. et Sand., *Pa. subrecta* Mill. et Young. (точка 01269). Следующий прослой с конодонтами обнажен в 100 м по аз. 310° от предыдущей точки. В зеленовато-серых кремнистых алевролитах обнаружены: *Ancyrodella* sp., *Palmatolepis gigas gigas* Mill. et Young., *Pa. jamieae* Zieg. et Sand., *Pa. kireevae* Ovn. (точка 01270). В самой верхней части толщи в тонких редких прослоях кремнистых алевролитов собраны очень мелкие многочисленные отпечатки конодонтов, среди которых преобладает *Pa. subrecta* Mill. et Young. (точка 01271). Этот комплекс датирует, очевидно, самые верхи надмукасовского интервала — аналога биягодинской свиты, поскольку западнее и выше по разрезу кремнистых прослоев уже нет, и обнажаются крупнозернистые песчаники, образующие шаровую отдельность. Вышележащая ритмично построенная толща приобретает двучленное строение циклитов, именно она относится нами к зилаирской свите.

Следует заметить, что изучение «надмукасовского» интервала во многих разрезах по всему Магнитогорскому мегасинклинирию показывает, что даже макроскопически этот уровень отличается от собственно зилаирской свиты, в том числе, и в разрезах Присакмарско-Вознесенской подзоны. И этот факт отмечался ранее съемщиками [Биков и др., 1973 г.; Цабалдзе и др., 1982 г., 1984 г.; Павлов и др., 1988 г.], что позволяло им картировать первую (нижнюю) подсвиту (толщу) зилаирской свиты. Породы, слагающие «надмукасовскую» толщу, при всей своей схожести на зилаирскую свиту, характеризуются большей вулканомиктовостью: для северных разрезов эта особенность хорошо выражена. Мощность аналогов биягодинской свиты достаточно выдержана и, по нашему мнению, варьирует от 500–800 м в западном до 100–200 м — в восточном крыльях структуры. В составе этой толщи ритмы обычно полные и заканчиваются кремнистыми породами. В разрезах зилаирской свиты кремни для верхних частей ритмов не характерны, и этот факт также может быть критерием при картировании. Отличием разреза этой толщи от стратотипического на хр. Биягода является отсутствие микститовых пачек и карбонатных прослоев, хотя некоторые авторы их отмечали [Павлов и др., 1988 г.]. Нами они встречены только в разрезе района д. Нигаматово.

Суммируя в целом все данные и учитывая материалы по всей Западно-Магнитогорской зоне, мы считаем, что биягодинская свита — полноцен-

ный и картируемый стратон, обладающий своим вещественным составом и палеонтологической характеристикой. Попытки ряда исследователей [Анисимов и др., 1983 г.; Цабадзе и др., 1982 г., 1984 г.; Павлов и др., 1988 г.; Мизенс, 2000, 2002; Мизенс и др., 2001; Пучков, 2000] включить эту толщу в состав зилаирской свиты, с нашей точки зрения, не оправданы. Если так считать, то к зилаирской свите надо относить отложения, которые выделялись ранее, как колтубанская свита. Кроме того, в зилаирскую свиту при таком расчленении должны быть включены вулканиты вновь выделенной бугодакской свиты, которая синхронна биягодинской свите. Нижняя граница стратона отчетливая по всей территории ее распространения — повсюду она подстилается мукасовской свитой. А там, где она выражена нетипично, ее границы выявляются по конодонтам. Прослеживание биягодинской свиты по простирацию позволяет видеть фациальные изменения, варьирующие мощности. Палеонтологическая характеристика остается постоянной. Во всех разрезах бугодакская и биягодинская свиты расчленяются на две подсвиты. Нижняя — осадочная толща полимиктового состава с мощностью от первых метров в южных разрезах до 500–600 м в Кизило-Худолазовской синклинали. Верхняя подсвита представлена микститом (олистостромой) в биягодинской свите и вулканитами в бугодакской свите.

Возрастная характеристика обеих свит по находкам конодонтов в нижней подтолще и в перекрывающей зилаирской свите соответствует конодонтовым зонам *linguiformis* – *Early–Middle triangularis*.

### ***Зилаирская свита (D<sub>3</sub>zl)***

Свита установлена Л.С. Либровичем [1932] в Зилаирском синклинории и датирована фаменом — ранним карбоном.

В Западно-Магнитогорской зоне отложения зилаирской свиты слагают все крупные синклиналильные структуры и Присакмарско-Вознесенскую подзону на всем ее протяжении. Обнаженность ее крайне неравномерная, но в последние годы свита вскрыта при строительстве новых дорог и прокладке газопроводов.

Вещественный состав свиты достаточно характерный и хорошо опознается. Повсеместно она сложена монотонной толщей ритмичного переслаивания разнозернистых полимиктовых песчаников, алевролитов, глинистых сланцев. Изредка в разрезе отмечаются маломощные (0,05–0,2 м) прослой известковистых алевролитов, а также карбонатные стяжения. Очень часто на плоскостях напластования песчаников и алевролитов встречаются скопления и обрывки растительных остатков. В целом зилаирская свита имеет флишоидный, весьма однообразный облик: в одних разрезах ритмы имеют трехчленное строение (песчаники, алевролиты, глинистые сланцы), в других — двухчленное (без глинистых сланцев). Также варьируют степень окатанности и размер обломочного компонента.

В настоящее время одной из наиболее обсуждаемых проблем является обоснование возраста нижней границы свиты. Одни авторы полагают, что граница имеет позднефранкий возраст [Цабадзе и др., 1982 г., 1984 г.; Анисимов и др., 1983 г.; Павлов и др., 1988 г.], другие считают ее раннефаменской [Артюшкова, Маслов, 2005], а третьи допускают скользящую границу по латерали (в интервале позднего франа – раннего фамена) [Мизенс, 2000, 2002, 2004; Пазухин и др., 1996; Пучков и др., 1998; Пучков, 2000; Чибрикова, Олли, 2005].

С подстилающими отложениями граница зилаирской свиты повсеместно согласная. В типовых разрезах бугодакской и биягодинской свит она резкая, в Присакмарско-Вознесенской подзоне и на юге Западно-Магнитогорской — постепенная. Верхняя граница изучена недостаточно. Это связано с плохой обнаженностью, отсутствием фауны и сходным литологическим составом перекрывающих каменноугольных отложений. Тем не менее, на восточном склоне в Западно-Магнитогорской зоне имеются данные, позволяющие ограничить возраст свиты в этом районе только фаменским веком<sup>1</sup>.

Мощность зилаирской свиты оценивается в пределах 600–800 м.

Породы свиты бедны фаунистическими остатками. Из них известны единичные находки фаменских брахиопод [Куваевский, 1961 г.; Смирнов, Смирнова, 1961; Смирнов и др., 1974; Плюснина, 1974] и многочисленные определения миоспор [Чибрикова, 1977].

В настоящее время зилаирская свита охарактеризована конодонтами, особенно ее нижняя часть. Нами были изучены разрезы в Кизило-Уртазымской синклинали, где имеется вся верхнедевонская последовательность.

Низы этой последовательности вскрыты в разрезе южнее оз. Банное, в 1,8 км западнее санатория Якты-Куль. Здесь в старом карьере у небольшой запруды к востоку от шоссе Аскароро – Якты-Куль в пачке темно-серых граувакк перекрывающих биягодинскую свиту, в прослое черных алевролитов найдены конодонты *Palmatolepis perlobata perlobata* Ulr. et Bas., *Pa.* aff. *protorhomboidea* Sand. et Zieg., *Pa. subperlobata* Br. et Melh, *Pa. tenuipunctata* Sann., *Pa. triangularis* Sann. → *Pa. spathula* Schül. (точка 01312), входящие в ассоциацию Late triangularis.

Южнее, к югу от д. Ишкулово, в карьере примерно в 250 м выше по разрезу от верхней подсвиты (олиостромы) биягодинской свиты (точки 0346, 0348) из прослоев известковистых песчаников путем растворения в муравьиной кислоте в 1986 г. были выделены конодонты *Palmatolepis crepida* Sann., *Pa. minuta loba* Helms, *Pa. perlobata perlobata* Ul. et Bas., *Pa. tenuipunctata* Sann., характерные для зоны crepida.

---

<sup>1</sup>В последней стратиграфической схеме девона [Стратиграфические ..., 1993] лытвинский горизонт включен в состав фаменского яруса верхнего девона, в предыдущих схемах он начинал собой турнейский ярус карбона.

Отдельные элементы комплекса зоны *strepida* обнаружены также у северной окраины д. Тепяново. Здесь в выработках слева от дороги Аскароро – Махмутово в полимиктовых алевролитах найдены отпечатки нижнефаменских конодонтов (точка 0369) *Palmatolepis perlobata* Ulr. et Bas., *Pa. cf. triangularis* Sann. Сходный комплекс конодонтов *Pa. quadrantinodosalobata* Sann., *Pa. cf. regularis* Coop., характерный для зоны *strepida* обнаружен выше по разрезу в точке 0370 на хр. Узунгур восточнее д. Махмутово.

В разрезе Туркменево 1-е в 20 м выше кровли биягодинского микстита обнаружены многочисленные конодонты, как визуальные в глинистых алевролитах (точка 01210а): *Palmatolepis perlobata perlobata* Ulr. et Bas., *Pa. quadrantinodosalobata praeterita* Schül., *Pa. subperlobata* Br. et Mehl, *Pa. tenuipunctata* Sann., *Pa. triangularis* Sann., *Icriodus* sp., так и выделенные из карбонатных стяжений путем растворения их в кислоте (точки 0256, 0870): *Palmatolepis delicatula delicatula* Br. et Mehl, *Pa. clarki* Zieg., *Pa. minuta elegantula* Wang et Zieg., *Pa. minuta minuta* Br. et Mehl, *Pa. perlobata perlobata* Ulr. et Bas., *Pa. protorhomboides* Sand. et Zieg., *Pa. quadrantinodosalobata praeterita* Schül., *Pa. subperlobata* Br. et Mehl, *Pa. spathula* Schül., *Pa. triangularis* Sann., совместное распространение которых известно в зонах *Late triangularis* и *strepida* [Schülke, 1995]. Приведенные комплексы конодонтов характерны для низов макаровского горизонта в фаменском ярусе.

Южнее, в стратотипической местности мукасовской свиты, нами описан фрагмент разреза зилаирской свиты в месте пересечения ее насыпной дорогой Мукасево 1-е – Туркменево 1-е (выемка на автодороге, точка 0837). После закрытого интервала шириной выхода не менее 300 м (поле) и мощностью, не превышающей 10–12 м, обнажены ритмично-слоистые зеленовато-серые граувакки зилаирской свиты. Песчаники в низах разреза обогащены органогенным детритом, состоящим из глубоководных остракод, криноидей, ихтиофауны и других микрофаунистических остатков, имеющих несомненно фаменский облик. В них определен комплекс конодонтов зоны *strepida*: *Palmatolepis crepida* Sann., *Pa. quadrantinodosalobata praeterita* Schül., *Pa. quadrantinodosalobata sandbergi* Ji et Zieg., *Pa. perlobata perlobata* Ulr. et Bas., *Pa. subperlobata* Br. et Mehl (точка 01453).

Далее к югу конодонтовые ассоциации зон *Late triangularis* и *strepida* нами установлены в разрезах на руч. Тулубай, на р. Мал. Уртазымка и по доли Таштугай. Еще южнее очень хорошие обнажения зилаирской свиты известны в долине р. Урал по берегам Иркилинского водохранилища. В.Г. Халымбаджа [Халымбаджа, Мингалеев, 1994], по материалам Г.А. Степановой [1989 г.], дал расчленение зилаирской свиты с выделением практически всех стандартных конодонтовых зон фамена.

На севере Западно-Магнитогорской зоны отложения зилаирской свиты слагают крупные синклинали: Верхнеуральскую, Имангуловскую, а также узкие субмеридионально вытянутые синклинали структуры



или их фрагменты, приуроченные к зоне Главного Уральского разлома в Присакмарско-Вознесенской подзоне.

Фрагмент разреза нижней части зилаирской свиты, представленный достаточно своеобразной, нетипичной для зилаира толщей, обнажен в 2,5 км севернее д. Кайпукулово на левом берегу р. Шагарка в районе горы Туйтюбе. Нижняя и верхняя граница тектоническая. Гора Туйтюбе сложена осадочным комплексом пород общей мощностью 120–150 м. На западном склоне горы в основании разреза залегают зеленые плитчатые вулканомиктовые алевролиты (?) видимой мощностью 2–3 м. Азимут падения 90°, угол падения 60–70°.

Непосредственно на них лежит пачка слоистых (полосчатых) светлых кремнисто-глинистых алевролитов мощностью 5–7 м.

Выше по разрезу, с признаками пологого срезания слоистости, залегают пачка гравелитов со значительным количеством (до 30%) фрагментов известняков, часто уплощенных, размером не более 0,5 см. Мощность пачки составляет 15–20 м.

После закрытого интервала мощностью 20–25 м до вершины горы обнажается толща неравномерного чередования песчаников с редкими обломками кремнисто-глинистых пород, кремней и полупрозрачного кварца, размером не более 1 см, и кремнисто-глинистых, полосчатых, тонкоплитчатых алевролитов, в которых также иногда наблюдаются обломки кремней и кварца диаметром до 3 см. В верхней части толщи в обломочном материале вновь появляются известняки.

По простирацию характер разреза сохраняется, отличия можно видеть лишь на северо-западном склоне горы, непосредственно у брода через р. Шагарка. Здесь в низах разреза, выше пачки зеленых туфоалевролитов (?), на уровне пачки гравийных песчаников, наблюдаются аналогичные породы с редкой галькой и уплощенными фрагментами кремнистых алевролитов и неслоистых кремней. Общее количество обломков крупного размера не превышает 10–15%. Очень редко в стенках коренных выходов, вскрытых карьером, присутствуют линзы мелкообломочных разностей. Ориентировка обломков проявлена неотчетливо, в целом совпадает с общими элементами залегания. Обломки известняков светло-серого цвета составляют менее 1% от их общего количества. Размер варьирует от 1–3 до 15–20 см. Окатанность различная. Более окатаны крупные обломки.

В отдельных обломках известняков обнаружены многочисленные конodontы, представленные фаменскими формами *Palmatolepis* aff. *protorhomboides* Sand. et Zieg., *Pa. quadrantinodosa* Br. et Mehl, *Pa. tenuipunctata* Sann., *Pa. wolskiae* Ovn., *Polygnathus* aff. *argutus* Vor. et Kuz., *Icriodus alternatus* Br. et Mehl (точка 0827), характерными для зоны *serpida* верхней части макаровского горизонта. В этом же обнажении из тонких прослоев и линз кремнистых алевролитов Е.В. Чибриковой были выделены миоспоры, по которым, с ее точки зрения, можно «идентифицировать вмещающие

породы с зилаирской или колтубанской свитами. В данном случае, учитывая особенности состава всей пачки пород, последнюю можно отнести к колтубанской свите» [Чибрикова, Олли, 1980 г.]. Данное заключение послужило основанием для выделения этой толщи в колтубанскую свиту [Кац и др., 1980 г.], однако это противоречит результатам, полученным по конодонтам. Учитывая, что конодонты обнаружены в обломках, они могут определять возраст вмещающих пород как синхронный или более молодой, однако коррелировать эти отложения можно только с зилаирской свитой.

В целом обнаженность зилаирской свиты плохая. Состав ее, в общем, представлен тем же набором пород, что и в разрезах других зон. Вероятно, влияние местных источников обломочного материала и разнообразие фациальных обстановок здесь были более выражены, что способствовало фациальному отличию отложений зилаирской свиты в одном и том же стратиграфическом интервале. Для одних разрезов в низах свиты характерно развитие мощных толщ кровельных сланцев (район пос. Атлян), в других она построена в классическом виде и представлена флишем.

На восточной окраине поселка, на правом берегу р. Атлян, на выезде из поселка у юго-восточной границы колонии для несовершеннолетних, в 100 м к западу от водокачки в склоне оврага вскрываются рассланцованные глинистые алевролиты зеленовато-серого цвета, переслаивающиеся с песчаниками. В глинистых сланцах собраны многочисленные мелкие конодонты плохой и удовлетворительной сохранности, часто деформированные, *Palmatolepis delicatula delicatula* Br. et Mehl, *Pa. minuta minuta* Br. et Mehl, *Pa. subperlobata helmsi* Ovn. (точка 01108). Комплекс характерен для основания зоны *crepida*.

Таким образом, мы можем говорить о том, что в изученных разрезах Западно-Магнитогорской зоны нижняя граница зилаирской свиты имеет одинаковую конодонтовую характеристику. Найденные конодонты составляют комплекс, характерный для зон *Late triangularis* – *crepida*, что дает нам основание считать ее синхронной. Крупного перерыва под зилаирской свитой не установлено ни в одном разрезе.

Более высокие интервалы фамена в разрезе зилаирской свиты с конодонтовой характеристикой представлены пачкой вишневых и зеленых кремнисто-глинистых сланцев с редкими маломощными прослоями песчаников с карбонатным материалом, занимающих определенное стратиграфическое положение и прослеживающихся на значительное расстояние в виде субмеридиональных полос. Подобная полоса изучена нами в Присакмарско-Вознесенской подзоне: от оз. Аушкуль она прослежена в южном направлении через дд. Уразово, Новобайрамгулово, Суяргулово. Южнее она вновь фиксируется на р. Тайманишты, к северо-западу от д. Амангильдино. Везде к ней приурочены массовые находки конодонтов. Совершенно отчетливо во всех этих местонахождениях выделяется интервал зоны *marginifera*. Однако вся пачка, которую можно считать маркирующей, может занимать

больший стратиграфический объем и включать нижележащие зоны rhomboidea и (?) serpida. Мощность этих пород не превышает 200–300 м. К югу от шириты г. Магнитогорск таких пород не зафиксировано.

Интересен тот факт, что и в Западно-Зилаирской зоне в этом стратиграфическом интервале обнаружены подобные отложения. Они вскрыты в 4 км южнее устья руч. КулаMAT при строительстве автодороги Мраково – Иргизлы. Отложения конодонтовой зоны marginifera зафиксированы в киинской свите в Курагано-Сакмарской зоне (рис. 2.46).

Рассматриваемая пачка в известных разрезах залегает на вулканогенно-осадочной бугодакской свите и имеет не совсем типичный для зилаирской свиты облик. Вероятно, именно поэтому разные авторы сопоставляли ее с различными стратонами: О.А. Нестоянова и Г.А. Ленных [1959] относили к карамалыташской свите, М.Ш. Биков и др. [1959 г.] выделяли зилаирскую свиту фаменского возраста, В.А. Маслов [1980] считал ее живетской, Ш.Н. Кац и др. [1980 г.] закартировали колтубанской свитой франского возраста.

Е.В. Чибрикова и В.А. Олли [1980 г.] впервые обнаружили в ней «колтубанско-зилаирский комплекс спор» и датировали ее фаменом.

В 1991 г. в основании горы Ишангул, расположенной у западной окраины д. Новобайрамгулово (см. рис. 2.39), в пачке переслаивающихся вишневых и зеленых кремнисто-глинистых сланцев собраны конодонты (точка 0667) *Palmatolepis* ex gr. *glabra* Ulr. et Bas., характерные для нижнего фамена [Маслов и др., 1994].

На север от д. Новобайрамгулово фаменские отложения прослеживаются непрерывной полосой, выполняя понижения в рельефе восточнее хр. Улутай. Хороший разрез фаменских отложений с конодонтами описан нами в 5 км севернее д. Новобайрамгулово, на широте горы с отметкой 682,2 [Маслов и др., 1994]. Здесь на кремнистых сланцах мукасовской толщи залегают вулканогенно-осадочные образования, возможно, с маломощными потоками андезибазальтовых порфиринов, мощностью не менее 300 м (бугодакская свита). К западу и выше по разрезу после небольшого закрытого интервала шириной 50 м (см. рис. 2.39) залегают кремнисто-глинистые сланцы и алевролиты мощностью около 300–400 м вишневого и зеленоватого тонов окраски с многочисленными конодонтами (точка 0864): *Palmatolepis glabra acuta* Helms, *Pa.* ex gr. *glabra* Ulr. et Bas., *Palmatolepis* sp., *Polygnathus* sp.

В этой же зоне, но значительно севернее, в 3 км к юго-западу от д. Уразово, восточнее насыпной дороги Уразово – Ишмекеево (рис. 2.47) в выемке дороги вскрываются вишневые кремнистые сланцы с многочисленными конодонтами (точка 0866): *Palmatolepis glabra acuta* Helms, *Pa. glabra glabra* Ulr. et Bas., *Pa. glabra lept*a Zieg. et Hud., *Pa. minuta minuta* Br. et Mehl, *Pa. perlolata schindewolfi* Müll., *Pa. stoppeli* Sand. et Zieg., характерными для зон Late serpida – Early marginifera, выделенных в верхней части макаровского горизонта. Эти выходы фаменских отложений слагают ядро синклиналиной зоны, крылья которой с востока хорошо картируются

Система	Отдел	Ярус	Стандартная кодоносовая шкала		1993 Стратиграфические... Восточный эшелон	1993 Восточный эшелон	Курганно-Сакмарская зона Иванов, Пучков, 1984, Пучков, Иванов, 1987, с именованиями авторов	Западно-Зилаирская зона	Присакмарско- Вознесенская зона	Западно-Магнитогорская зона				
			Зона	Горизонт										
Д е в о н с к а я	В е р х н и й	Ф а м е н с к и й	praesulcata	Лытвинский	Хволевский	Зилаирская свита	Клинская свита	Граувакковые песчаники, алевролиты, глинистые сланцы	Граувакковые песчаники, алевролиты, глинистые сланцы	Граувакковые песчаники, алевролиты, глинистые сланцы				
				exrapna	Челчугинский						Глинисто-кремнистые сланцы, алевролиты, битуминозные известняки	Зилаирская свита	Граувакковые песчаники, алевролиты, глинистые сланцы	Граувакковые песчаники, алевролиты, глинистые сланцы
				postera	Музыкаевский									
			trachytera											
			marginifera											
			rhomboides	Макаровский	Шамейский			200-400 м						
			crepida											
			triangularis						Переходная толща Кремнистые, глинистые сланцы, алевролиты, с прослоями и стяжениями известняков	Переходная толща Кремнисто-глинистые сланцы	Аналоги Бияголинской свиты	Бияголинская свита		
			linguliformis	Аскинский				50-150 м		10-15 м	редко обильно 20-800 м	Песчаники, алевролиты, глинистые сланцы		
			rhonana	Медведьский	Губинский				Егидинская свита	Бельская свита (верхняя часть)	Мукасовская свита	Мукасовская свита		
			jamieae						Кремнистые, глинистые сланцы	Известняки, в верхней части плитчатые	Кремнистые, глинистые сланцы, алевролиты	Кремнистые сланцы, песчаники, алевролиты, глинистые сланцы		
			hassi	Доманковский					200-300 м		30-150 м	20-800 м		
punctata														
transitans	Саргаевский	Бродовский				Айтпайская свита								
falsiovalis	Кыновский					Бректин	до 1000 м							
	Средний													

Рис. 2.46. Схема корреляции франско-фаменских отложений на Южном Урале

по кремням мукасовской свиты. Последние здесь перекрыты бугодакской толщей, имеющей в этих разрезах варьирующие мощности.

Ранее в этой толще Е.В. Чибриковой [Чибрикова, Олли, 1980 г.] в ряде пунктов были собраны миоспоры, по ее определению, «колтубанско-зилаирского» облика. Видимо, из-за такой неоднозначности корреляции этой толщи Ш.Н. Кац и др. [1980 г.] присоединили ее к колтубанской свите, оставив для нее традиционно принятый франкий возраст. Наши данные показывают, что такое сопоставление неверно. Эта толща, что

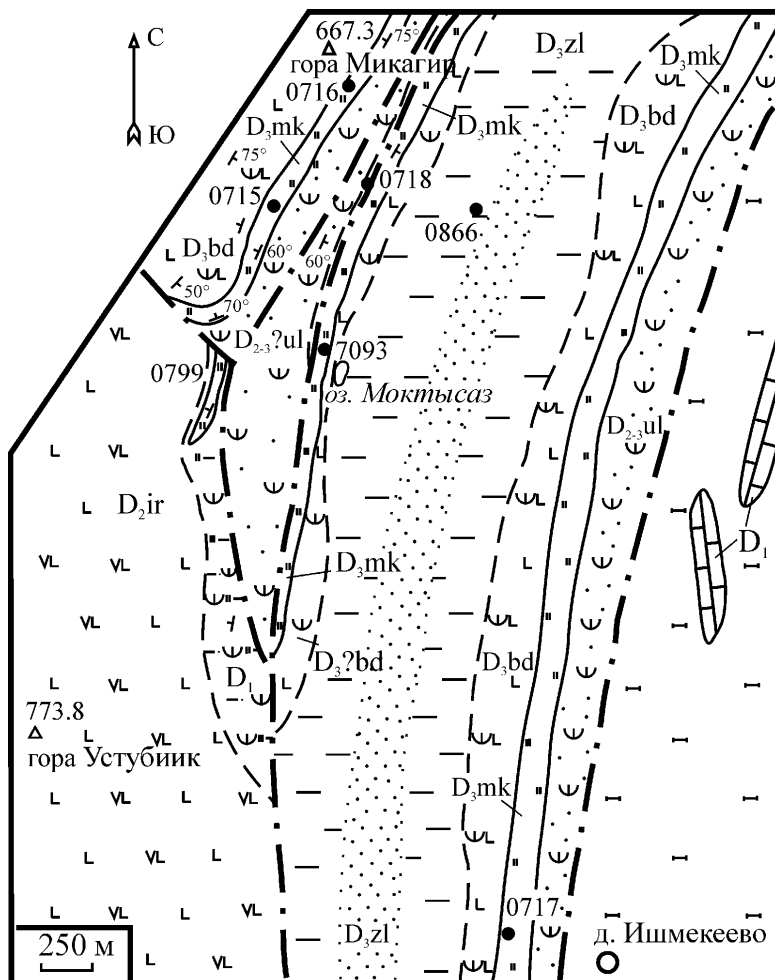


Рис. 2.47. Схематическая геологическая карта района д. Уразово. Составили В.А. Маслов, О.В. Аргюшкова

Условные обозначения см. на рис. 2.15

справедливо было отмечено М.Ш. Биковым и др. [1959 г.], на самом деле является фаменской и принадлежит зилаирской свите.

С подстилающими отложениями бугодакской свиты граница согласная. Верхняя граница зилаирской свиты тектоническая. По всей видимости, верхняя часть зилаирской свиты срезана разломом, по которому она соприкасается с ирендыкской свитой.

Самый северный выход данной толщи известен в районе оз. Аушкуль [Маслов и др., 1994]. На северном берегу озера, в 0,5 км к востоку от д. Старобайрамгулово, севернее шоссе в вишневых глинистых алевролитах собраны единичные конодонты и их отпечатки *Palmatolepis* ex gr. *perlobata* Ulr. et Bas., *Polygnathus* ex gr. *nodocostatus* Br. et Mehl (точка 01099). Ранее в этом же разрезе мы находили *Palmatolepis glabra pectinata* Zieg., *Pa.* ex gr. *glabra* Ulr. et Bas., *Pa.* ex gr. *perlobata* Ulr. et Bas. (точка 0664), распространенные в макаровском и низах мурзакаевского горизонтов фаменского яруса.

Пачка переслаивающихся вишневых и зеленоватых глинистых сланцев прослежена нами в южном направлении практически непрерывно до р. Тайманишты северо-западнее д. Амангильды в Абзелиловском районе Башкирии.

В разрезе, расположенном в 5,5 км к северо-западу от д. Амангильдино на левом склоне р. Тайманишты, в 400 м ниже устья руч. Аюаткан, обнажены алевролиты вишневого цвета в чередовании с зелеными прослоями. Видимая мощность пачки 15 м. Многочисленные конодонты собраны в вишневых алевролитах. Комплекс представлен *Palmatolepis glabra lepta* Zieg. et Hud., *Pa. glabra pectinata* Zieg., *Pa. distorta* Br. et Mehl, *Pa. marginifera marginifera* Helms, *Pa. perlobata sigmoidea* Zieg. (точка 01368). В верхней части пачки постепенно появляются очень тонкие прослоечки и стяжения карбонатов, сменяющиеся розовыми пятнистыми известняками с криноидеями. В них обнаружены: *Palmatolepis glabra lepta* Zieg. et Hud., *Pa. glabra pectinata* Zieg., *Pa. distorta* Br. et Mehl, *Pa. marginifera marginifera* Helms, *Pa. perlobata schindewolfi* Müll., *Pa. perlobata sigmoidea* Zieg., *Pa. minuta schlezia* Helms, *Pa. utahensis* Zieg. et Sand., *Polygnathus glaber* Ulr. et Bas., *Pol. glaber bilobatus* Zieg. (точка 01371). Перекрывают эту терригенную пачку серые слоистые пелитоморфные известняки с прослоями вулканомиктовых песчаников. Они содержат конодонты более высокого стратиграфического интервала (точка 01374): *Bispathodus stabilis* (Br. et Mehl), *Palmatolepis glabra lepta* Zieg. et Hud., *Pa.* cf. *gracilis sigmoidalis* Zieg., *Pa. perlobata* Ulr. et Bas., *Polygnathus rhabdotus* Schäf., *Pol. subirregularis* Sand. et Zieg., *Pol. znepolensis* Spas., характеризующие зону *expansa*. Подобный комплекс характерен для кушелгинского и литвинского горизонтов верхнего фамена.

Еще один выход аналогичных тонкообломочных вишневых пород в зилаирской свите изучен нами в карьере на южном берегу оз. Юж. Улянды (точка 01317). Наряду с конодонтами в них встречены мелкие трилобиты, беззамковые брахиоподы. В этом же разрезе отмечена пачка валунных

конгломератов с обломками вулканитов и терригенных пород. Породы содержат рассеянный тонкообломочный карбонатный материал. Мощность толщи колеблется в пределах 200–300 м. Во всех разрезах толща охарактеризована многочисленными конодонтами, распространенными в зонах *crepida* – *marginifera*.

Верхи зилаирской свиты достоверно установлены пока в единичных разрезах. В южной части Узункырской подзоны, к западу от д. Гусевка в верховьях руч. Топкий (правый приток р. Янгелька) на меридионально вытянутой высотке на левом берегу ручья, южнее насыпной дороги карьером вскрыта терригенная толща, представленная преимущественно грубозернистыми песчаниками темно-зеленого цвета, глинистыми алевролитами и тонкополосчатыми кремнисто-глинистыми алевролитами с остатками радиолярий. Разрез сильно осложнен дайками щелочных интрузий. В песчаниках отмечаются массовые скопления растительных остатков. Характерным является присутствие известковистых прослоев [Павлов и др., 1988 г.], количество которых увеличивается вверх по разрезу. Здесь в известковистых песчаниках обнаружены конодонты (точка В.В. Павлова 216305) *Palmatolepis gracilis gracilis* Br. et Mehl, *Pa. gracilis sigmoidalis* Zieg., *Polygnathus communis communis* Br. et Mehl, *Pol. vagus* Paz. (определения В.Н. Пазухина), характерные для верхней части кушелгинского и литвинского горизонтов верхнего фамена. Ближе к шоссе вскрыта кремнисто-карбонатная тонкослоистая пачка мощностью не более 4 м, представленная черными кремнями и салатно-серыми мергелями с биоглифами на поверхностях напластования. В основании этой пачки найдены конодонты *Bispathodus stabilis* (Br. et Mehl) → *B. bispathodus* Zieg., Sand. et Aust., *B. stabilis* (Br. et Mehl), *Palmatolepis gracilis gracilis* Br. et Mehl, *Pa. gracilis sigmoidalis* Zieg., *Polygnathus znepolensis* Wed. (точка 01242а), характерные для верхней части кушелгинского и литвинского горизонтов. Выше по разрезу обнажена песчано-карбонатная толща уже не зилаирского облика, с большим содержанием известковистых пород, возможно, это уже каменноугольные отложения.

Фрагмент зилаирской свиты, представленный, по-видимому, самой верхней частью разреза, изучен нами в северной части Присакмарско-Вознесенской подзоны в 5 км севернее д. Калканово, на левом берегу р. Бирся. Восточнее моста, на южном склоне горы с отметкой 523,6 карьером вскрыта толща, представленная чередованием полимиктовых песчаников, алевролитов и глинистых сланцев. Породы интенсивно рассланцованы. В средней части обнажения отмечается линзообразный прослой гравийных песчаников с обломками известняков, рассланцованных вместе с вмещающей породой. Размер обломков от 5–10 см до 50 см по длинной оси.

В 0,5 км восточнее старым карьером вскрыта аналогичная толща. В дне карьера, в западной открытой части, среди глинистых сланцев отмечаются конкрециивидные стяжения карбонатов. Ширина выхода обнаженных

пород 15–20 м. Из конкреций удалось выделить несколько конодонтов: *Bispathodus jugosus* (Br. et Mehl), ?*Palmatolepis* cf. *gracilis* Br. et Mehl, *Polygnathus delicatulus* Ulr. et Bas., *Pseudopolygnathus* cf. *brevipennatus* Zieg., по определению В.Н. Пазухина, характерных для верхней части кушелгинского – нижней части лытвинского горизонтов верхнего фамена. На карте И.С. Анисимова и др. [1978 г.] эта толща отнесена к нижней подсвите колтубанской свиты франского возраста. Появившийся фактический материал указывает на принадлежность этих отложений к зилаирской свите.

Таким образом, полученный палеонтологический материал свидетельствует о том, что зилаирская свита соответствует фаменскому ярусу в объеме конодонтовых зон Late triangularis – expansa, охватывающих практически весь фамен. Увеличение стратиграфического объема зилаирской свиты до турнейского яруса нижнего карбона включительно, расчленение ее на самостоятельные толщи и придание этому стратону ранга серии, с нашей точки зрения, нуждаются в серьезной проработке.

Выше, при характеристике мукасовской, бугодакской и биягодинской свит, мы затрагивали проблему нижней границы зилаирской свиты и в этом обзоре еще раз кратко акцентируем внимание на этом вопросе. Если в северных районах Западно-Магнитогорской зоны, где выше мукасовской свиты залегает вулканогенная бугодакская толща большой мощности (до 1200–1300 м), положение нижней границы зилаирской свиты в нижнем фамене ни у кого не вызывает сомнений, то на большей территории, где мукасовская свита перекрывается осадочной биягодинской свитой, положение ее не столь очевидно и нуждается в биостратиграфическом обосновании.

Выявление «надмукасовского» или «подзилаирского» стратиграфического интервала в объеме конодонтовых зон linguiformis – Early–Middle triangularis (самые верхи аскынского горизонта и барминские слои франского и фаменского ярусов), наиболее сложно в стратотипической местности у д. Мукасево 1-е и в южных разрезах.

Детальное биостратиграфическое изучение данного стратиграфического интервала показало, что в разрезах, где он представлен разными осадочными фациями, его мощности могут быть очень малы, и выявление его возможно только с помощью конодонтов.

По совокупности биостратиграфических данных по всей территории Западно-Магнитогорской зоны границу между зилаирской свитой и подстилающей биягодинской свитой мы проводим в основании зоны Late triangularis.

Небезынтересными являются данные по нижней границе зилаирской свиты в Зилаирской мегазоне. В 2001–2002 гг. мы провели изучение отложений, подстилающих зилаирскую свиту в северной части Зилаирской мегазоны. Разрез, где можно видеть непосредственный контакт зилаирской свиты и нижележащих отложений, немного. В большинстве случаев



он «подорван» тектоникой, и под граувакками зилаирской свиты залегают разновозрастные карбонатные толщи бельской свиты [Якупов и др., 2002]. Авторами совместно с А.Н. Абрамовой и Р.Р. Якуповым в обнажениях по левому берегу р. Белая на отрезке ниже д. Кагарманово и выше устья р. Черная изучены три разреза: Кагарманово, Илюхина поляна и Устье Черной Речки (рис. 2.48), в которых можно видеть постепенный переход между зилаирской свитой и нижележащими отложениями, и где по фауне устанавливается граница между франским и фаменским ярусами.

Пограничный интервал во всех трех разрезах представлен тонкоплитчатыми кремнисто-глинистыми сланцами, кремнистыми алевролитами, смятыми в сложные складки, общей мощностью, видимо, не превышающей 20 м. Подстилающие отложения в разрезах Кагарманово и Илюхина поляна сложены серыми среднеслоистыми гониатитовыми известняками мощностью 2–3 м, содержащими комплекс конодонтов, характерный для зоны *linguiformis* [Абрамова, Артюшкова, 2002; Якупов и др., 2002; Abramova, Artyushkova, 2004].

В разрезе Илюхина поляна из средней части слоя выделены многочисленные конодонты (обр. 8473): *Palmatolepis rhenana nasuta* Müll. *Pa. liashenkoae* Ovn., *Pa. kireevae* Ovn., *Pa. hassi* Müll. et Müll., *Pa. eureka* Zieg. et Sand., *Pa. bohémica* Klap. et Fost., *Pa. mucronata* Klap., Kuz. et Ovn., *Pa. rotunda* Zieg. et Sand., *Pa. semichatovae* Ovn., *Ancyrodella nodosa* Ullr. et Bas., *Anc. curvata* (Br. et Mehl). Комплекс конодонтов позднефранский, скорее всего, его можно сопоставлять с зоной *linguiformis*<sup>1</sup>.

Выше гониатитовых известняков залегает кремнисто-терригенная пачка. На контакте отмечен прослой зеленовато-серых ожелезненных кремнисто-карбонатных сланцев мощностью 0,1 м, перекрытый пачкой пород, представленной переслаивающимися глинисто-кремнистыми сланцами и глинистыми известняками, мощностью 0,5 м. В кровле слоя определены конодонты (точка 8474) *Palmatolepis rhenana* Bisch., *Pa. subrecta* Mill. et Young. позднефранского возраста. На этом слое залегают темно-серые кремнистые сланцы мощностью 2 м со стяжениями известняков, в которых обнаружены позднефранские конодонты (обр. 8475): *Palmatolepis rotunda* Zieg. et Sand., *Pa. timanensis* Klap., Kuz. et Ovn.

Непосредственно выше по разрезу залегает пачка переслаивающихся кремнистых алевролитов и глинистых сланцев зеленовато-серых и буровато-желтых ожелезненных. Мощность ее 8–10 м. Породы смяты в дисгармоничные складки. В верхней части пачки имеются тонкие (первые миллиметры) прослой глинистых известняков, из которых выделены единичные конодонты *Palmatolepis triangularis* Sann. (точка 8476) фаменского возраста.

---

<sup>1</sup> В разрезе Кагарманово в таком же слое гониатитовых известняков выделен комплекс конодонтов с видом-индексом этой зоны.

Вышележащие отложения представлены кремнисто-глинистыми сланцами с подчиненными редкими прослоями известковистых алевролитов. Вся толща очень сильно смята в микроскладки и разорвана мелкими нарушениями. Мощность этой пачки 8–10 м. В 3 м от подошвы описываемой пачки из известковистых прослоев выделены конодонты *Palmatolepis protorhomboides* Sand. et Zieg., *Pa. triangularis* Sann. (точка 8478), характерные для зоны Late triangularis. На этом же уровне на поверхностях напластования кремнистых алевролитов видны многочисленные конодонты раннефаменского облика. Вышележащие отложения представлены серо-зелеными ритмично переслаивающимися полимиктовыми песчани-

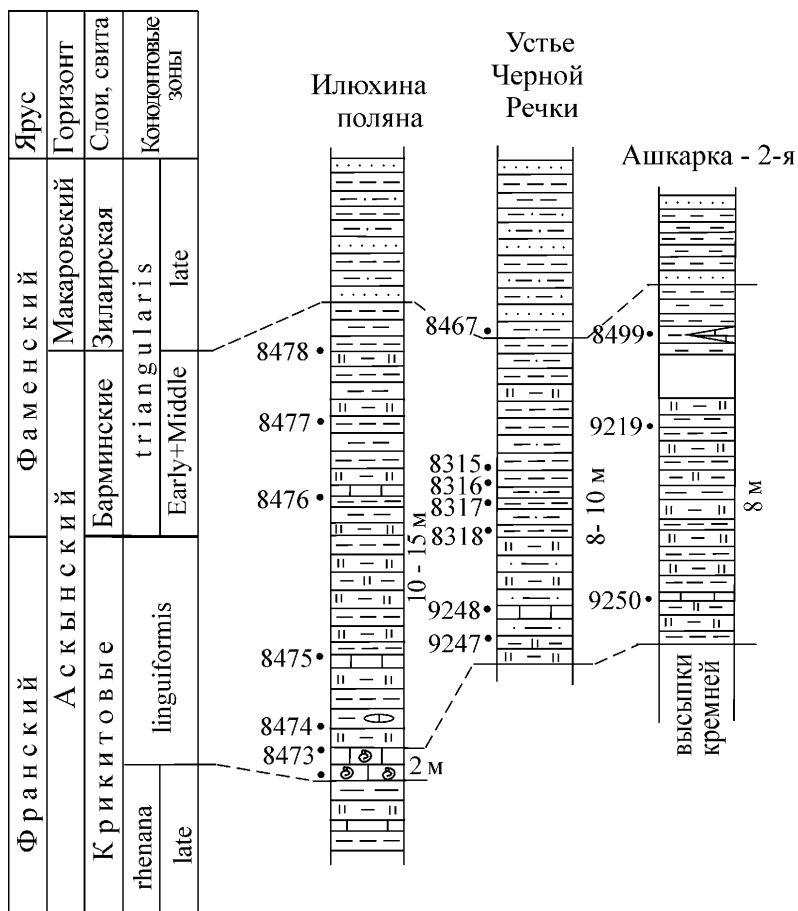


Рис. 2.48. Схема сопоставления разрезов пограничных франско-фаменских отложений в верхнем течении р. Белая (Западно-Зилаирская зона). Составила А.Н. Абрамова  
Условные обозначения см. на рис. 2.44

ками, алевролитами и глинистыми сланцами, слагающими собственно зилаирскую свиту.

На левом берегу р. Белой в 0,5 км выше устья р. Черная обнажена верхняя часть переходной франско-фаменской пачки мощностью 8–8,5 м. Она сложена темно-серыми и зеленовато-серыми кремнистыми алевролитами и глинистыми сланцами с редкими маломощными прослойками (1–2 см) известковистых алевролитов. Мощность прослоев кремнистых алевролитов вверх по разрезу уменьшается, а глинистых сланцев, наоборот, увеличивается. Вся пачка охарактеризована конодонтами. В нижних 6,0–6,5 м на нескольких уровнях обнаружен богатый комплекс, характерный для зоны *linguiformis*. В кремнистых алевролитах (точка 9247) собраны *Palmatolepis* cf. *subrecta* Mill. et Young., *Pa.* cf. *lyaiolensis* Khr. et Kuz. и в прослое известковистых алевролитов мощностью 2 см в верхней части интервала (точка 9248) — *Ancyrodella ioides* Uyeno, *Palmatolepis eureka* Zieg. et Sand., *Pa. juntianensis* Han, *Pa. hassi* Müll. et Müll., *Pa. aff. rotunda* Zieg. et Sand., *Pa. ederi* Zieg. et Sand., *Pa. rhenana nasuta* Müll., *Pa. subrecta* Mill. et Young., *Polygnathus timanicus* Ovn., *Pol. uchtensis* Ovn. (см. рис. 2.48). В точке 8318 в средней части этого интервала в кремнистых алевролитах определены *Palmatolepis lyaiolensis* Khr. et Kuz., *Pa. praetriangularis* Zieg. et Sand., *Pa. subrecta* Mill. et Young. В 0,1 м выше по разрезу в листоватых желтовато-серых глинистых алевролитах собраны единичные конодонты: *Palmatolepis delicatula platys* Zieg. et Sand., *Pa. triangularis* Sann. (точка 8317). В верхних 2 м послойно встречены раннефаменские конодонты, характерные для зон Early–Middle *triangularis*.

В самой кровле этой пачки обнаружен комплекс конодонтов: *Palmatolepis delicatula delicatula* Br. et Mehl, *Pa. delicatula clarki* Zieg., *Pa. cf. protorhomboidea* Sand. et Zieg., *Pa. subperlobata* Br. et Mehl, *Pa. triangularis* Sann., *Pa. triangularis* Sann. → *Pa. perlobata* Ulr. et Bas., соответствующий зоне Late *triangularis* (точка 8467). Он датирует основание перекрывающей зилаирской свиты.

Непосредственно выше по разрезу залегают переслаивающиеся граувакковые песчаники, алевролиты и глинистые сланцы. Роль песчаников вверх по разрезу заметно возрастает, и толща приобретает характерный облик зилаирской свиты. Таким образом, в хорошо вскрытых и фаунистически охарактеризованных разрезах западного борта Зилаирского мегасинклиория отчетливо наблюдается, что ниже типичной зилаирской свиты залегают тонкослоистая толща, представленная чередованием алевролитов, кремнистых алевролитов, кремнистых, глинистых сланцев, глинистых и алевролитистых известняков и содержащая характерный комплекс конодонтов (зоны *linguiformis* и Early–Middle *triangularis*). Литологически и палеонтологически она непрерывная. Видимая мощность ее составляет 25–27 м.

На правом берегу р. Ашкарка 2-ая можно видеть, как после высыпок кремней на пашне под зилаирской свитой обнажается пачка переслаивающихся тонкослоистых кремнистых и известковистых алевролитов и глинистых

сланцев с конодонтами (точка 9219): *Palmatolepis hassi* Müll. et Müll., *Pa. juntianensis* Han, *Pa. mucronata* Klap., Kuz. et Ovn., *Pa. proversa* Zieg., *Pa. subrecta* Mill. et Young. [Якупов и др., 2002]. Этот комплекс распространен в зонах Late rhenana и linguiformis. Литологически эта пачка с конодонтами очень похожа на аналогичную пачку с подобной фауной в разрезе у устья р. Черная. Разрез «подзилаирских» отложений на р. Ашкарка 2-я определенно свидетельствует о том, что подстилающие зилаирскую свиту отложения представлены в верхней части пачкой переслаивания тонкослоистых кремнистых алевролитов, кремнисто-глинистых сланцев и известковистых алевролитов (= переходная пачка) и соответствуют аскынскому горизонту франского яруса и нижней части фаменского яруса. Нижняя часть пачки сложена пестроцветными кремнями и содержит конодонты, характерные для мендымского и аскынского горизонтов франского яруса. Зафиксированная конодонтовая последовательность позволяет считать, что нижележащие кремни древнее вышележащей кремнисто-глинистой пачки, связанной постепенным переходом с зилаирской свитой.

Пестроцветные кремни, залегающие под переходной франско-фаменской кремнисто-глинистой пачкой, можно проследить на довольно протяженном участке севернее. В обнажении по правому берегу р. Узян, выходящему примерно в среднюю часть пруда, найдены отпечатки плохой сохранности: *Palmatolepis* sp., *Pa. juntianensis* Han, свидетельствующие о позднефранском возрасте этих пород.

Севернее с. Узян пачка кремней прослеживается к руч. Исаков Ключ и далее на север — к руч. Шлеповский. Повсеместно она фиксируется преимущественно по высыпкам, естественные обнажения редки. В силу этого обстоятельства определить возрастной уровень кремнистой пачки в полном объеме и, прежде всего, ее нижней части, не представляется возможным. В настоящее время пока известно, что в кремнистой пачке обнаружены конодонты, характерные для мендымского — аскынского горизонтов. Каковы ее соотношения с подстилающими отложениями доманикового горизонта не совсем ясно. Мы допускаем, что доманиковые отложения и кремнистая пачка с мендымскими конодонтами связаны постепенным переходом, как это имеет место в более западных (карбонатных) разрезах. Возможно, кремни являются показателем глубинности бассейна и знаменуют завершение этапа седиментации силицитов, начавшегося в доманиковое время на всей территории Южного Урала и прилегающей Восточно-Европейской платформе.

Показательными могут быть разрезы в северном замыкании Зилаирской синформы. Здесь в нескольких пересечениях: у пос. Новобельский, на р. Арвяк в районе д. Рысыкаево, на р. Ятва у д. Сосновка зилаирская свита залегают на франских известняках верхней части бельской свиты. Об этом свидетельствуют находки конодонтов в ряде разрезов. В 1 км к западу от пос. Новобельский, в дорожной выемке высотой 6 м непо-

средственно южнее полотна дороги Серменево — Аскарново, в слоистых известняках нами обнаружены *Ancyrodella* cf. *nodosa* Ulr. et Bas., *Palmatolepis ljaschenkoae* Ovn., *Palmatolepis proversa* Zieg., *Polygnathus angustidiscus* Young., *Pol.* cf. *dubius* Hinde, *Pol.* cf. *krestovnikovi* Ovn., *Pol.* cf. *pennatus* Hinde, *Pol.* cf. *timanicus* Ovn., распространенные в мендымском горизонте франского яруса (точки 8565—8570). На р. Ятва выше д. Сосновка в расланцованных известняках выделен франский комплекс *Icriodus* cf. *alternatus* Br. et Mehl, *I. symmetricus* Br. et Mehl, *Polygnathus lodinensis* Pöls., *Pol. pennatus* Hinde, *Pol. uchtensis* Ovn., *Pol. webbi* Stauf. (точка 8557) и у восточного окончания деревни — *Mesotaxis* cf. *asymmetricus* Bisch. et Zieg., *Polygnathus* cf. *timanicus* Ovn. (точка 8555), известные в доманиковом горизонте. Выход известняков западнее автодороги Уткалево — Сосновка на правом берегу р. Арвяк у моста содержит верхнефранские формы *Ancyrodella* cf. *nodosa* Ulr. et Bas., *Palmatolepis gigas gigas* Mill. et Young., *Polygnathus lodinensis* Pöls., *Pol. uchtensis* Ovn., характерные для мендымского и аскынского горизонтов.

В Восточно-Зилаирской зоне в 2 км южнее разреза на р. Ятва зилаирскую свиту подстилают уже не известняки, а терригенно-кремнистая толща с линзообразными прослоями песчаных известняков. На картах предшественников она отнесена к бетринской свите силурийского возраста. В 2002 г. нами был изучен разрез по ручью Казенный Ключ, левому притоку р. Ятва. В 1 км от устья правого притока руч. Казенный Ключ в правом его борту в хороших скальных выходах переслаивающихся кварцитопесчаников, глинистых и углисто-глинистых сланцев обнаружены несколько прослоев полосчатых песчаных известняков. Породы смяты в изоклиналильные складки. Из нескольких проб выделены конодонты плохой сохранности. Однако комплекс, представленный *Ancyrodella* sp., *Palmatolepis* sp., *Polygnathus* sp. (точка 01297) и *Palmatolepis punctata* Hinde, *Polygnathus mosquensis* Litv. (точка 01299), по всей вероятности, принадлежит доманиковому горизонту. Можно предполагать, что на участке между дд. Сосновка и Сланцы происходит фациальное замещение известняков бельской свиты терригенно-кремнистой толщей, переходящей по простиранию в южном направлении в существенно кремнистую толщу. В этой толще в карьере восточнее северной окраины пос. Узьянбаш, на правом склоне безымянного ручья к югу от дороги Узьянбаш — Салаватово, в очень измененных кремнистых сланцах нами найдены единичные отпечатки конодонтов очень плохой сохранности [Артюшкова и др., 2003]. Удалось определить *Mesotaxis* cf. *asymmetricus* (Bisch. et Zieg.), *Palmatolepis* sp. и *Polygnathus* sp. (точка 8590). Фауна, несомненно, доманиковая и характерна для нижней части ибрагимовской толщи [Пучков, 1979]. Более верхняя часть разреза и переход к зилаирской свите палеонтологически не изучены из-за плохой обнаженности и сильного метаморфизма пород.

В более южных разрезах Восточно-Зилаирской зоны отложения, подстилающие зилаирскую свиту, изучены нами в 2008 г. на правом берегу

по р. Зилаир в 1,6 км выше бывшей д. Ибрагимово. Здесь низы зилаирской свиты представлены ритмично переслаивающимися грубозернистыми граувакковыми песчаниками и глинистыми алевролитами зеленовато-серого цвета. Видимая мощность нижней части зилаирской свиты около 200 м. Непосредственно ниже крупнозернистых песчаников залегает прослой тонкоплитчатых зеленовато-серых микрокварцитов (аз. пад.  $250^\circ$ ,  $\angle 80^\circ$ ) мощностью 2,5 м. Именно в нем В.Н. Пучковым [1979] и позднее В.Ю. Родионым и В.В. Радченко [1988] были найдены верхнефранские конодонты.

Нами в этом слое в 2 м ниже его кровли собраны многочисленные мелкие конодонты довольно плохой сохранности, часто деформированные. Среди них определены *Palmatolepis cf. subperlobata* Br. et Mehl и *Pa. aff. subperlobata* Br. et Mehl (обр. 02167), которые известны в зоне *triangularis*, начинающей фаменский ярус.

Ниже по разрезу залегает пачка переслаивания толстоплитчатых черных кремней и полимиктовых мелкозернистых песчаников и сланцев мощностью 3 м.

Вниз по разрезу обнажена толща пород видимой мощностью 50 м, представленная переслаивающимися полимиктовыми гравелитами и песчаниками, в нижней части толщи с тонкими прослоями черных и серых кремней.

Подстиляется она черными толсто- и среднеплитчатыми кремнями, видимой мощностью 10 м. В низах этого фрагмента разреза найдено несколько экземпляров конодонтов, представленных *Palmatolepis cf. juntianensis* Nap, характерных для верхнего франа (обр. 02166).

Ниже по разрезу в интервале 70 м наблюдаются небольшие разрозненные выходы и высыпки черных тонко- и среднеплитчатых кремней, выделенных В.Н. Пучковым в ибрагимовский горизонт, аналог мукасовской свиты [Пучков, 1979].

К северу в полосе от разрезов по р. Зилаир до д. Новоусманово (Новоусмановская антиклиналь на р. Бетеря) подстилающая зилаирскую свиту толща обнажается в многочисленных искусственных выработках вдоль автодороги Зилаир – Кананикольский.

В большинстве разрезов она сложена преимущественно кремнистыми породами. Толща хорошо вскрыта в карьере при въезде в с. Зилаир по автострате Уфа – Юлдыбаево. Здесь в карьере можно видеть, что переходная от граувакк зилаирской свиты к нижележащим кремням толща представлена переслаивающимися алевропелитами, глинистыми сланцами и граувакковыми песчаниками, среди которых отмечаются прослой серых и черных кремнистых сланцев. Ниже по разрезу обнажается толща пород, представленная преимущественно серыми и черными кремнями, собранными в мелкие изоклинные складки, которые хорошо выражены в центральной части выхода, где пачка кремней образует ядро антиклинали. В ней найдены единичные франские конодонты очень плохой

сохранности *Palmatolepis* sp. неясной видовой принадлежности. Кремнистая толща, по всей видимости, имеет тектонические границы со смежными отложениями. В западном крыле антиклинали в южной части карьера вскрыты тонко переслаивающиеся глинисто-кремнистые сланцы и мелкозернистые песчаники и алевролиты. В слое тонкоплитчатых выветрелых глинисто-кремнистых алевролитов собраны многочисленные конодонты: *Palmatolepis* cf. *barba* Zieg. et Sand., *Pa.* cf. *brevis* Zieg. et Sand., *Pa.* cf. *ederi* Zieg. et Sand., *Pa.* cf. *hassi* Müll. et Müll., *Pa.* cf. *nasuta* Müll., *Pa.* cf. *plana* Zieg. et Sand., *Pa.* *rhenana* Bisch., *Pa.* cf. *subrecta* Mill. et Young. Данный комплекс распространен в аскыном горизонте франского яруса<sup>1</sup>.

На правом берегу р. Сатла, по тракту Зилаир – Кананикольский, в 200 м восточнее тракта карьером вскрыта кремнистая толща с прослоями глинистых алевролитов и песчаников, шириной выходов не менее 50 м. В самой восточной части карьера в нижней части вскрытого кремнистого разреза выходят белые с бурыми прослоями тонкоплитчатые кремнистые алевролиты. В них обнаружены единичные неопределимые остатки конодонтов. В.Н. Пучков [1979] указывает, что выше по реке и ниже по разрезу встречаются высыпки светлых кварцито-песчаников.

В средней части этой толщи в слоистых кремнях с буроватыми корочками нами собраны отпечатки конодонтов (обр. 02211): *Palmatolepis* cf. *transitans* Müll., *Mesotaxis* cf. *asymmetricus* (Bisch. et Zieg.), *Icriodus* cf. *symmetricus* Br. et Mehl. Очевидно, здесь же В.Н. Пучковым с соавторами [1998] найден сходный комплекс конодонтов.

В 5 м западнее и выше по разрезу нами собраны многочисленные отпечатки конодонтов *Mesotaxis* cf. *asymmetricus* (Bisch. et Zieg.), *M.* cf. *falsiovalis* Sand., Zieg. et Bult., *Palmatolepis* cf. *punctata* (Hinde), *Pa.* aff. *spinata* Ovn. (обр. 02212), которые, вероятнее всего, отвечают низам доманикового горизонта.

Выше по разрезу в интервале 5–7 м кремни переслаиваются с глинистыми сланцами. В нижней части этой пачки, хорошо вскрытой расчисткой, определены конодонты: *Palmatolepis* cf. *brevis* Zieg. et Sand., *Pa.* cf. *hassi* Müll. et Müll., *Pa.* cf. *plana* Zieg. et Sand., *Pa.* aff. *proversa* Zieg., *Pa.* cf. *punctata* (Hinde), *Pa.* cf. *subrecta* Mill. et Young. (обр. 02213). Данный комплекс конодонтов характерен для аскынского горизонта франского яруса.

Выше по разрезу в восточном склоне расчистки вскрыта пачка средне- и тонко плитчатых кремней, в которой появляются весьма тонкие прослой алевролитов и мелкозернистых песчаников. Кремни постепенно меняют цвет и становятся голубовато-серыми. Мощность этой пачки вряд ли превышает 5 м.

---

<sup>1</sup> В этом же карьере в прослое глинисто-кремнистых сланцев среди граувакк В.Н. Пучковым обнаружены конодонты (определения В.Н. Барышева), которые, судя по списку фауны, представлены смешанным верхнефранско-нижнефаменским комплексом [Пучков и др., 1998].

Перекрывающие отложения представлены толщей полимиктовых средне- и мелкозернистых песчаников с прослоями глинистых сланцев и редкими прослоями голубовато-серых кремней видимой мощностью 15–20 м. В ней в самой западной расчистке собраны многочисленные конодонты: *Palmatolepis* cf. *Pa. delicatula* Br. et Mehl (sensu Ziegler et Sandberg, 1990), *Pa.* cf. *ederi* Zieg. et Sand., *Pa.* cf. *juntianensis* Han, *Pa.* cf. *lyaiolensis* Khr. et Kuz., *Pa.* cf. *subrecta* Mill. et Young. (обр. 02214). Подобный комплекс конодонтов обычен в зоне *linguiformis* и характерен для самой верхней части аскынского горизонта франского яруса.

Общая видимая мощность описанного разреза, по-видимому, составляет не более 50–60 м.

Таким образом, вскрытый карьерами разрез охватывает стратиграфический интервал среднего и верхнего франа, в объеме конодонтовых зон *punctata* – *linguiformis* (доманиковский – аскынский горизонты). В отдельных разрезах выявлен раннефаменский интервал.

Полученный фактический материал позволяет нам считать установленным, что граница между фаменскими и франскими отложениями на всей площади их распространения проходит в непрерывном разрезе литологически однородной толщи. В Западно-Зилаирской зоне существуют разрезы, где между карбонатным разрезом бельской свиты и граувакковой зилаирской свитой развита переходная кремнисто-терригенная пачка, в Восточно-Зилаирской зоне подобная переходная пачка залегает на кремнистой толще, в Западно-Магнитогорской зоне в этом стратиграфическом интервале залегают бугодакская и биягодинская свиты, которые подстилаются кремнями мукасовской свиты.

Факт распространения кремнистой толщи в разрезах западного обрамления Уралтауского антиклинория не только на юге, где она фаунистически охарактеризована [Пучков, 1979; Родионов, Радченко, 1988], но и в северной части по рекам Бетеря, Суваняк, руч. Казенный Ключ, у пос. Узьян-Баш и др. [Артюшкова и др., 2003] свидетельствует о том, что с доманикового времени огромная территория Южного Урала, включающая Зилаирскую, Магнитогорскую мегазоны и Центральную-Уральскую (Уралтаускую) зону, являлась единым относительно глубоководным бассейном, в котором продолжительное время происходило накопление кремнистых и кремнисто-глинистых осадков. Стабильно глубоководные условия спокойного мукасовского кремненакопления уже в конце франа сменились устойчивым перманентным поступлением в этот относительно глубоководный бассейн вулканомиктового материала, скорее всего, с востока из области активного вулканизма. Характер дна бассейна претерпел заметную дифференциацию. Обособляются участки с разнообразными фаціальными обстановками, с формированием маломощных кремнисто-глинистых осадков и мощных кластических полимиктовых образований разного гранулометрического состава. Вулканизм, активное проявление которого в этот отрезок



времени происходило в Восточно-Магнитогорской зоне, был, по-видимому, главным источником кластического материала на протяжении всего фанена. При такой интерпретации возникает явное противоречие с представлениями Г.А. Мизенса [2002], который считает, что зилаирские породы Зилаирской мегазоны и Присакмарско-Вознесенской подзоны формировались за счет разрушения хр. Урал-Тау. Он подчеркивает, что для этой территории (западной) Урал-Тау был единственной областью сноса. С нашей точки зрения, в позднем девоне этот хребет был погружен на значительную глубину и являлся областью седиментации, но не размыва. Используемое Г.А. Мизенсом в качестве доказательства размыва Урал-Тау наличие обломков метаморфических пород в зилаирской свите в количестве 15–30% может быть связано и с другими источниками. Метаморфическая кластика имеет, как правило, песчаную размерность, и естественно предполагать, что она могла «пройти» длинный путь. В.А. Шефер и др. [2003 г.], проводившие крупномасштабное картирование в широтном течении р. Белой (Западно-Зилаирская зона) и детально описавшие состав обломочного материала зилаирской свиты, пришли к выводу, что основным источником кластики являлись толщи докембрия Башкирского поднятия.

По нашему мнению, вещественный состав зилаирской свиты сформирован из разных, может быть, даже множественных источников. Очевидно, именно поэтому наблюдается большое сходство отложений зилаирской свиты как на западном, так и на восточном склонах Южного Урала.

Г.А. Мизенс [2002] справедливо отмечает, что в целом зилаирская свита имеет довольно однообразный состав. Предлагаемое некоторыми исследователями расчленение ее на толщи носит достаточно условный и вряд ли оправданный характер, поэтому мы рассматриваем ее как нерасчлененное образование. Хотя мы не отрицаем и наши наблюдения показывают, что в некоторых зонах и даже на отдельных участках можно видеть определенное своеобразие литологического состава зилаирской свиты, которое, конечно, определялось источником сноса материала.

Завершая рассмотрение зилаирской свиты, отметим следующее.

1) Как на восточном, так и на западном склоне Южного Урала зилаирская свита с подстилающими отложениями связана постепенным переходом (см. рис. 2.44, 2.45, 2.48), что подтверждается конодонтовой последовательностью.

2) В полных разрезах зилаирская свита подстилается тонкослоистой песчано-кремнисто-карбонатной толщей — переходной, мощность которой колеблется в пределах от 10–15 м в Западно-Зилаирской зоне до 500–600 м (биягодинская свита) или 1200 м (бугодакская свита) — в Западно-Магнитогорской зоне. Стратиграфический интервал этих стратонов соответствует самым верхам аскынского горизонта франского яруса (зона *linguiformis*) и барминским слоям фаненского яруса (зоны *Early – Middle triangularis*). Биягодинская и бугодакская свиты залегают на кремнистых сланцах

мукасовской свиты. Аналогичным образом в разрезах Зилаирской мегазоны соответствующий им стратон залегают на кремнях, охарактеризованных в кровле конодонтами, характерными для мендымского – аскынского горизонтов, которые можно сопоставить с верхней частью мукасовской свиты Западно-Магнитогорской зоны.

3) Нижние горизонты типичных для зилаирской свиты граувакк в непрерывных разрезах, как на западном склоне Южного Урала, так и на восточном, содержат конодонты, характерные для конодонтовой зоны *Late triangularis*, что является основанием для вывода об изохронном характере подошвы зилаирской свиты на восточном и западном склонах Южного Урала. Точка зрения о «скольжении» нижней границы зилаирской свиты, обсуждаемая в некоторых публикациях [Салихов, 1997; Пучков и др., 1998; Пучков, 2000; Мизенс, 2002], базируется на недостаточно детальной стратиграфии и не подкреплена надежным палеонтологическим материалом.

## **Восточно-Магнитогорская зона**

До начала 1990-х годов для девона Восточно-Магнитогорской зоны, как и для всего палеозоя, не существовало разработанных схем стратиграфии. Все расчленение этого интервала строилось главным образом на сопоставлении толщ по вещественному составу с аналогичными стратонами Западно-Магнитогорской зоны. Объективной причиной тому, в первую очередь, является плохая естественная обнаженность, и второе — преимущественное развитие вулканогенных образований, не содержащих фаунистических остатков. Эти факторы определили слабое палеонтологическое обоснование выделяемых стратонов. Возраст стратиграфических подразделений, как правило, определялся на основании макрофауны из известняков, положение которых в разрезе всегда вызывало дискуссии. Априори принималось, что все карбонатные тела являются одновозрастными вмещающим образованиям. Кроме того, для датировок очень широко использовались остатки радиолярий. Сейчас выяснено, что большая часть известняков приурочена к тектоническому меланжу или представлена обломками, которые имеют более древний возраст, чем вмещающие отложения. Остатки радиолярий, часто плохой сохранности, в кремнистых породах изучались в плоскопараллельных шлифах, монографически не описаны, и как показали вновь полученные материалы по конодонтам, давали ошибочные датировки стратонов.

В 1990-х годах на рассматриваемой территории нами были начаты биостратиграфические исследования девонских отложений с применением конодонтов в рамках Федеральной программы ГДП–200. Итогом этих работ явилось создание первых палеонтологически обоснованных схем стратиграфии девона.

**Девонская система**  
**Нижний девон**  
**Лохковский, пражский, эмский ярусы**

В соответствии с Легендой к Южно-Уральской серии карт масштаба 1:200000 (Новая серия) в Восточно-Магнитогорской зоне в качестве унифицированных стратиграфических подразделений к нижнему девону отнесены тюлькубайская толща, киембаевская свита и айджерганская толща.

С точки зрения авторов, предложение тюлькубайской толщи в качестве унифицированного стратона не вполне удачно, так как, с одной стороны, существует дискуссия относительно стратиграфического положения этой толщи в разрезе; с другой — она не охарактеризована палеонтологически и возраст ее принят условно. Существует неясность и относительно возрастной принадлежности айджерганской толщи. Поэтому в настоящей работе мы остановимся на характеристике тех стратонов, которые выделялись при детальнейших геолого-съёмочных работах и имеют доказанный возраст.

Фаунистически охарактеризованные нижедевонские отложения распространены крайне ограниченно. Они известны в районе ст. Субутак, на р. Бол. Караганка у д. Александровка, а также в Джусинском и Домбаровском рудных районах Оренбургской области. На севере их выделяют в субутакскую, а на юге — в андреевскую толщи [Стратиграфия ..., 1993; Артюшкова, Маслов, 1998].

***Субутакская толща (D<sub>1sb</sub>)***

В районе ст. Субутак (юго-восточнее г. Магнитогорск) осадочные образования, представленные преимущественно карбонатными породами, выделены в субутакскую толщу [Артюшкова, Маслов, 1998]. Суммарная мощность толщи, с нашей точки зрения, не превышает 250 м. В.М. Мосейчук и др. [2000 г.] считают, что к субутакской толще должны быть отнесены также базальты, ассоциирующие с известняками. На подготовленных к изданию планшетах N-40-XXIV (Магнитогорск) и N-40-XXX (Агаповка) В.М. Мосейчук и др. [2000 г.] объединили нижедевонские известняки с базальтами и выделили их в киембаевскую свиту.

Редкие обнажения известняков известны вдоль зоны Браиловского разлома. Повсеместно они имеют взаимоотношения с серпентинитами и пространственно совмещены с базальтами, которые не имеют датировки. Тем не менее до настоящего времени многие исследователи не оставляют попыток датировать немые вулканиты по фауне, заключенной в карбонатных породах.

Два наиболее изученных и широко цитируемых в геологической литературе местонахождения известняков с фауной расположены к северо-западу от ст. Субутак и на горе Острой на левобережье р. Гумбейка. Известняки в различной степени мраморизованы, участками рассланцованы,

Гумбейская подзона	D <sub>3</sub> šl	1	Учалинско-Александровская	D <sub>3</sub> ab	10		19		28		37		46	v	55
	D <sub>3</sub> ab	2		D <sub>3</sub> br	11		20		29		38		47	vβ	56
	D <sub>3</sub> ar	3		D <sub>2-3</sub> ur	12		21		30		39		48	v	57
	D <sub>2-3</sub> kp	4		D <sub>2</sub> al	13		22		31		40		49	φ	58
	D <sub>2-3</sub> nb	5		D <sub>2</sub> kr	14		23		32		41		50	45°y	59
	D <sub>2</sub> gm	6		D <sub>3</sub> šm	15		24		33		42		51	0710	60
	D <sub>1</sub> sb	7		D <sub>3</sub> nv	16		25		34		43		52		61
	O <sub>2</sub> no	8		D <sub>3</sub> ab	17		26		35		44		53		62
	Pz <sub>1</sub> sl	9		D <sub>3</sub> br	18		27		36		45		54		62

### Условные обозначения к рис. 2.49, 2.51–2.61

**Гумбейская подзона. Девонская система.** 1–3 — верхний отдел: 1 — франкий–фаменский ярусы, шелудивогорская толща (D<sub>3</sub>šl); 2 — аблязовская толща (D<sub>3</sub>ab); 3 — франкий ярус, аринская толща (D<sub>3</sub>ar); 4–5 — средний–верхний отделы, живетский–франкий ярусы: 4 — копаловская толща (D<sub>2-3</sub>kp); 5 — новобуранная толща (D<sub>2-3</sub>nb); 6 — средний отдел, нерасчлененный, гумбейская свита (D<sub>2</sub>gm); 7 — нижний отдел, нерасчлененный, субугакская толща (D<sub>1</sub>sb). Ордовикская система: 8 — средний отдел, новооренбургская толща (O<sub>2</sub>no). Палеозойская эратема: 9 — нижний палеозой, нерасчлененный, слюдинская толща (PZ<sub>1</sub>sl).

**Учалинско-Александровская подзона. Девонская система.** 10–11 — верхний отдел: 10 — франкий–фаменский ярусы, аблязовская толща (D<sub>3</sub>ab); 11 — франкий ярус, бабарыкинская толща (D<sub>3</sub>br); 12 — средний–верхний отделы, живетский–франкий ярусы, урлядинская толща (D<sub>2-3</sub>ur); 13–14 — средний отдел, эйфельский ярус: 13 — александринская толща (D<sub>2</sub>al); 14 — карамалыташская свита (D<sub>2</sub>kr).

**Магнитогорская подзона. Девонская система.** 15–18 — верхний отдел: 15 — фаменский ярус, шумилинская свита (D<sub>3</sub>šm); 16 — новоивановская толща (D<sub>3</sub>nv); 17 — франкий–фаменский ярусы, аблязовская толща (D<sub>3</sub>ab); 18 — франкий ярус, бабарыкинская толща (D<sub>3</sub>br).

**Литоология:** 19 — известняки; 20 — углистые мергели, углито-известковистые ритмиты с прослоями известняков; 21 — яшмы и кремнистые туффиты, радиоляриты с прослоями пепловых туфов базальтов; 22 — кремнистые сланцы, нередко углеродсодержащие; 23 — кремнистые туффиты; 24 — пепловые туффиты; 25 — ритмично-слоистые пепловые туффиты и кремнистые туффиты; 26 — ритмично-слоистые пепловые туффиты кислого состава с прослоями известняков; 27 — риолиты, риодациты; 28 — туфы риолитов и риодацитов лапильевые и пепловые; 29 — трахириолиты, трахириодациты; 30 — ритмично-слоистые туффиты, иногда углеродсодержащие, туфоконгломераты, туфогравелиты, туфопесчаники, туфоалевролиты; 31 — туфы андезитобазальтов плагиоклазовых и пироксен-плагиоклазовых, лапильевые и пепловые; 32–35 — базальты: 32 — афировые; 33 — подушечные; 34 — туфы базальтов пепловые и лапильевые; 35 — базальты пироксеновые и плагиоклаз-пироксеновые; 36 — базальты порфиновые пироксеновые и плагиоклаз-пироксеновые; 37 — базальты пироксеновые и плагиоклаз-пироксеновые, их лавобрекчии и кластолавы; 38 — туфы базальтов пироксеновых и плагиоклаз-пироксеновых, пепловые; 39 — туфы базальтов пироксеновых и плагиоклаз-пироксеновых, пепловые и лапильевые; 40 — туфы базальтов пироксеновых и плагиоклаз-пироксеновых, агломератовые, лапильевые; 41 — ритмично-слоистые ксено-

содержат кораллы и брахиоподы плохой сохранности нижнедевонского – нижнеэйфельского облика [Замига и др., 1963 г.; Стратиграфия СССР ..., 1973]. При составлении Геолкарты–200 В.М. Мосейчук и др. [2000 г.] сделали новые сборы фауны. Однако дополнительных сведений относительно возраста известняков не появилось. Ю.Н. Замига [1963 г.] изучал взаимоотношения известняков с вмещающими породами в железнодо- рожной выемке к северо-западу от ст. Субутак и в ряде пройденных канав и шурфов. Согласно его зарисовкам базальты «зажаты» внутри серпентинитов (рис. 2.49). Он отмечает в контактах между известняками и базальтами «небольшой мощности серпентиниты» (см. рис. 2.49). В настоящее время нет возможности заново оценить приведенные Ю.Н. Замигой факты, поскольку канавы не сохранились. Несомненно только то, что известняки вряд ли можно использовать для датировки вулканитов.

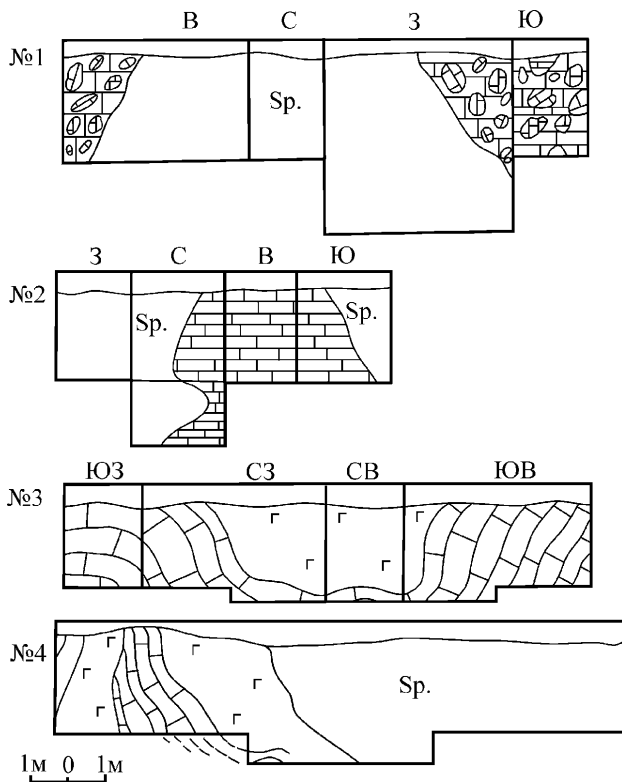
В сходной ситуации залегают известняки среди серпентинитов Северо-Александровского массива западнее пос. Черкасы [Шалагинов и др., 1984 г.]. Здесь из блоков мраморизованных известняков, обнажающихся по левому борту балки Сосновый Дол, правого притока р. Бол. Караганка, получены конодонты, характерные для эмского яруса нижнего девона. Выделенный комплекс в точках П-27 и П-35 из сборов В.Н. Пазухина содержит *Icriodus* sp., *Pandorinellina steinhornensis miae* Bult. В точке П-41 определен *Polygnathus kitabicus* Yolk., Wed., Iz. et Er. С субутакской толщей ( $D_{1sb}$ ) пытаются сопоставлять известняки, развитые на руч. Желкубаевском [Мосейчук и др., 2000 г.]. Они также залегают среди серпентинитов в зоне разлома. На основании собранной в них макрофауны, возможно, плохой сохранности, в разных источниках отмечается большой разброс в датировках (от S– $D_1$  до S– $D_3$ ), что делает их весьма условными.

### **Тюлькубайская толща ( $D_{1tl}$ )**

Выделена в южной части Восточно-Магнитогорской зоны в Домбаровском рудном районе [Черкасов, Смирнова, 1989 г.; Лядский и др., 1987 г.]. Цитированные авторы отнесли к ней зеленые сланцы, углерод-

---

туфы базальтов пироксеновых и плагиоклаз–пироксеновых, агломератовые, лапиллиевые и пепловые, туффиты, тефроиды; 42 — туфы и туффиты базальтов пироксеновых и плагиоклаз–пироксеновых, пепловые и лапиллиевые; 43 — туфы базальтов плагиоклазовых и пироксен–плагиоклазовых, пепловые и лапиллиевые с частыми прослоями яшм; 44 — андезибазальты и андезиты, плагиоклазовые, реже пироксен–плагиоклазовые; 45 — туфы, туффиты и тефроиды андезибазальтов и андезитов, хлорит–кварцевые, кварц–альбит–хлоритовые сланцы по ним; 46 — риодациты; 47 — туфы риодацитов, лапиллиевые и пепловые; 48 — ксенотуфы риодацитов, агломератовые и лапиллиевые; 49 — трахибазальты и трахиандезибазальты, субщелочные базальты плагиоклазовые; 50 — аповулканогенные роговообманковые и биотит роговообманковые кристаллосланцы с прослоями углеродсодержащих кварцитовидных сланцев; 51 — дайки гранит–порфиоров; 52 — гранодиориты; 53 — сиениты; 54 — монцо-диориты; 55, 56 — габбро и габбро–диабазы; 57 — пироксениты; 58 — серпентиниты; 59 — элементы залегания пород; 60 — точки с конодонтами; 61, 62 — геологические границы: 61 — стратиграфические; 62 — предполагаемые тектонические



**Рис. 2.49.** Характер залегания известняков, вскрытых канавами в 3 км северо-западнее ст. Субутак. Из отчета Ю.Н. Замиги и др. [1963 г.]

№ 1 — канава 370а–б; № 2 — шурф 371; № 3–4 — канава 872; № 4 — северо-восточная стенка; Sp — серпентиниты. Условные обозначения см. на стр. 200

содержащие серицит-кварцевые сланцы, микрокварциты. Общая мощность толщи составляет 500–700 м. Возраст тюлькубайской толщи в районе ее выделения (Тюлькубайская синклиналь в Домбаровском рудном районе Оренбуржья) не выяснен, и к нижнему девону она отнесена условно [Черкасов, Смирнова, 1989 г.; Лядский и др., 1987 г.]. По устному сообщению В.Л. Черкасова [1990 г.], тюлькубайская толща может сопоставляться с андреевской, которая охарактеризована органическими остатками.

### ***Андреевская толща (D<sub>1an</sub>)***

Этот стратон выделен в южной части Восточно-Магнитогорской зоны в Джусинском рудном районе при проведении ГДП–50 [Лядский и др., 1987 г.]. Толща не образует естественных выходов и вскрыта только скважинами. Она сложена метаморфизованными осадочными образова-

ниями — филлитизированными песчаниками, алевролитами, углеродистоглинистыми сланцами и кварцитами. Нижний контакт толщи не ясен. Перекрывается андреевская толща вулканитами рудоносной джусинской толщи. Основанием для датирования толщи являются находки хитинозой *Desmochitina* aff. *noculum* Coll. et Schw., *Linochitina* aff. *klonkensis* Par. et Lauf. из керна скважин, которые, по заключению Н.М. Заславской, свидетельствуют о раннедевонском возрасте вмещающих отложений [Стратиграфия ..., 1993].

Однако в варианте Государственной геологической карты (Новая серия) ее авторы А.С. Лисов, П.В. Лядский, В.Ф. Кондратенко [2002 г.] в легенде и стратиграфической колонке, определяя стратиграфическое положение андреевской толщи под джусинской толщей, вниз по разрезу последовательно помещают кукбуктинскую толщу, киембаевскую свиту и самый нижний стратон девонского разреза — тюлькубайскую толщу.

Авторами карты предлагается интерпретация возраста стратонов: для тюлькубайской толщи —  $D_1$  (ранний? эмс), киембаевской свиты —  $D_1$  (эмс), кукбуктинской толщи —  $D_{1-2}$  (поздний эмс — ранний эйфель), андреевской —  $D_2$  (эйфель), джусинской —  $D_2$  (эйфель). С нашей точки зрения, предлагаемое авторами расчленение девонского разреза носит достаточно дискуссионный характер. Последовательность нижних трех стратонов на самом деле такова, однако имеются возражения относительно их датировок и интерпретации их соотношения с «верхними» подразделениями. Пространственно и структурно эти стратоны разобщены. И в отсутствие достаточных палеонтологических материалов корреляция стратонов зачастую становится произвольной.

Не ясно, почему авторы карты ограничивают возраст немой тюлькубайской толщи только ранним эмсом. Эта толща может занимать и больший стратиграфический объем нижнего девона.

Кукбуктинская толща, согласно находкам конодонтов (указаны в колонке), датируется поздним эмсом — ранним эйфелем ( $D_{1-2}$ )<sup>1</sup>. Аналогичным комплексом конодонтов охарактеризована сагитовская толща Западно-Магнитогорской зоны, занимающая стратиграфическое положение в верхней части баймак-бурибайской свиты и маркирующая подошву ирендыкской свиты.

На кукбуктинской толще залегает аул-кумакская толща, представленная лавами, лавобрекчиями, туфами и тефроидами базальтовых и андезибазальтовых пироксен-плагиоклазовых порфиритов. Очень редко встречаются риолиты, дациты и трахидациты. Широко развиты горизонты туффитов, туфопесчаников, туфоалевролитов. Мощность ее 400–700 м

<sup>1</sup> Конодонты были впервые найдены нами в 1988 г. в верхней части разреза кукбуктинской толщи, расположенного на правом берегу руч. Кукбукты, в верховьях пруда. По мнению В.Л. Черкасова [Стратиграфия ..., 1993], она является верхней толщей киембаевской свиты, вмещающей Зимнее медноколчеданное месторождение.

[Стратиграфия ..., 1993]. Аул-кумакская толща по набору пород напоминает редуцированный тип разреза ирендыкской свиты и имеет сходство с надрудной толщей Гайского рудного района. Судя по довольно большой мощности кукбуктинской толщи в стратиграфической колонке, авторы геологической карты [Лисов и др., 2002 г.], по всей вероятности, включили в ее состав и аул-кумакскую толщу.

Нет доказательств, что андреевская толща залегает на кукбуктинской. На самой карте [Лисов и др., 2002 г.] взаимоотношения между этими стратонами тектонические.

По обнаруженной фауне конодонтов в джусинской толще<sup>1</sup> и в верхней части киембаевской свиты (кукбуктинской толще) возможна иная корреляция. Если киембаевская свита с перекрывающей кукбуктинской толщей довольно уверенно сопоставляется с баймак-бурибайской свитой (D<sub>1e</sub>) Сибай-Баймакского рудного района [Маслов, Артюшкова, 2002], то в отношении джусинской возможен вариант корреляции низов разреза (? «первая и вторая толщи» по В.Л. Черкасову и И.А. Смирновой, см. [Стратиграфия ..., 1993]) с ирендыкской свитой (D<sub>2ef</sub>), о чем косвенно свидетельствуют и геохимические данные [Косарев, Артюшкова, 2007].

Андреевская толща, подстилающая джусинскую, содержит нижнедевонские хитинозои. Может быть, как и в случае с мазовской свитой, андреевская толща может занимать больший стратиграфический объем. Такую стратиграфическую схему девонских отложений Теренсайского и Домбаровского районов принимали В.Л. Черкасов и И.А. Смирнова [Стратиграфия ..., 1993]. Они считали, что андреевская толща может быть сопоставлена с сакмарской свитой и акчуринской толщей Курагано-Сакмарской зоны. Эта схема, с нашей точки зрения, наиболее оптимальна и обоснована.

В Восточно-Магнитогорской зоне достоверные раннедевонские вулканогенные отложения установлены только в последние годы после работ по ГДП—200. В настоящее время по конодонтам выделены аналоги **моостроевского** комплекса.

Мы считаем, что к ним могут быть отнесены базальты с повышенной щелочностью, распространенные в зоне Браиловского глубинного разлома. На разных картах они рассматривались в составе толщ, возраст которых варьировал в очень широком диапазоне. Так, Ю.Н. Замига [1963 г.] относил их к аналогу ирендыкской свиты, Э.В. Шалагинов [1984 г.] считал их пражскими. Р.Г. Язева и В.В. Бочкарев [1998] выделяли их в поздневизейской ассоциации, В.М. Мосейчук и др. [2000 г.] отнесли их к киембаевской свите (D<sub>1</sub>). Нами было высказано предположение [Артюшкова, Маслов, 1998] об их принадлежности к ордовику. Прямых датировок ба-

<sup>1</sup> В наших более ранних работах [Маслов и др., 1984; Стратиграфия ..., 1993] действительно указывается более древний возраст джусинской толщи. Однако сборами конодонтов 2001 г. мы существенно дополнили коллекции новым материалом и признали ошибочность корреляции толщи с баймак-бурибайской свитой.



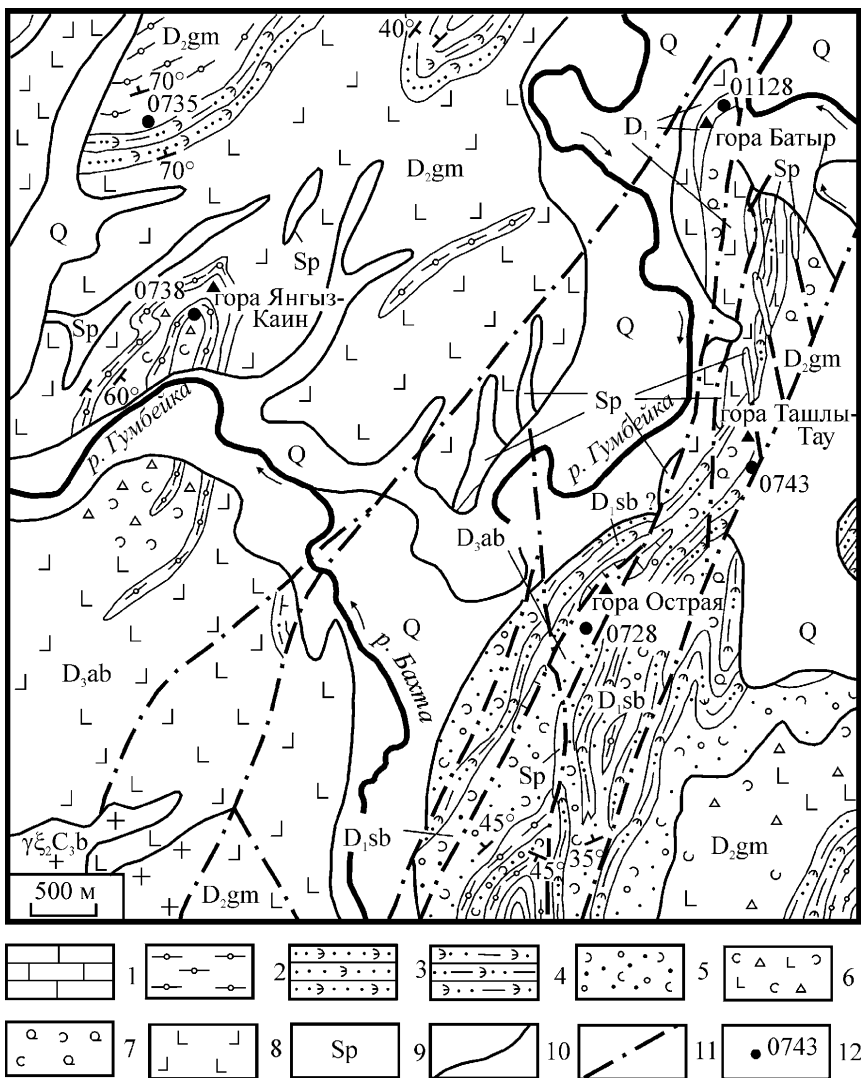
зальтов не существовало и основанием для предположений об их возрасте служили либо находки фауны в пространственно совмещенных с ними известняках, либо петрохимические данные.

В 1998 г. на горе Батыр в береговом обрыве р. Гумбейка (рис. 2.50) в прослое кремнистых туффитов среди базальтов группой В.М. Мосейчука был найден конодонт *Ozarkodina prolata* Maws. (определение Г.Н. Бороздиной, г. Екатеринбург), известный в пражском и нижней части эмсского яруса нижнего девона. Нами в 2000 г. в этом обнажении сборы конодонтов были повторены. Обнаруженные многочисленные конодонты имеют плохую сохранность и представлены преимущественно рамиформными элементами. Из платформенных найдены единичные экземпляры *Belodella* sp., *Pandorinellina* cf. *steinhornensis miae* Bult., распространенные в том же интервале. Несмотря на непредставительность этого комплекса конодонтов, все-таки можно провести аналогию обсуждаемых базальтов на р. Гумбейка с базальтами мостостроевского комплекса в Западно-Магнитогорской зоне [Стратиграфия ..., 1993]. С учетом петрохимических особенностей вулканитов данная находка дает основание сопоставлять их именно с мостостроевским вулканогенным комплексом нижнего эмса.

### **Киембаевская свита (D<sub>1</sub>km)**

Впервые выделена А.А. Петренко [1939] в Домбаровском рудном районе Оренбургской области, где она имеет максимальное развитие и очень хорошо изучена, поскольку является рудовмещающей. Тем не менее ее возрастная принадлежность долгое время была не ясной. А.А. Петренко [1939], А.В. Хабаков [1941] считали слагающие свиту базальты силурийско-девонскими, И.А. Смирнова, В.Л. Черкасов, И.И. Никитин, проводившие в 60-х годах XX в. геолого-съемочные работы в Домбаровском рудном районе, относили их к нижнему – среднему девону. П.В. Лядский [Лядский и др., 1975], на основании сходства с разрезами мугоджарской вулканогенной серии и находок силурийских трилобитов на месторождении Весеннее-Аралчинское<sup>1</sup> датировал базальты киембаевской свиты силуром. Расчленение свиты на три подсвиты [Лядский и др., 1983 г.] принималось большинством работающих здесь исследователей. Нижняя подсвита изучена по керну скважин и представлена подушечными лавами афировых плагиоклазовых базальтов с прослоями яшм, гиалокластитов. Мощность ее 100–600 м. Средняя подсвита занимает большую часть площади Домбаровской подзоны и представлена подушечными лавами и лавобрекчиями базальтов, гиалокластитов, с редкими прослоями яшм, туфогенно-осадочных пород, кремнистых сланцев, тефроидами. Мощность 100–700 м. Верхняя подсвита слагает локальные синклинальные структуры и представлена подушечными лавами плагиоклазовых

<sup>1</sup>К.С. Ивановым [1998] было доказано, что находки силурийских трилобитов не имеют отношения к киембаевской свите.



**Рис. 2.50.** Схематическая геологическая карта района горы Острой. Составлена на основе геологической карты Ю.Н. Замиги и др. [1963 г.], с изменениями

$Q$  — четвертичные отложения;  $D_3ab$  — верхний девон, франкий — фаменский ярусы, аблязовская толща;  $D_2gm$  — средний девон, гумбейская свита;  $D_1$  — нижний девон, эмский ярус, аналоги мостостровского комплекса;  $D_1sb$  — нижний девон, нерасчлененный, субтакская толща;  $\gamma_2^2 C_3 b$  — балканский комплекс монзонит-граносиенит-гранитовый.

1 — известняки; 2 — яшмы, яшмовидные кварциты, кремнистые сланцы, иногда кварцевогематитовые породы по яшмам; 3 — туфопесчаники с обломочным пирокластическим материалом; 4 — кремнистые туфоалевролиты и туфоаргиллиты, тефroidы пепловые; 5 — гравийные тефroidы порфиритов базальтового состава с прослоями кремнистых алевролитов; 6 — лавобрекчии порфиритов базальтового, андезибазальтов; 7 — агломератовые и лапил-

базальтов, лавобрекчиями, гиалокластитам. В самой верхней части характерны прослой яшм, кремнистых туффигов и тефроидов. Мощность ее 150–800 м. Подсвета вмещает Летнее, Осеннее и Левобережное месторождения, которые приурочены к верхней части разреза подсветы, вблизи контакта с перекрывающей аул-кумакской толщей. Взаимоотношения между толщами характеризуются постепенными переходами. Общая мощность киембаевской свиты 1800–2000 м. К северу, в пределах Аул-Кумакской подзоны, мощность ее постепенно уменьшается до 500 м.

Самый нижний стратиграфический интервал в разрезе киембаевской свиты, охарактеризованный органическими остатками, установлен в скважине № 8767, которая вскрыла среднюю часть киембаевской свиты в районе Осеннего медноколчеданного месторождения. В пробах, отобранных И.А. Смирновой с глубины 910 м, найдены хитинозои. Н.М. Заславская определила среднедевонский (по Общей стратиграфической шкале [Унифицированные ..., 1980]) вид *Angochitina callawayensis* Urb. et Kline [Стратиграфия ..., 1993], что допускает эмсский возраст вмещающих отложений в соответствии с Международной стратиграфической шкалой (МСШ).

В западной части Домбаровского рудного района (Курмансайская подзона) интервалу киембаевской свиты соответствует сходная по петрохимическим параметрам нижняя часть разреза вулканитов базальтового состава, выделенная в **курмансайский** вулканогенный комплекс [Стратиграфия ..., 1993]. Он достаточно условно разделен на две толщи. Первая (нижняя) по составу идентична первой и второй толщам киембаевской свиты. Она слагает нижнюю часть разреза Карабайского участка (северная часть Курмансайской подзоны), обрамление и «провалы» кровли Мазарской интрузии, нижнюю (западную) часть разреза Боярского участка в экзоконтакте Домбаровского интрузивного массива. В Малдыгулсайском блоке она в виде фрагментов выходит на поверхность восточнее месторождения Весеннее-Аралчинское и северном экзоконтакте Кошенсайской интрузии [Стратиграфия ..., 1993]. Мощность первой толщи — до 1500 м. Нижняя ее часть не изучена. Лишь в юго-западном экзоконтакте Мазарской интрузии и на Боярском участке вдоль контакта с Домбаровским массивом базальты первой толщи по разрывным нарушениям сочленены с толщей амфиболитизированных туфоогенно-осадочных пород тюлькубайской толщи предположительно раннедевонского возраста. Вторая (верхняя) толща наращивает разрез первой, связана с ней постепенным переходом и развита на большей части Курмансайской подзоны, обрамляя выходы пород первой толщи. На Тассайском участке ею сложена ядерная часть антиклинали, а на Малдыгулсайском участке она развита на большей части

---

лиевые ксенотуфы базальтов и андезибазальтов; 8 — пироксеновые, пироксен-плаггиоклазовые базальты, андезибазальты; 9 — серпентиниты; 10 — геологические границы; 11 — тектонические нарушения; 12 — местонахождения конодонтов

площади одноименного блока. Здесь она является рудовмещающей для медноколчеданного месторождения Весеннее-Аралчинское. В составе толщи участвуют базальты, андезибазальты афировые и микропорфиновые, диабазы, диабазовые порфириты, их туфы, редкие потоки лав и туфов кислого состава, прослой кремнистых туффигов, яшмоидов, других туфогенно-осадочных пород. Мощность толщи 500–700 м. В пределах Тассайского блока Курмансайской подзоны, у северной окраины пос. Домбаровского, в прослое яшмоидов, залегающих в базальтах в самой верхней части второй толщи курмансайского вулканогенного комплекса, нами были найдены конодонты *Polygnathus cf. serotinus* Telf., *Pol. linguiformis bultyncki* Wed., *Pol. ex gr. costatus* Klap. (точка 0323).

В 90-х годах в результате проведения ГДП–200 аналоги киембаевской свиты были выделены в более северных районах на листах N-40-XXX и N-40-XXIV [Мосейчук и др., 2000 г.]. С киембаевской свитой эти авторы сопоставили субутацкую толщу (см. выше), подчеркивая условный характер такого сопоставления. С их точки зрения, киембаевская свита плохо охарактеризована фаунистически. Однако, скорее, субутацкая толща в понимании авторов карты не имеет палеонтологического обоснования, так как известняки, включенные в состав субутацкой толщи, представляют самостоятельный стратон и прямо не датируют вулканиты. Нельзя также исключать, что к киембаевской свите авторами карты могли быть отнесены разновозрастные базальты. Корреляция вулканитов на основе только петрохимических данных, как показала практика, несет в себе значительный процент неточности. Достижение достаточного уровня сопоставления возможно только при наличии органических остатков, поиск которых является первоочередной задачей.

### **Кукбуктинская толща (D<sub>1</sub>kt)**

Выделена В.Л. Черкасовым [Стратиграфия ..., 1993] в составе киембаевской свиты, в верхней ее части. Развита по восточному и южному обрамлению Аул-Кумакской подзоны и на ее глубоких горизонтах, слагает ряд небольших синклиналильных палеовулканических структур в бассейне рек Киембаи и Кукбукты, а также крупную Тюлькубайскую синклиналь в бассейне одноименной речки. Основанием для выделения кукбуктинской толщи послужил ее преимущественно туфогенно-осадочный состав, в отличие от достаточно монотонного базальтового разреза верхней толщи киембаевской свиты. В Курмансайской подзоне, Малдыгулсайском блоке интервалу кукбуктинской толщи соответствует вторая (верхняя) толща курмансайского комплекса.

Кукбуктинская толща сложена тонкообломочными туфами базальтов, алевротуффиитами, туфоалевролитами с потоками базальтов и крупновкрапленных базальтовых порфиритов. Присутствуют многочисленные прослой алевролитов, углисто-глинистых, кремнистых сланцев, яшмовидных туф-

фитов, кремней. Мощность толщи 500–700 м. Взаимоотношения с базальтами киембаевской свиты хорошо изучены многочисленными скважинами. Повсеместно они характеризуются постепенным переходом. Есть предположение, что кукбуктинская толща фациально замещает вулканиты верхней подсвиты киембаевской свиты. Толща является рудовмещающей для Зимнего медноколчеданного месторождения [Стратиграфия ..., 1993].

Как уже отмечалось, вопрос о возрасте базальтоидных толщ Домбаровского рудного района долгие годы был дискуссионным. Лишь в последние годы, начиная с 1986 г., стали накапливаться прямые указания на время формирования вулканогенных пород. В самой верхней части кукбуктинской толщи в кремнистом горизонте В.А. Масловым, О.В. Артюшковой и В.Л. Черкасовым найдены конодонты *Polygnathus cf. costatus patulus* Klap., *Pol. cf. linguiformis bultyncki* Wed., *Pol. ex gr. costatus* Klap. Этот комплекс распространен в зонах *patulus*, *partitus* и в нижней части *costatus*, выделенных в верхней части разрезов эмского яруса нижнего девона и низах эйфельского яруса среднего девона.

В пределах рудного поля Зимнего месторождения в многочисленных пробах из керна пород кукбуктинской толщи, отобранных И.А. Смирновой, В.Т. Тищенко, Л.И. Хвалеовой и В.Л. Черкасовым, Н.М. Заславская определила хитинозой *Lagenochitina elongata* Coll. et Schw., *L. sommeri* (Lange), *L. sphaerica* Coll. et Schw., *Fungochitina pilosa* (Coll. et Scott), *Ancyrochitina cornigera* Coll. et Scott, *Eisenackitina castor* Jans., *Bursachitina riclonensis* Par., *Sphaerochitina collinsoni* Dunn., *S. pistilliformis lata* Taug. et Jekh., *Hoegisphaera glabra* Stap., *Desmochitina aranea* Urb., *Angochitina flasca* Coll. et Schw. По ее заключению, возраст отложений среднедевонский, согласно Общей шкалы 1980 г. По современному международному девонскому стандарту, вероятно всего, их следует сопоставлять с верхней частью эмского яруса.

Кукбуктинская толща, по-видимому, является переходной толщей между киембаевской свитой и аул-кумакской толщей. Последнюю В.Л. Черкасов коррелирует с ирендыкской свитой [Стратиграфия ..., 1993]. Кукбуктинская толща может быть сопоставлена с сагитовской толщей в составе баймак-бурибайской свиты [Маслов, Артюшкова, 2002]. Нижележащие вулканиты киембаевской свиты и курмансайского комплекса следует считать верхнеэмскими. По возрасту базальтоиды этих стратонов сопоставимы с баймак-бурибайской свитой.

## Средний отдел Эйфельский и живетский ярусы

В Восточно-Магнитогорской зоне в среднем девоне выделяются аул-кумакская, карагайская, соленодольская, александринская, гумбейская, урлядинская, копаловская и новобуранная толщи. К нижнему эйфелю отнесены аул-кумакская и карагайская толщи.

### **Аул-Кумакская толща (D<sub>2</sub>ak)**

Вулканогенные образования этой толщи выделяются на юге Восточно-Магнитогорской зоны, где они слагают отрицательные палеовулканические структуры в долинах рек Тюлькубай, Кукбукты, Киембай и Камсак, в том числе перекрывают рудоносные структуры Осеннего и Летнего месторождений. В Курмансайской подзоне ее аналоги выделены в третьей толщу и занимают обширные площади в южной части, выполняя крупную синклиналиную структуру — Курмансайскую, а также слагают большую часть Тассайской антиклинали.

По отношению к медноколчеданным месторождениям Домбаровского рудного района аул-кумакская толща является надрудной. Практически все рудные залежи месторождений сосредоточены в непосредственной близости от ее подошвы.

В составе аул-кумакской толщи преобладают пироксен-плагиоклазовые туфы андезибазальтовых и базальтовых порфиритов, лавы того же состава. Им резко подчинены потоки риолитов, дацитов, трахидацитов. Широко проявлены горизонты туффитов, туфопесчаников, туфоалевролитов.

В основании, как правило, залегают горизонты туфопесчаников или агломератовых туфов. Граница с нижележащими отложениями согласная. Мощность толщи 400—700 м.

Прямыми указаниями на возраст аул-кумакской толщи и ее аналога — третьей толщи в Курмансайской подзоне — являются определения хитинозой из надрудной толщи поля Зимнего месторождения. Здесь из проб, отобранных И.А. Смирновой и В.Т. Тищенко, Н.М. Заславская определила *Eisenaskitina castor* Jans., *Ancyrochitina cornigera* Coll. et Scott, *Lagenochitina* sp., характерные для верхнего эмса — эйфелья. Учитывая залегание толщи на фаунистически охарактеризованных верхнеэмских отложениях кукбуктинской толщи и факт перекрытия ее позднейфельскими отложениями, возраст аул-кумакской и третьей толщ можно считать раннейфельским.

### **Карагайская толща (D<sub>2</sub>kg)**

Впервые выделена А.Д. Штейнбергом и др. [1990 г.] в северной части Восточно-Магнитогорской зоны в районе оз. Карагайское. Эти авторы относили к ней кремнисто-глинистые и кремнистые сланцы, туфопесчаники, порфиритоиды, амфибол-биотитовые и полевошпат-хлоритовые сланцы мощностью до 800 м. Они считали ее аналогом ирендыкской свиты. Позднее В.М. Мосейчук и др. [2000 г.] отнесли к ней также лавы, лавобрекчии пироксен-плагиоклазовых базальтов, андезибазальтов, туфы и тефроиды, аповулканогенные зеленые сланцы, метатуфосилициты и углеродсодержащие метатуфосилициты. Мощность толщи более 1500 м. Вулканы этой толщи закартированы непосредственно к западу от оз. Лебяжьего (район пос. Краснинский) на Урлядинских и Черепановских

горах. Возраст карагайской толщи принят условно, так как фаунистических остатков в ней не найдено, не известны и подстилающие образования, а контакт с вышележащими отложениями — тектонический. Существуют различные точки зрения на возраст карагайской толщи, что еще раз подтверждает необходимость поиска органических остатков в ней.

### **Соленодольская толща (D<sub>2-3</sub> sp)**

Выделена В.Л. Алексеевым и др. [1984 г.] на юге Восточно-Магнитогорской зоны в Кваркенском районе Оренбургской области. Соленодольская толща представлена переслаиванием туфов, туфопесчаников, туфоалевролитов, глинисто-кремнистых сланцев, мощностью в пределах 1000–1500 м. По данным К.С. Иванова, А.М. Пущаева и В.Н. Пучкова [1984], она согласно залегает на айджерганской толще, граница с которой вскрыта скважинами [Алексеев и др., 1984 г.]. Скорее всего, они связаны постепенным переходом. По мнению этих же авторов, соленодольская толща перекрывается сатубалбинской толщей.

Рассматриваемая толща имеет ритмично-слоистую структуру. Туфопесчаники и туффиты образуют пачки мощностью 80–120 м. Кремнистые туффиты и глинисто-кремнистые сланцы слагают прослой мощностью 10–12 м. В соленодольской толще отмечают не менее четырех довольно мощных (32–100 м) пачек пестроцветных кремнистых пород, в том числе красных яшм [Иванов и др., 1984].

Соленодольская толща охарактеризована конодонтами. Первые находки в ней были сделаны в карьере, расположенном в 11 км к югу от пос. Новооренбургский, К.С. Ивановым и др. [1984]. Конодонты были определены В.Н. Пучковым как эмс – эйфельские. Конодонты также были обнаружены в кремнях соленодольской толщи в скважине № 2, в которой в интервале 59–69 м найден *Polygnathus* sp. средне – позднедевонского возраста, в интервале 95–105 м — *Polygnathus* (?) sp., *Palmatolepis* (?) sp., *Spathognatodus* sp., *Ozarkodina* sp. и другие девонского (вероятно, среднепозднедевонского) возраста (заключение В.Н. Пучкова).

По приведенной фауне из обеих точек К.С. Иванов, А.М. Пущаев, В.Н. Пучков [1984] делают вывод об эйфельском возрасте соленодольской толщи. Если в первом пункте цитированные авторы приводят комплекс конодонтов позднеэмский – раннеэйфельский, то во втором, судя по приведенным формам, материал разноречив: не очень представительен в количественном отношении и, очевидно, плохой сохранности. По второму пункту не понятно, к какому стратиграфическому интервалу можно отнести вмещающие породы. Если действительно верно определен *Palmatolepis* sp., а ошибиться в определении рода *Palmatolepis* очень трудно, так как морфологически он даже не специалистами определяется легко, то эта толща в верхней части соответствует верхнему девону. Можно предполагать, что скважинами вскрыт разрез, который начинается верхним девонем,

тогда становится понятной находка *Palmatolepis*. Но в таком случае соленодольскую толщу логично сопоставлять с улугауской свитой стратотипической местности Западно-Магнитогорской зоны [Стратиграфия ..., 1993; Маслов, Артющкова, 2002], возраст которой средний – поздний девон (живетский – раннефранский), а не с ирендыкской, как вытекает из сопоставлений К.С. Иванова и др. [1984]. Такой корреляции противоречат фаунистические данные из «вышележащих» образований *сатубалбинской* толщи, залегающей согласно на породах соленодольской толщи. Получается, что более древний эйфельский тортодусовый комплекс конодонтов из сатубалбинской толщи собран выше по разрезу находок *Palmatolepis*, связанного с поздним девоном.

Нами были проведены исследования с послойным отбором конодонтов в кремнистой толще в районе пос. Новооренбургский. Удалось выявить конодонты в нескольких стратиграфических интервалах общей последовательности слоев толщи [Матвеева и др., 2008].

В низах разреза (восточная стенка карьера) залегают ритмично-слоистая пачка серо-зеленых кварц-полевошпатовых песчаников. В ней наблюдается градационная слоистость от среднезернистой до пелитовой размерности зерен. В ее верхах в тонкослоистых кремнистых алевролитах зеленовато-серого цвета установлены эйфельские конодонты *Polygnathus* cf. *kluepfeli* Wit., *Pol. linguiformis linguiformis* Hinde, *Pol. cf. linguiformis pinguis* (?) Wed., *Pol. cf. parawebbi* Chat. (точка 01839). Видимая мощность пачки 75 м.

На песчаниках залегает пласт серых кремней с тонкими прослоями желтовато-серых сильно выветрелых алевролитов мощностью 1,6 м.

Выше по разрезу серые кремни сменяются красноватыми (розовыми) массивными, неравномерно измененными, с неясными линзами и прослоями светло-серых кремней, аналогичных по виду кремням верхних уровней предыдущей пачки. Розовые кремни с постепенным переходом, через переслаивание, вверх по разрезу сменяются темно-серыми слоистыми кремнями (мощность слойков от 1 мм). Породы белые на выветрелой поверхности, неравномерно ожелезненные. Темно-серые кремни чередуются с тонкими прослоями светло-серых кремней. Здесь определены *Polygnathus linguiformis linguiformis* Hinde morphotype *gamma* Bult., *Pol. linguiformis linguiformis* Hinde morphotype *delta* Zieg., Klap. et John. Такая ассоциация конодонтов пользуется распространением в живетском ярусе среднего девона (точка 02082). Мощность описанной пачки — 5–5,5 м.

Выше по разрезу следует разноплитчатая пачка. Описанные выше кремни присутствуют в чередовании с бурыми кремнями, красновато-бурыми яшмоидами, кремнистыми брекчиями и гематитизированными кремнями, с тонкими прослоями светло-серых кремней. В среднеплитчатых гематитизированных и окварцованных радиоляриевых кремнях в точке 02083 обнаружены среднедевонские конодонты *Polygnathus linguiformis linguiformis* Hinde, *Pol. ex gr. linguiformis* Hinde. Мощность пачки 10–15 м.



На них залегают светло-серые слоистые кремни с редкими прослоями красноватых разностей. Видимая мощность 5–7 м.

Светло-серые кремни вверх по разрезу сменяются тонкоплитчатыми сланцеватыми кремнями. В основании этой пачки (точка 02084) определены *Ancyrodella* cf. *alata* Klap. et Glen., *Anc.* cf. *rotundiloba* Bryant, *Mesotaxis* cf. *falsiovalis* Sand., Zieg. et Bult. Данная ассоциация конодонтов характерна для основания франского яруса верхнего девона. Мощность ее приблизительно 10–12 м.

Вышележащая кремнистая пачка смята в крутые складки, нарушена серией сдвигов. Пачка представлена чередованием светло-серых и темно-серых до черных кремней. Мощность слоев — 3–5 см. Прослой черных кремней часто будинированы. Вся толща сильно изменена, породы рыхлые, ожелезненные до желтого и буро-желтого цвета. Здесь обнаружены *Ancyrodella* cf. *rotundiloba* Bryant, *Mesotaxis* cf. *falsiovalis* Sand., Zieg. et Bult., *Polygnathus* cf. *dubius* Hinde (точка 020816). Этот комплекс конодонтов, несомненно франский, близок таковому из точки 02084. Мощность пачки более 10 м.

В самой верхней обнаженной части описываемого разреза, в 25 м от обр. 020816, встречены единичные отпечатки вида *Palmatolepis punctata* Hinde (точка 02081в), свидетельствующего о франском возрасте вмещающей толщи. Данный вид распространен в зонах *punctata* – *rhenana* (доманиковский – аскынский горизонты франского яруса западного склона Южного Урала).

Анализ фаунистических комплексов, найденных в соленодольской и сатубалбинской толщах К.С. Ивановым, А.М. Пущаевым, В.Н. Пучковым [1984], а также сборы конодонтов, произведенные нами в 2005–2007 гг., позволяют предположить другое расчленение вулканогенных толщ Новооренбургского района, чем это принято в Стратиграфических схемах Урала [1993]. Айджерганская — немая толща, если действительно является подстилающей соленодольскую толщу, должна коррелироваться с карамалыташской свитой. Ясна стратиграфическая принадлежность сатубалбинской толщи. По находкам конодонтов *Polygnathus* cf. *trigonicus* Bisch. et Zieg., *Pol.* sp., *Tortodus* cf. *kockelianus* (Bisch. et Zieg.) в карьере в 3 км севернее верховьев руч. Сатубалба (сборы К.С. Иванова, А.М. Пущаева, В.Н. Пучкова), дополненным нами в 2005 г. комплексом *Polygnathus* cf. *eiflius* Bisch. et Zieg., *Pol.* cf. *linguiformis linguiformis* Hinde mpht. *gamma* Bult., *Pol.* cf. *linguiformis linguiformis* Hinde, *Pol.* cf. *pseudofoliatus* Wit., *Pol.* cf. *trigonicus* Bisch. et Zieg., *Tortodus* sp., она сопоставляется с карамалыташской и ярлыкаповской свитами.

Что же касается собственно соленодольской толщи, вскрытой упомянутым выше карьером к югу от пос. Новооренбургского, — она охарактеризована конодонтами на нескольких стратиграфических уровнях. Фауна свидетельствует о конденсированном характере этой толщи.

В целом весь разрез очень напоминает актаускую свиту Западно-Магнитогорской зоны в районе пос. Уфимский, горы Аргаган, д. Султан-тимирово. Нижнефранская его часть имеет также большое литологическое сходство с названной свитой. По всей вероятности, со временем эту толщу предстоит выделить в новый стратон с новым названием.

Таким образом, во вскрытой маломощной толще мы отмечаем интервалы, соответствующие карамалыташской свите (= ярлыкаповская свита) эйфеля и живетско-франской улутауской свите. Верхняя часть рассматриваемой толщи отвечает мукасовской свите среднего – верхнего франа Западно-Магнитогорской зоны.

### *Александринская толща (D<sub>2</sub>al)*

В современном понимании выделена при проведении ГДП–200 [Мосейчук и др., 2002 г.] в центральной части Восточно-Магнитогорской зоны в Верхнеуральском рудном районе. Александринская толща пользуется весьма широким распространением, слагает основание девонского разреза Учалинско-Александринской подзоны. Толща представлена преимущественно вулканогенными породами контрастной формации с резко подчиненными осадочными пачками, является рудовмещающей. Александринская толща очень хорошо разбурена, детально изучена, особенно в пределах рудных полей. Подстилающие отложения не известны. С перекрывающими образованиями урлядинской толщи она связана постепенным переходом. Обнаженность ее очень неравномерная, полные разрезы вскрыты только скважинами.

Если в северной части Учалинско-Александринской подзоны александринская толща отчетливо подразделяется на две части: нижнюю, существенно базальтовую, содержащую пачки и прослой яшм, и верхнюю, отличающуюся довольно пестрым составом, в которой главная роль принадлежит вулканитам кислого состава, то на юге это строение менее выдержанное и в верхах разреза нередко преобладают базальты. Для толщи характерно частое чередование в разрезе и быстрая смена по простиранию преимущественно основных и кислых лав, часто их лавокластитов, кластолав, а также редких туфов, ксенотуфов, туффитов, туфогравелитов, туфопесчаников, яшм, радиоляритов.

На более ранних разномасштабных геологических картах [Объяснительная записка ..., 1964; Емельянов и др., 1963 г., 1965 г.; Штейнберг и др., 1990 г.; Мосейчук и др., 1990 г.] отложения, выделенные теперь в александринскую толщу, картировались как карамалыташская свита или ее аналоги. Фаунистически толща не была охарактеризована и возраст принимался условно в зависимости от существовавших на тот момент взглядов на возраст карамалыташской свиты в Западно-Магнитогорской зоне.

В работе А.Д. Штейнберга и др. [1990 г.] предлагается деление карамалыташской свиты на две подсвиты: верхнюю — с преобладанием

кислых вулканитов и нижнюю — существенно основную. По стратификации Ю.С. Емельянова и др. [1963 г., 1965 г.] им соответствуют те же две части, верхняя с собственным названием — александринская толща, и нижняя — сабановская толща. Кроме того, они выделяли еще более молодую толщу основных и кислых вулканитов под названием «орловская» толща, которую рассматривали в составе вышележащей улутауской свиты [Емельянов и др., 1963 г.]<sup>1</sup>. В последних Стратиграфических схемах Урала [1993] все эти толщи объединены в один стратон — карамалыташскую свиту. Мощность александринской толщи варьирует в пределах 1500–2300 м.

При подготовке карт к изданию (новая серия) и совместном обсуждении стратиграфо-палеонтологических материалов с непосредственными исполнителями работ в г. Челябинск (февраль 1996 г.) было принято решение выделить вулканиты базальт-риолитовой формации Учалинско-Александринской зоны в самостоятельное стратиграфическое подразделение — александринскую толщу *D<sub>2</sub>al*.

Палеонтологическое обоснование александринская толща получила в ходе выполнения работ в рамках программы ГДП–200. Были очерчены задачи по датировке вулканитов, находящихся в максимальной близости к Александринскому месторождению. По рекомендации ведущего геолога Александринской ГСП А.В. Ярковой были изучены естественные выходы яшм в нескольких пунктах. В некоторых из них удалось найти конодонты.

В вишнево-красных яшмах, ассоциирующих с базальтами нижней толщи, конодонты найдены в 2 км к север-северо-западу от пос. Бабарыкинский, в 250 м севернее высоты 481,4 (рис. 2.51, 2.52). Комплекс конодонтов включает *Polygnathus eiflius* Bisch. et Zieg., *Pol. linguiformis linguiformis* Hinde mpht. *gamma* Vult. (точка 0547).

Севернее пос. Бабарыкинский в 3,3 км к северу от горы Вышка в яшмах, приуроченных к верхней (кислой) толще, обнаружен *Polygnathus pseudofoliatus* Wit. (точка 4493).

Точка 0733 приурочена к верхней (кислой) толще, расположена на высоте 440,8, что в 2,5 км северо-западнее пос. Совхозный. Здесь в вишневых полосчатых яшмах найден один экземпляр *Polygnathus* sp. средне-девонского облика.

На левом берегу пруда на р. Нижняя Солодянка в 1,2 км ниже пос. Красноярский (рис. 2.53, 2.54) щебеночным карьером вскрыты базальты с шаровой отдельностью, содержащие редкие прослои тонкослоистых вишнево-красных яшм (точка 0719). Яшмы обогащены радиолариями.

<sup>1</sup> Наряду с официальной точкой зрения [Стратиграфические ..., 1993] о сопоставлении данного подразделения с карамалыташской свитой стратотипической местности бытует мнение, что верхнюю (кислую) рудовмещающую толщу следует коррелировать с улутауской свитой, т. е. с более молодым стратиграфическим подразделением [Гаев, Добашин, 1967 г.; Денисов, 1968 г.; Сурин, 1993; и др.]

В одном из прослоев собраны единичные конодонты: *Polygnathus linguiformis linguiformis* Hinde, *Pol. trigonicus* Bisch. et Zieg., *Tortodus kockelianus kockelianus* (Bisch. et Zieg.). Эта точка интересна тем, что ее местонахождение структурно приурочено к зоне сочленения Учалинско-Александринской и

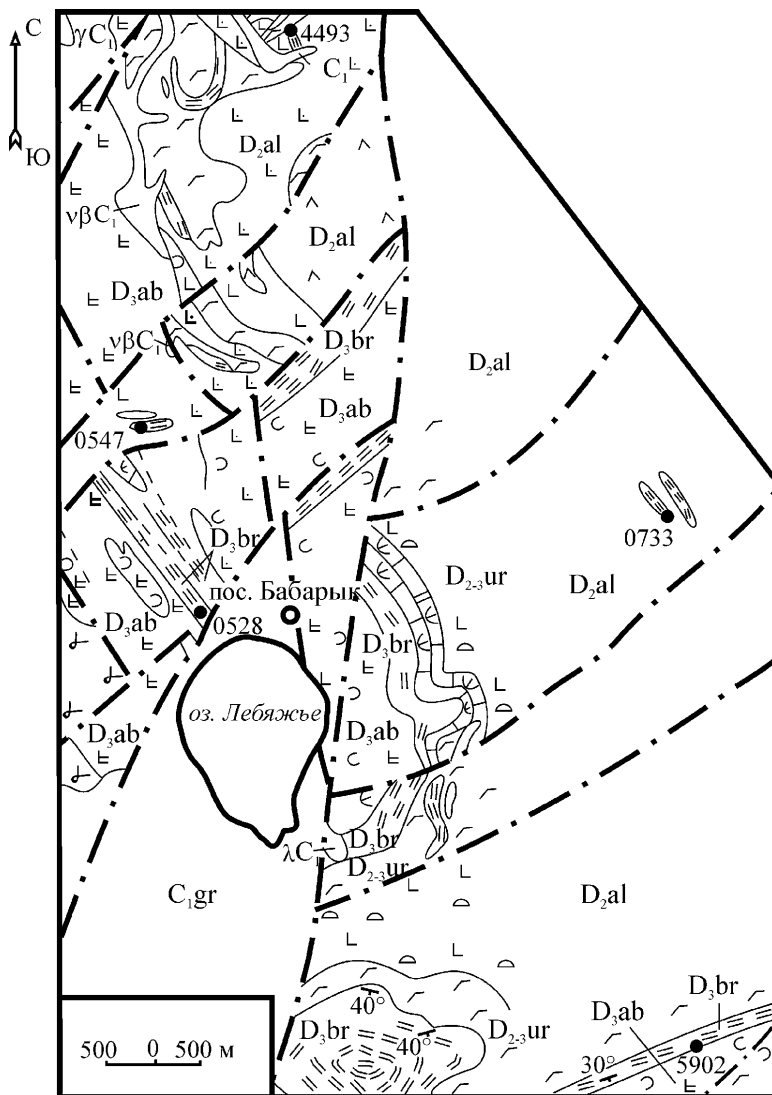


Рис. 2.51. Схематическая геологическая карта района пос. Бабарыкинский. Составила А.В. Яркова [1996 г.]

Условные обозначения см. на стр. 200

Гумбейской подзон. Именно это обстоятельство приводило к дискуссиям относительно возраста вмещающих базальтов. Одни считали их карамалы-ташскими в составе Учалинско-Александринской подзоны [Захарьевич и др., 1960 г.; Мосейчук и др., 1992 г.], другие полагали, что они имеют более

Свита, толща	Индекс	Литология	Мощ. м	№ обр.	Характеристика пород
Аблязовская толща	D <sub>3</sub> ab		120	● 0528 (7014)	Туфы базальтов порфировых пироксеновых и плагиоклаз-пироксеновых лапиллиевые и пепловые
			150		Базальты порфировые пироксеновые и плагиоклаз-пироксеновые и их лавобрекчии
			100		Туфы базальтов порфировых пироксеновых и плагиоклаз-пироксеновых агломератовые и лапиллиевые
			60		Базальты порфировые пироксеновые и плагиоклаз-пироксеновые
Бабарыкинская	D <sub>3</sub> br		30-80	● 0547 (7071)	Кремни, кремнистые аргиллиты, с прослоями пепловых туффов, туфопесчаников
Урлядинская	D <sub>2-3</sub> ur		80		Переслаивание туффов андезитового состава, туфопесчаников, туфоконгломератов, мраморизованных известняков
Александринская толща	D <sub>2</sub> al		250-300	● 0547 (7071)	Риодациты, дациты их кластолавы прослой яшм и кремнистых туффов
			450		Базальты темно-серые афировые и порфировые плагиоклазовые, в вежах потоков редко миндалекаменные, подушечные с редкими прослоями яшм и кремнистых туффов
			> 600		Дацинты, риодациты их кластолавы, изредка прослой туфов того же состава

Рис. 2.52. Разрез Бабарыкинский. Составила А.В. Яркова [1996 г.] по обнажениям и картировочным скважинам

Условные обозначения см. на стр. 200



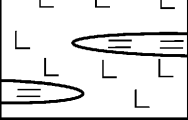
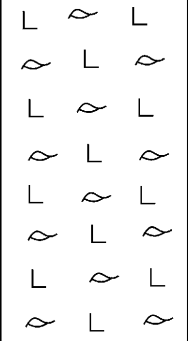
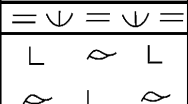
Свита, толща	Индекс	Литология	Мощ. м	№ обр.	Характеристика пород
Александринская толща	D <sub>2al</sub>		250	● 0719	Риодациты, дациты
		== == == ==	30		Яшмы, кремнистые туффиты
			200		Подушечные лавы базальтов афировых и порфировых плагиоклазовых, реже пироксен-плагиоклазовых
		== == == ==	20		Яшмы, кремнистые туффиты
			100		Подушечные лавы базальтов афировых и порфировых
			250		Подушечные лавы базальтов афировых и порфировых с прослоями яшм
			250		Подушечные лавы базальтов афировых и порфировых с прослоями яшм
			500		Подушечные лавы базальтов афировых и порфировых
		== ∩ == ∩ ==	30		Кремнистые туффиты
			75		Подушечные лавы базальтов афировых и порфировых

Рис. 2.54. Разрез александринской толщи на левобережье р. Ниж. Солодянки ниже пос. Красноярский. Составила А.В. Яркова [1996 г.]

Условные обозначения см. рис. 2.49а

древний возраст и слагают Гумбейскую подзону. Собранная фауна однозначно решает этот вопрос. Ассоциация конодонтов, встреченная в породах александринской толщи, характерна для карамалыташской свиты стратотипической местности и указывает на верхнюю часть эйфельского яруса.

В северной части Учалинско-Александринской подзоны александринская толща распространена в западном обрамлении Петропавловского гранитного массива, где она вмещает крупные медноколчеданные месторождения: Учалинское, Межозерное и другие. В этом районе находки конодонтов встречены к северу от д. Сафарово на южном склоне высоты 500,1, расположенной на левом берегу р. Фидер. Из прослоев полосчатых яшм, залегающих среди вулканитов, собраны: *Polygnathus* ex gr. *costatus* Klap., *Pol. eiflius* Bisch. et Zieg., *Pol. trigonicus* Bisch. et Zieg. (точка 0591). Данный комплекс характерен для карамалыташской свиты стратотипического разреза и идентичен комплексу из отложений, к которым приурочено месторождение Муртыкты.

Совокупность всех немногих находок конодонтов в Учалинско-Александринской подзоне свидетельствует о том, что имеющиеся данные позволяют датировать рудовмещающую формацию не иначе как эйфельским веком (в объеме афонинского горизонта) и сопоставлять ее с рудовмещающей карамалыташской свитой Сибайского района.

На юге Восточно-Магнитогорской зоны доказанными аналогами александринской толщи можно считать вулканогенно-осадочные образования, развитые к востоку от пос. Обручевка на р. Кипчак. Здесь откартирована вулкано-тектоническая структура, сложенная базальтами, переслаиваемыми в верхней части с омарганцованными яшмовидными глинисто-кремнистыми сланцами. Комплекс конодонтов из яшм включает *Tortodus* cf. *kockelianus kockelianus* (Bisch. et Zieg.), *T. cf. kockelianus australis* (Jack.), *Polygnathus eiflius* Bisch. et Zieg., *Pol. pseudofoliatius* Wit., *Pol. robusticostatus* Bisch. et Zieg., *Pol. trigonicus* Bisch. et Zieg. (точка 01071). На этом основании мы считаем, что вулканотектоническая структура к востоку от пос. Обручевка, сложена эйфельскими отложениями александринской толщи, а не средне-верхнедевонскими новобуранной толщи, как считалось ранее [Мосейчук и др., 2000 г.].

Аналоги александринской толщи выделены на юге Восточно-Магнитогорской зоны. Конодонтовая характеристика вулканогенных образований в Домбаровском, Теренсайском, и Ащebutакском рудных районах была впервые получена нами в 1985–90 гг. В 2001 г. по просьбе оренбургских геологов О.В. Артюшкова провела ревизию ранее собранных конодонтов. В некоторых точках сборы были дополнены новыми находками фауны. Проанализированный материал позволил уточнить корреляцию вулканогенно-осадочных комплексов.

В Ащebutакской подзоне на правом берегу р. Суундук в 4 км ниже пос. Кусем нами была изучена вулканогенно-осадочная толща, в которой



развиты пачки окварцованных гематитизированных кремнистых пород с остатками радиолярий. Эта толща залегает стратиграфически ниже шубартауской толщи, живетский возраст которой доказан ранее находками макрофауны [Кириченко, 1940; Клочихин, 1962 г.; Кригер, Рихтер, 1965; Кригер, 1969; Рихтер, Кригер, 1969; Сагло и др., 1972]. В гематитизированных кремнистых туффитах нами собраны отпечатки конодонтов (точка 01295) *Polygnathus linguiformis linguiformis* Hinde, *Pol. trigonicus* Bisch. et Zieg., характерные для карамалыташской свиты Западно-Магнитогорской зоны.

В разрезе по оврагу Каменный Тастыбутак, в 8 км северо-восточнее пос. Ашебутак, в зеленовато-серых кремнистых туффитах, залегающих в основании третьей толщи ашебутакского вулканогенного комплекса (В.Л. Черкасов, И.А. Смирнова в [Стратиграфия ..., 1993]), обнаружены отпечатки конодонтов *Polygnathus* aff. *robusticostatus* Bisch. et Zieg. (точка 0501), распространенные в карамалыташской и ярлыкаповской свитах Западно-Магнитогорской зоны.

В Джусинско-Домбаровской подзоне выделение аналогов александринской толщи подтверждается находками конодонтов в нескольких пунктах. На левом берегу р. Бол. Кумак, в 3 км выше бывшего пос. Ащелсай (Бустандык), в 300–400 м ниже по течению от домика военных связистов в прослое зеленоватых и вишневых кремней среди базальтов собраны единичные конодонты *Polygnathus pseudofoliatus* Wit. (точка 01290).

Еще несколько единичных конодонтов найдены в этой же пачке в двух точках. В скальном обнажении (точка 0532) найден *Polygnathus* aff. *angustipennatus* Bisch. et Zieg. В 300 м восточнее, в искусственной расчистке к югу от брода в голубовато-серых полосчатых кремнях найдены единичные отпечатки конодонтов плохой сохранности (точка 01291) *Polygnathus linguiformis pinguis* Wed., *Tortodus* sp.

На правобережье р. Бол. Кумак в 1,5 км выше по течению бывшего аула Коинсай, в 3 км по аз. 218° от высоты 303,6, восточнее выходов рифогенных известняков «Джаналыкского рифа» в старой канаве повторены сборы конодонтов в вишневых ящиках (точка 01289). Найдены многочисленные отпечатки и целые формы удовлетворительной и хорошей сохранности *Polygnathus eiflius* Bisch. et Zieg., *Pol. linguiformis linguiformis* Hinde, *Pol. linguiformis linguiformis* Hinde mpht. *gamma* Bult., *Pol. linguiformis pinguis* Wed.

Севернее, в западном крыле Карагандысайской синклинали, нами существенно дополнены и пересмотрены прежние сборы конодонтов. В 3,5 км к северо-востоку от центральной усадьбы свх. Восход (пос. Караганка) на правом склоне безымянного притока р. Карагандысай, ниже плотины пруда в маломощной пачке (1–1,5 м) слоистых зеленоватых и гематитизированных кремней обнаружены многочисленные довольно мелкие конодонты: *Polygnathus* ex gr. *costatus* Klap., *Pol. linguiformis linguiformis* Hinde, *Pol. trigonicus* Bisch. et Zieg., *Tortodus* cf. *kockelianus australis* (Jack.) (точки 0395, 0560, 01288). В 8 км северо-западнее пос. Караганка (точки 0480, 0531)

найлены единичные *Polygnathus linguiformis linguiformis* Hinde, *Tortodus cf. intermedius* (Bult.), характерные для того же стратиграфического интервала, а именно для карамалыташской свиты стратотипического разреза.

Ранее по определениям В.Н. Барышева эта толща сопоставлялась с киембаевской свитой [Стратиграфия ..., 1993]. На основании этого месторождение Барсучий лог считалось приуроченным к киембаевской свите. После ревизии и переопределения фауны в 2001 г. на геологической карте масштаба 1:200000 (Новая серия, лист Ясный) рудовмещающая толща сопоставлена с александринской толщей. Насколько это правомерно, сказать очень трудно, так как на самом месторождении фауна не найдена, а от точек с конодонтами на р. Бол. Кумак до Барсучьего лога 3–4 км к юго-востоку. Толща вулканитов, вмещающая руды Барсучьего лога, имеет очень сходный состав с вулканитами киембаевской свиты (А.М. Косарев, устное сообщение, 2003 г.). Вопрос о стратиграфической приуроченности месторождения Барсучий лог остается пока нерешенным.

Таким образом, александринская толща в Восточно-Магнитогорской зоне пользуется очень широким распространением. Она достаточно хорошо охарактеризована конодонтами, которые указывают на эйфельский возраст отложений.

### **Гумбейская свита (D<sub>2</sub>gm)**

Новое стратиграфическое подразделение, выделенное по результатам работ по ГДП–200 [Мосейчук и др., 2002 г.] в Гумбейской подзоне.

В составе свиты главная роль принадлежит базальтам и андезибазальтам порфировым пироксеновым и плагиоклаз-пироксеновым, их лавобрекчиям, кластолавам, лавокластитам, туфам, микститам, туффитам, тефроидам, аповулканогенным зеленым сланцам, яшмам, изредка радиоларитам. В.М. Мосейчук и др. [2000 г.] подчеркивают существенно эксплозивный характер вулканитов. Нижний контакт свиты — тектонический. Перекрывается она отложениями новобуранной толщи.

Наиболее полные разрезы гумбейской свиты наблюдаются в нижнем течении р. Гумбейка, на ее широтном отрезке между пос. Малиновка и Наваринка, и в среднем течении р. Зингейка, по ее правому берегу ниже пос. Зингейский.

Общий разрез свиты, по материалам В.М. Мосейчука и др. [2000 г.], состоит из нескольких пачек и представляется в следующем виде:

1) Первая (нижняя) пачка в одних разрезах сложена крупнопорфировыми пироксеновыми и плагиоклаз-пироксеновыми базальтами и андезибазальтами, с редкими прослоями их туфов и туффитов, в других — преимущественно туфами тех же пород — от грубообломочных до пепловых, реже туффитами с единичными маломощными прослоями кремнистых туффитов. Естественные разрезы этой пачки обнажены по рр. Зингейка, Хлебника, Курасан, а также вскрыты скважинами. Мощность 700–1900 м.

2) Вторая (средняя) пачка представляет собой ритмичное переслаивание красновато-вишневых и сиреневатых яшм, кремнистых туффитов, изредка черных радиоляритов, с туфами базальтов, преимущественно пепловыми и мелколапиллиевыми, и туффитами. Она обнажена в разрезе по р. Гумбейка, где вскрыта карьером в 1,5 км к востоку от пос. Малиновка. Мощность 100–400 м.

В бассейне р. Гумбейка, на горе Янгыз-Каин и в разрезе в 4 км западнее пос. Александровский (высота 378,8), преобладают яшмы. Туффиты, обычно кремнистые, встречаются в подчиненных количествах, а тефроиды — в виде редких прослоев. В разрезах по правому берегу р. Зингейка близ устья р. Куйсак, на горе Ташлытау, на горе Панферова яшмы образуют сравнительно редкие прослои среди туффитов и кремнистых туффитов. Соотношение всех разновидностей пород быстро меняется на коротких расстояниях. Так, на правобережье р. Зингейка в 200–300 м к северо-востоку по простирацию от береговых обрывов в обнажениях уже преобладают яшмы. Последние определяют лицо пачки, по их высыпкам вместе с кремнистыми туффитами она хорошо картируется и на слабо обнаженных участках, по сути, является маркирующим горизонтом.

3) Третья (верхняя) пачка, как и первая, сложена порфиоровыми пироксеновыми и плагиоклаз-пироксеновыми базальтами и андезибазальтами или их туфами и ксенотуфами. Она отличается от первой большим разнообразием пород. В ней много грубообломочных микститов с обломками базальтов, яшм и кремнистых туффитов. Некоторые обломки представлены глыбами (до 1 м) яшм, кремнистых туффитов, а в верхах пачки — и известняков. Нередко наблюдается ритмичное строение. Осадочный материал в обломочных породах разной степени окатанности. Резко угловатые, иногда лентовидные обломки кремнистых пород, вероятно, имеют оползневую природу. Мощность от 400–600 до 2500 м.

Обычно эта пачка завершает разрез гумбейской свиты, но в южных разрезах, по мнению В.М. Мосейчука и др. [2000 г.], иногда появляется четвертая пачка, сложенная базальтами, реже их туфами мощностью 500–2500 м.

На картах эти образования обычно относили к ирендыкской свите или ее аналогам [Объяснительная записка ..., 1964, 1965; Геологическая карта Урала, 1971] и датировали условно, только по сопоставлению с фаунистически охарактеризованными отложениями других районов, поздним силуром — ранним девоном.

Позднее при детальном геологическом картировании на площади развития нынешней гумбейской свиты вулканыты расчленили на стратоны, главным образом по преобладанию в их составе лав или туфов. Датировки и их корреляция отличались условностью. Выделяли черепановскую толщу верхнего силура — нижнего девона, самаринскую толщу кобленцско-эйфельского возраста, левашкинскую — ниже-верхнеэйфельскую [Жилин

и др., 1964 г.]. В.В. Бабкин и др. [1971 г., 1976 г.] картировали горбуновскую вулканогенную толщу верхнего силура – нижнего девона, куйбышевскую осадочно-вулканогенную толщу нижнего девона – эйфеля (?), остроленскую вулканогенную толщу эйфеля – живета (?). В работе Ю.С. Емельянова и др. [1965 г.] выделены нижняя вулканогенная толща нижнего девона, вулканогенно-осадочная толща эйфеля, верхняя вулканогенная толща живета. В ряде работ описанные выше В.М. Мосейчуком и др. [2000 г.] три пачки гумбейской свиты выделялись как самостоятельные толщи. Первая пачка А.Н. Захарьевичем и др. [1960 г.] описана как нижняя порфиритовая толща жединского – кобленцкого ярусов нижнего девона, у Ю.Н. Замиги и др. [1965 г.] она отнесена к нижней вулканогенной толще верхнего силура – кобленцкого яруса нижнего девона. Вторая пачка — вулканогенно-осадочная толща эйфеля – живета [Захарьевич и др., 1960 г.] или кобленца – нижнего эйфеля [Замига и др., 1965 г.]. Третья пачка Ю.Н. Замигой и др. [1965 г.] выделена как верхняя вулканогенная толща нижнего – верхнего эйфеля среднего девона. На карте Г.И. Чайко и др. [1977 г.] отложения гумбейской свиты обозначены как среднедевонские. Э.В. Шалагинов и др. [1984 г.] картировали эти отложения в составе нижнего эйфеля. В работе Р.Г. Язевой и В.В. Бочкарева [1998] отложения гумбейской свиты показаны как разновозрастные образования на основании сопоставления вулканитов с другими свитами и толщами, в основном по данным петрохимии и геохимии. Породы эти на одних участках отнесены к нижнему или к верхнему живету, на других — к верхнему франу, на третьих — к фамену.

Достоверную фаунистическую характеристику, которая позволила делать прямые корреляции, гумбейская свита получила только в последние годы [Артюшкова, Маслов, 1998]. Вся фауна (конодонты) связана с кремнистыми яшмовидными породами, залегающими *in situ* в виде линзообразных прослоев среди вулканитов.

Наиболее полные разрезы свиты изучены в нижнем течении р. Гумбейка, на ее широтном отрезке между пос. Малиновка и Наваринка, и в среднем течении р. Зингейка, по ее правому берегу ниже пос. Зингейский. Хорошие обнажения известны также на правом берегу р. Бол. Караганка севернее пос. Александровский [Артюшкова, Маслов, 1998]. Хорошо обнаженные фрагменты разрезов наблюдались также по р. Сухая (правый приток р. Гумбейка) выше пос. Новобуранное, в окрестностях пос. Остроленский, в среднем течении р. Хлебинка и по р. Курасан, на меридиональном ее отрезке между пос. Горбуновский и Копаловский. Во всех разрезах нижняя граница тектоническая.

Разрез севернее р. Бол. Караганка представлен в нижней части базальтами порфиристыми, пироксеновыми с редкими прослоями яшм (рис. 2.55, 2.56). Мощность достигает 300 м.

На них залегают туфы пироксеновых порфиритов с подчиненными лавами и лавобрекчиями. Мощность 600–650 м.

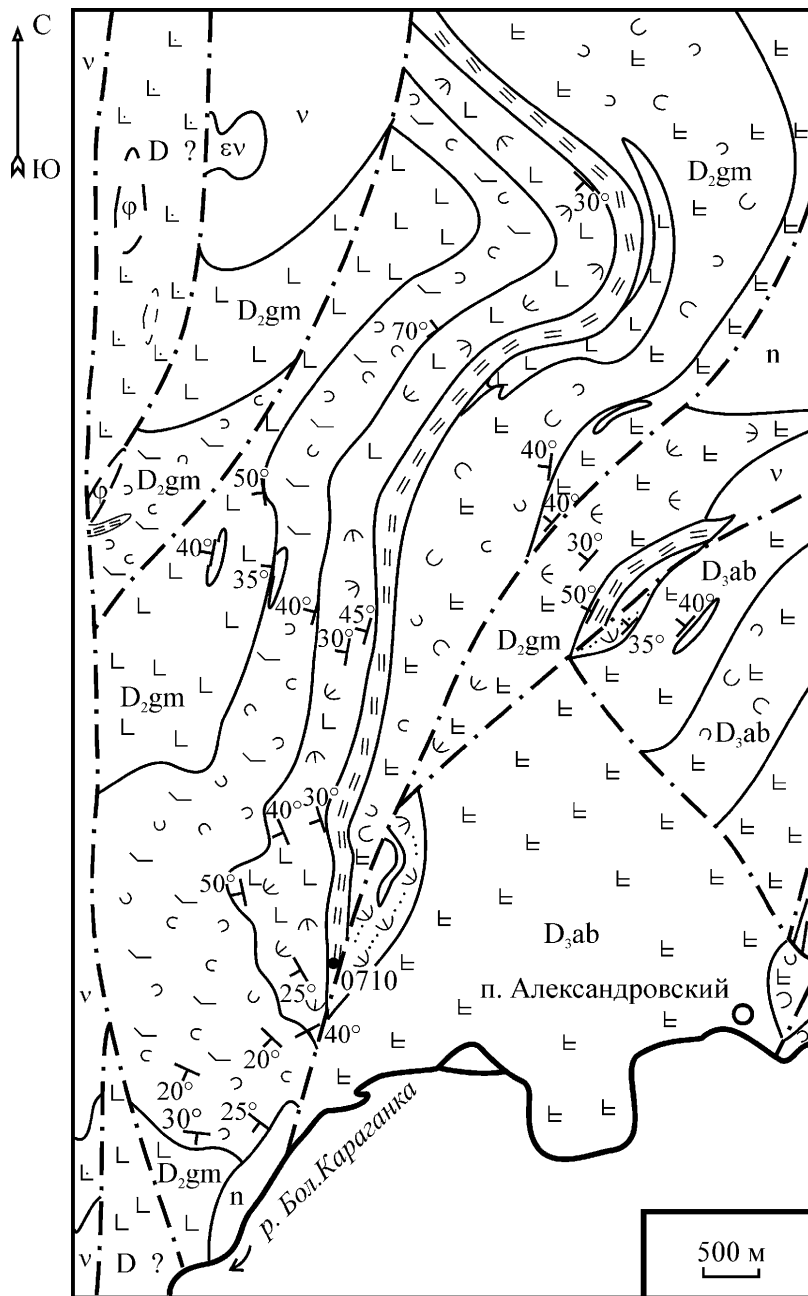


Рис. 2.55. Схематическая геологическая карта района пос. Александровский (р. Большая Караганка)

Выше по разрезу обнажена пачка тонкослоистых кремнистых туффитов и яшмоидов зеленого и красно-фиолетового цвета. Пачка хорошо выдержана и следует на север. Аз. пад. 250°, угол падения 75°. Мощность 100–130 м.

На правом берегу р. Бол. Караганка, в 4 км к западу от пос. Александровский, в верхней части кремнистой пачки в зеленовато-серых кремнистых туффитах в точке 0710 были собраны единичные конодонты:

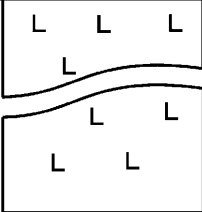
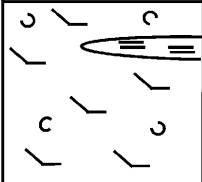
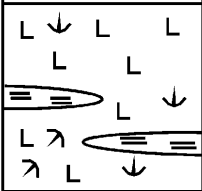
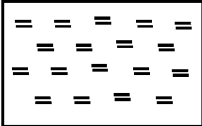
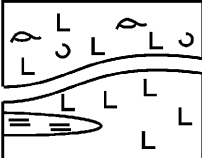
Свита, толща	Индекс	Литология	Мощ. м	№ обр.	Характеристика пород
Гумбейская свита	D <sub>gm</sub>		950-1000	● 0710	Базальты порфириновые и микропорфириновые плагиоклазовые и плагиоклаз-пироксеновые
			250-300		Туфы андезибазальтов порфириновых, плагиоклазовых и плагиоклаз-пироксеновых пепловые и лапиллиевые с частыми прослоями яшм
			250-300		Туффиты базальтов порфириновых плагиоклазовых и пироксен-плагиоклазовых, пепловые и лапиллиевые с частыми прослоями яшм
			100-120		Яшмы и кремнистые туффиты, изредка с прослоями пепловых туфов базальтов
			950-1000		Базальты порфириновые пироксеновые, изредка с прослоями яшм, туфы базальтов агломератовые, лапиллиевые, их кластолавы и лавобрекчии

Рис. 2.56. Разрез гумбейской свиты Александровский (правобережье р. Большая Караганка в районе пос. Александровский). Составила А.В. Яркова [1996 г.]

Условные обозначения см. на стр. 200

*Polygnathus linguiformis linguiformis* Hinde, *Pol. pseudofoliatum* Wit. [Артюшкова, Маслов, 1998]. Данный комплекс является характерным для карамалыташской свиты Западно-Магнитогорской зоны.

Выше по разрезу залегает толща переслаивающихся туффитов, туфо-песчаников, редко — грубообломочных разностей с частыми прослоями яшмоидов. Мощность 250–300 м. Постепенно вверх по разрезу ведущую роль начинают играть туфы пироксен-плагиоклазовых порфиритов андезибазальтового состава с прослоями кремнистых туффитов и яшмоидов. Мощность 250–300 м. Завершается разрез мощной толщей плагиоклазовых и пироксен-плагиоклазовых порфиритов базальтового и андезибазальтового состава, слагающих, по всей вероятности, верхнюю подсветку гумбейской свиты. Мощность около 1000 м.

Э.В. Шалагиновым и др. [1984 г.] вышеописанная толща была отнесена к эмскому ярусу нижнего девона (нижний эйфель в схеме 1980 г.). Основанием для этого послужили находки конодонтов из сборов В.Н. Пазухина [Кулагина и др., 1984 г.] в кремнистой пачке в разрезе на р. Бол. Караганка. В.Н. Барышевым они были определены как более древние, характерные для сагитовской толщи Западно-Магнитогорской зоны. В связи с противоречивой интерпретацией возраста кремнистой пачки коллекция конодонтов из сборов В.Н. Пазухина (П-28) была пересмотрена. Она представлена тремя экземплярами одного вида *Polygnathus linguiformis linguiformis* Hinde, который известен в настоящее время только в карамалыташской свите, бугулыгырской толще и их возрастном и фациальном аналоге — ярлыкаповской свите эйфельского возраста, а также в более молодых отложениях. Дополненные сборы конодонтов подтверждают этот вывод.

Достаточно хорошо обнаженный разрез вулканогенно-осадочной толщи гумбейской свиты обнажен по правому берегу р. Зингейка севернее пос. Зингейский (рис. 2.57, 2.58).

Здесь в крутых обрывах долины реки выше моста (урочище Баранова мельница) наблюдается следующий разрез:

1. Восточнее серпентинитов, которые обнажены в 1,5 км к востоку от автодороги, в нижней видимой части толщи залегает пачка пород, представленная довольно частым несогласным переслаиванием туффитов, кремнистых туффитов, туфов базальтового и андезибазальтового состава. Мощность отдельных прослоев колеблется от 2 до 5–10 м. Размерность зерен от псаммитовых до пелитовых..... В. м. 200 м.
2. Пачка пород, представляющая собой переслаивание базальтов, туфов, туффитов и кремнистых туффитов темно-серого и почти черного цвета с радиоляриями. Мощность потоков базальтов от 5 до 20 м. Мощность кремнистых туффитов колеблется от 1–2 до 5–6 м. В составе пачки преобладают базальты..... В. м. 220 м.
3. Пачка несогласного переслаивания кремнистых туффитов серого, черного и темно-вишневого цвета, мелкопсаммитовых туффитов и базальтов. Мощность прослоев туффитов колеблется в пределах 5–25 м, базальтов — 5–30 м. Видимая мощность пачки 250 м. В верхней части в прослоях чередующихся темно-серых и темно-вишневых кремнистых туффитов с радиоляриями най-

дены конодонты (точка 0723): *Polygnathus linguiformis linguiformis* Hinde, *Pol. aff. robusticostatus* Bisch. et Zieg., *Polygnathus* sp. Данный комплекс конодонтов типичен для зон *australis*, *kockelianus* и *ensensis* эйфельского яруса. В Западно-Магнитогорской зоне эти формы распространены в карамалыташской свите.

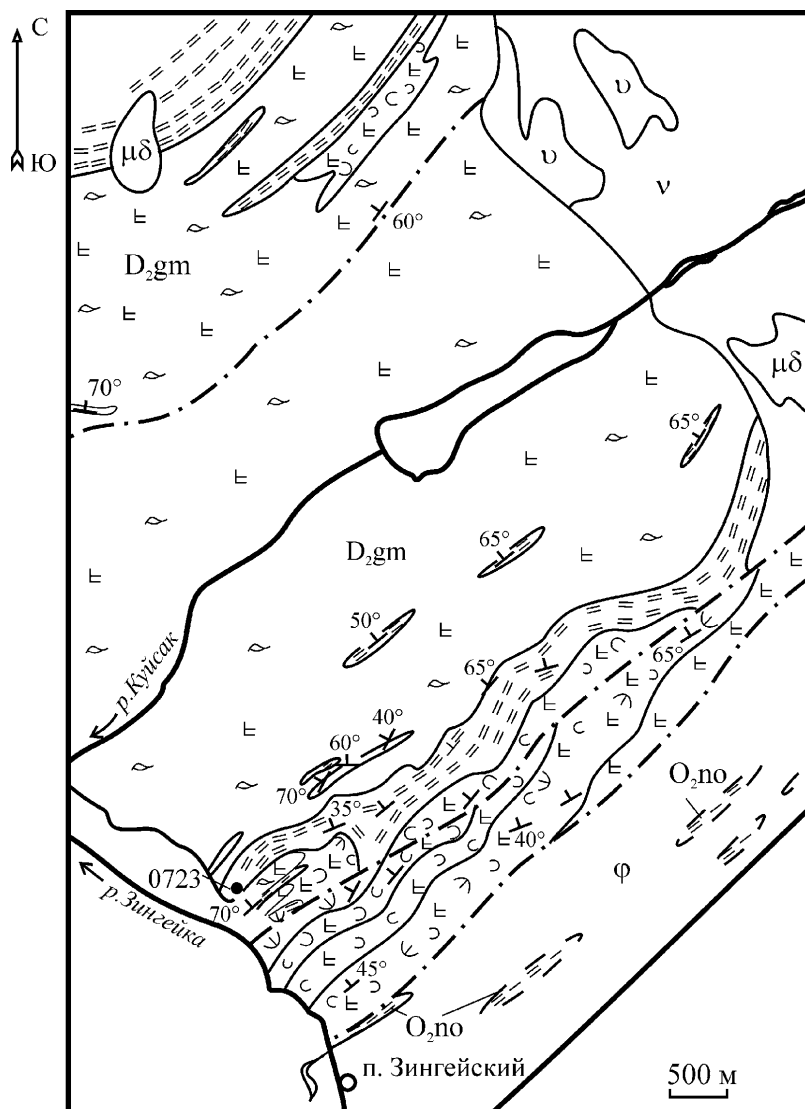


Рис. 2.57. Схематическая геологическая карта пос. Зингейский. Составила А.В. Яркова [1996 г.]

Условные обозначения см. на стр. 200



Как и в предыдущем разрезе, верхняя подсвита гумбейской свиты представлена лавовыми разностями пироксен-плагиоклазовых порфиритов базальтового состава мощностью не менее 2000 м.

Свита толща	Индекс	Литология	Мощ.м	№ обр.	Характеристика пород
Гумбейская свита	D <sub>2gm</sub>		до 2500	0723	Базальты порфиритовые пироксеновые и плагиоклаз-пироксеновые, их лавобрекчии и кластолавы с прослоями яшм и кремнистых туффов
			200-250		Кремнистые туффы с прослоями яшм и изредка пепловых туфов базальтов
			200-250		Туфы базальтов порфиритовых, пироксеновых и плагиоклаз-пироксеновых, агломератовые базальты порфиритовые пироксеновые и их кластолавы, прослой кремнистых туффов и их яшм
			200		Ритмичная пачка пепловых туффов, базальтов и кремнистых туффов
			200		Туфы базальтов порфиритовых, пироксеновых и плагиоклаз-пироксеновых, пепловые и мелкопапиллиевые
			200-220		Туфы базальтов порфиритовых, пироксеновых и плагиоклаз-пироксеновых агломератовые, реже лапиллиевые
			400		Туфы и туффы базальтов порфиритовых, пироксеновых и плагиоклаз-пироксеновых, пепловые и лапиллиевые
			350		Базальты порфиритовые пироксеновые и плагиоклаз-пироксеновые

Рис. 2.58. Разрез гумбейской свиты Баранова мельница (правобережье р. Зингейка, ниже пос. Зингейский)

В северном направлении гумбейская свита прослеживается к поселку Магнит и, по всей вероятности, развита в окрестностях ст. Субутак. Нами изучена вулканогенно-осадочная толща в 4,5 км северо-западнее станции. Обнаженность ее удовлетворительная. Толща представлена слоистыми яшмовидными кремнями темно-вишневого и зеленовато-серого цвета, туфоалевролитами и туфопесчаниками. Ю.Н. Замига и др. [1963 г.] отмечали в ней также пироксен-плагиоклазовые порфириды и их туфы базальтового и андезибазальтового состава. Падение пород толщи западное, достаточно крутое. В яшмоидах этой толщи обнаружен рамиформный элемент конодонта.

Вулканогенно-осадочная толща подстилается нижней вулканогенной толщей, которую Ю.Н. Замига и др. [1963 г.] датировали  $S_2-D_1$  и сопоставляли с ирендыкской свитой. Перекрывающая верхняя вулканогенная толща, по мнению Ю.Н. Замиги, эйфельского возраста, имеет порфиридовый облик [Замига и др., 1963 г.] и сопоставлена этим автором с карамалыташской свитой.

Датировки всех трех толщ были основаны на находках макрофауны из известняков в районе ст. Субутак и на горе Острой (левый берег р. Гумбейка). Известняки трассируются в виде узкой полосы среди серпентинитов в зоне восточной ветви Браиловского разлома (см. рис. 2.50). Как мы считаем, ни к одной из упомянутых вулканогенных толщ известняки отношения не имеют. И это отчетливо доказано на примере горы Острой, где нижнедевонские известняки залегают в разрезе «выше» вулканогенно-осадочной толщи с франскими конодонтами [Маслов, Артюшкова, 1995; Артюшкова, Маслов, 1998].

Могут ли все три толщи, выделенные Ю.Н. Замигой, быть отнесены к гумбейской свите? Факт с горой Острой свидетельствует о том, что для ряда участков необходимо детальное картирование с подтверждением возраста отложений конодонтами.

К гумбейской свите следует относить толщу вулканогенно-осадочных пород, развитую между пос. Наваринка и Малиновка к северу и к югу от р. Гумбейка.

По правому берегу р. Гумбейка обнажен наиболее полный разрез гумбейской свиты. Нижняя граница тектоническая.

В основании разреза залегают толща туфов пироксен-плагиоклазовых порфиридов базальтового состава с редкими прослоями яшм и базальтов мощностью 500–600 м. К.П. и А.А. Плюснины [Объяснительная записка ..., 1964, 1965] считали, что данная толща может сопоставляться с ирендыкской и карамалыташской свитами нерасчлененными. Мы не исключаем ее возможную принадлежность к аналогам ирендыкской свиты. Но ввиду отсутствия в ней фауны пока условно относим к гумбейской свите.

Западнее, выше по разрезу, предположительно по тектоническому контакту (рис. 2.59), залегают мощная толща яшм вишнево-красного цвета

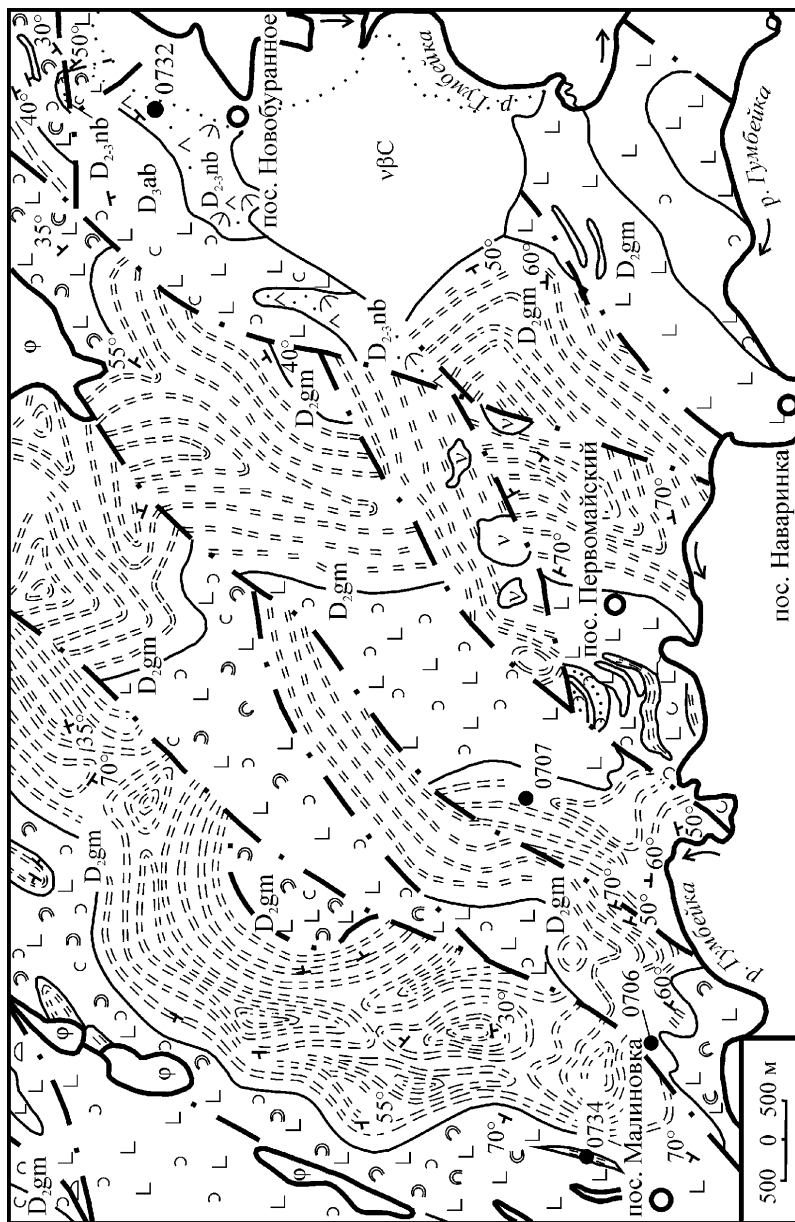


Рис. 2.59. Схематическая геологическая карта района поселков Малиновка — Новобуранное. Составила А.В. Яркова [1996 г.]  
Условные обозначения см. на стр. 200

и кремнистых туффитов с редкими пачками туфов базальтов. Толща очень сильно дислоцирована, что затрудняет подсчет истинной мощности. По оценке А.В. Ярковой, она достигает 300–500 м. На геологической карте масштаба 1:200000 [Объяснительная записка ..., 1964] толща показана в составе улутауской свиты.

А.Н. Захарьевич и др. [1960 г.], А.Н. Захарьевич, В.Г. Денисов [1964 г.] доказывали, что вулканогенно-осадочная толща является фаціальным аналогом «диабазовой и альбитофирово-дацитової» толщ Учалинско-Александринской подзоны и синхронизировали ее с карамалыташской и низами улутауской свит.

В 1993 г. нами был изучен разрез к западу от свх. Первомайский вдоль тракта на пос. Агаповка. Здесь у пос. Первомайский нижняя часть разреза сложена базальтами, переслаивающимися с кремнисто-глинистыми сланцами красно-бурого и черного цвета.

Западнее поселка вновь обнажаются базальты (по внешнему облику очень напоминают порфиристы ирендыкской свиты), которые в 2 км к западу от поселка перекрываются кремнисто-глинистыми сланцами, прослоями яшмовидными, темно-бурого и красно-бурого цвета. Западнее они вновь сменяются базальтами, а затем вновь яшмоидами и кремнисто-глинистыми сланцами.

В 2,5 км к северо-западу от пос. Первомайский или в 5 км к востоку-северо-востоку от пос. Малиновка, в 1 км по азимуту 120° от высоты Маяк (431,9), в высыпках на краю пашни найдены единичные конодонты: *Ozarkodina* sp., *Polygnathus* sp., которые не позволяют определить точно стратиграфический интервал.

Представительный комплекс конодонтов получен из верхней части толщи. В карьере к северу от дороги Малиновка – Наваринка, в 1,5 км восточнее пос. Малиновка, в точках 0704–0706 (см. рис. 2.59, 2.60) обнажены вишневые омарганцованные яшмы, переслаивающиеся с серыми кремнями. В них найдены *Polygnathus costatus costatus* Klap., *Pol. eiflius* Bisch. et Zieg., *Pol. linguiformis linguiformis* Hinde, *Pol. robusticostatus* Bisch. et Zieg., *Tortodus* aff. *T. kockelianus australis* (Jack.), характеризующие зону australis. Данный комплекс типичен для карамалыташской свиты района стратотипа.

Преимущественно яшмовая толща перекрывается туфогенно-осадочной пачкой с яшмами, на которых залегают грубообломочные породы (ксенотуфы), и завершается разрез порфиритами базальтового состава и их туфами общей мощностью 400–600 м.

В грубообломочной пачке, которая хорошо обнажена в 1 км к северу от пос. Малиновка у откормочной фермы, в основании залегают яшмы, содержащие конодонты (точка 0734) *Polygnathus linguiformis linguiformis* Hinde, *Pol. cf. robusticostatus* Bisch. et Zieg., *Pol. cf. trigonicus* Bisch. et Zieg., аналогичные приведенным выше. Фаунистические данные свидетельствуют, что если яшмы залегают *in situ*, а не являются крупными олисто-

Свита толща	Индекс	Литология	Мощ., м	№ обр.	Характеристика пород
Гумбейская	D <sub>2gm</sub>		600-700	0707 • 0704-0706 • 0734 • 0732	Ритмичная пачка туфов базальтовых пироксеновых и плагиоклаз-пироксеновых, пепловые и мелколапиллиевые с редкими прослоями яшм и кремнистых туффитов, реже базальты плагиоклаз-пироксеновые. В основании разреза туфопесчаники, изредка с прослоями известняков
			300-400		
	400-600				
	300-400				
Новобуранная	D <sub>2,3nb</sub>		300-400		Ритмичная пачка туффитов дацитового состава пепловых, иногда углерод-содержащих, туфоконгломератов, туфогравелитов, туфопесчаников, туфоалевролитов, конгломерато-брекчий
Аблязовская	D <sub>2ab</sub>		500-600		Ритмичная пачка туфов базальтовых пироксеновых и плагиоклаз-пироксеновых лапиллиевых и пепловых с прослоями кремнистых туффитов

Рис. 2.60. Разрез Гумбейский (правобережье р. Гумбейка между пос. Малиновка и Новобуранное). Составлен А.В. Ярковой [1996 г.]

Условные обозначения см. на стр. 200

литами в обломочной пачке, то возраст ее, так же как и нижележащей вулканогенно-осадочной (в основном яшмовой) толщи, следует считать эйфельским.

Изучение района поселков Первомайский и Малиновка, а именно толщи пород, залегающей в разрезе между этими совхозами, показывает, что она представлена в нижней части (у пос. Первомайский) базальтами с прослоями и пачками кремнистых сланцев и яшмоидов, к сожалению, пока не охарактеризованных конодонтами. К западу и выше по разрезу залегают пачка пород, представленная преимущественно слоистыми кремнистыми алевролитами и яшмами с конодонтами, характерными для эйфельского яруса. В верхней части разреза у пос. Малиновка также найдены конодонты того же уровня. Таким образом, можно сделать вывод, что толща, залегающая между пос. Первомайским и Малиновкой имеет эйфельский (раннеживетский по схеме 1980 г.) возраст и соответствует карамалыташской свите Западно-Магнитогорской зоны. От стратотипа карамалыташской свиты эта толща пород отличается заметно бóльшим развитием кремнисто-осадочных толщ.

Порфиритовая толща, венчающая разрез гумбейской свиты, возможно, имеет более молодой возраст и сопоставляется условно с нижней частью улутауской свиты.

Таким образом, объем всей гумбейской свиты отвечает эйфельскому и живетскому ярусам среднего девона.

К северу от р. Гумбейка к гумбейской свите отнесены вулканогенные и вулканогенно-осадочные отложения, обнаженные в естественных выходах и в карьерах.

На горе Ташлы-Тау (высота 366,0), расположенной на левом берегу р. Гумбейка (см. рис. 2.50) в 2 км к северо-востоку от горы Острой, в голубовато-серых кремнях (точка 0743) найден один экземпляр конодонта *Polygnathus cf. costatus costatus* Клар., распространенный в зонах *costatus* и *australis*. В Уральской схеме это самые верхи бийского горизонта и нижняя часть афонинского горизонта эйфельского яруса. На восточном склоне Среднего Урала он встречен в лангурском горизонте. Находки данного вида отмечались в основании карамалыташской свиты и ярлыкаповского горизонта в Западно-Магнитогорской зоне.

На горе Янгыз-Каин, в 4,5 км на юго-запад от пос. Требий, в прослое вишневых яшм с радиоляриями, залегающем среди вулканогенно-обломочной толщи, обнаружено несколько конодонтов *Polygnathus ex gr. costatus* Клар. (точка 0738).

В 1,5 км к северу от горы Янгыз-Каин (см. рис. 2.50) в небольшом щебеночном карьере (Фермерском), расположенном на высоте 377,0, вскрыты измененные слоистые кремнистые туффиты сиреневого и темно-серого цвета мощностью не менее 50 м. Породы очень круто под углом 80° падают на северо-запад. Ю.Н. Замигой и др. [1963 г.] эта слоистая толща

названа толщей кремнистых сланцев и отнесена к живету. С его точки зрения, данная толща завершает девонский разрез в этом районе.

Нами в сиреневых кремнях были собраны плохой сохранности конодонты, комплекс которых состоит из представителей *Polygnathus ex gr. costatus* Klap. (точка 0735).

Конодонты из точек 0735 и 0738 имеют большое сходство и, по всей вероятности, связаны с одновозрастными отложениями. Имеющийся палеонтологический материал не позволяет их различить. Однако и провести корреляцию со стратонами Западно-Магнитогорской зоны затруднительно ввиду отсутствия полного комплекса конодонтов. Группа *Polygnathus costatus* представлена несколькими таксонами, которые распространены в зонах *patulus*, *partitus*, *costatus*, *australis* и *cockeljanus*. Некоторые виды этой группы проходят в более высокие зоны. В данном случае, скорее всего, следует доказывать или опровергать принадлежность отложений с конодонтами к ирендыкской, карамалыташской и, может быть, даже к улутауской свитам. Для решения этого вопроса необходимы новые сборы конодонтов.

Севернее также очень широко развиты толщи порфиритов, возраст которых пока не подтвержден фауной.

К востоку от Краснинского массива они выделялись в горбуновскую [Чистяков и др., 1963 г.], к югу — в черепановскую [Жилин и др., 1964 г.] толщи. По литологии и химическому составу эти стратоны коррелировались с ирендыкской свитой Западно-Магнитогорской зоны и датировались  $S_2-D_1$ . Позднее В.В. Бабкин [Бабкин и др., 1971 г.], откартировали горбуновскую толщу практически в тех же границах, как и А.А. Чистяков и др. [1963 г.]. Перекрывающую ее осадочно-вулканогенную толщу, сложенную преимущественно туфами андезибазальтовых порфиритов, они выделили в куйбышевскую толщу [Бабкин и др., 1971 г.]. Граница между ними согласная.

Верхи среднедевонского разреза, согласно В.В. Бабкину и др. [1971 г.], сложены вулканогенно-осадочной толщей кремнистых туффитов, яшмовидов с редкими прослоями базальтов живетского возраста. Толща плохо обнажена, границы ее не изучены. По всей вероятности, они тектонические, участками отмеченные цепочкой выходов серпентинитов. В.В. Бабкиным толща закартирована в мелких синклиналильных структурах.

Одна из таких структур показана на горе Панферовой. Северный отрог этой высоты сложен плагиоклазовыми порфиритами и их туфами. На западном склоне горы по краю пашни в изобилии наблюдаются высыпки тонкослоистых полосчатых кремнистых пород яшмовидного облика с ногочисленными радиоляриями. Преобладают зеленовато-серые разности, но много также вишневых. С нашей точки зрения, яшмы залегают внутри порфиритовой толщи.

В вишневых яшмах в точке 0739 удалось найти несколько конодонтов. Определены *Polygnathus cf. costatus costatus* Klap., *Pol. pseudofoliatius* Wit., характерные для карамалыташской и ярлыкаповской свит.

Южнее района пос. Малиновка, где в гумбейской свите, в верхних ее горизонтах, развиты довольно мощные толщи слоистых яшмоидов и кремнисто-глинистых сланцев бурого цвета с многочисленными конодонтами, гумбейская свита не обнажена. Возможно, она перекрыта более молодыми толщами позднедевонского и каменноугольного возраста.

Таким образом, исходя из современных представлений, сложившихся в результате проведенных работ с использованием конодонтов, гумбейская свита имеет среднедевонский возраст. Низы ее сложены базальтами и их туфами, возрастная принадлежность которых не ясна. Возможно их отнесение к более древним образованиям. Средняя часть сложена вулканогенно-осадочными образованиями с яшмоидами. Толща охарактеризована во многих разрезах конодонтами эйфельского яруса. Она коррелируется с александринской толщей и карамалыташской свитой. Верхняя вулканогенная часть представлена порфиритами и их туфами андезибазальтового и базальтового состава. Отнесение ее к эйфельскому ярусу не доказано фаунистически. Вполне возможно, что эта часть свиты соответствует уже вышележащему стратону, т. е. урлядинской толще живетского возраста. По составу они имеют много общего. Однако пока отсутствует полная фаунистическая характеристика разреза, мы не имеем критериев сопоставления отдельных толщ, кроме характера взаимоотношений.

### ***Урлядинская толща (D<sub>2-3</sub>ur)***

Толща выделена Ю.С. Емельяновым и др. [1963 г.] в Верхнеуральском районе. Она считалась полным аналогом улутауской свиты и на многих картах показана под этим названием [Объяснительная записка ..., 1964; Штейнберг и др., 1990 г.; Мосейчук и др., 1990 г.]. Состав ее отличается большим разнообразием слагающих пород. Среди них большую роль играют вулканогенные породы: базальты, андезибазальты, андезиты порфиоровые пироксен-плаггиоклазовые, андезидациты, дациты, риодациты, риолиты и их туфы. Последние количественно преобладают. Вулканогенно-осадочные и осадочные образования имеют подчиненное значение. Мощность урлядинской толщи варьирует в очень широких пределах. Минимальные величины (80 м) зафиксированы в южной части Учалинско-Александринской подзоны [Мосейчук и др., 2000 г.]. В северном направлении мощность толщи увеличивается и достигает 1300 м за счет увеличения в разрезе роли вулканитов. Подобные колебания мощности толщи связаны с быстрой сменой различных вулканических фаций по простиранию.

Обнаженность толщи неравномерная. Границы с подстилающей александринской и с перекрывающей бабарыкинской толщами изучены по керну глубоких поисковых скважин, они стратиграфически согласные [Мосейчук и др., 2000 г.].

Полные разрезы урлядинской толщи изучены по обнажениям на левобережье р. Урляда к востоку от пос. Новоахуново в районе горы Острой



и по скважинам [Штейнберг и др., 1990 г.], в 1 км к северо-востоку от пос. Бабарькинский по обнажениям и скважинам № 99 и 141 [Мосейчук и др., 1990 г.].

Сокращенные разрезы урлядинской толщи характерны для юго-западной части Учалинско-Александринской подзоны, где она представлена вулканогенно-осадочными образованиями. Малые мощности могут свидетельствовать о конденсированном характере толщи, что подтверждается фауной. А.Д. Штейнберг и др. [1990 г.] отмечали, что существуют разрезы, где урлядинская толща сложена преимущественно известняками, достигающими иногда довольно больших мощностей — до 500 м (месторождение им. XIX партсъезда). Ими выявлена закономерность в развитии таких отложений: они приурочены к базальтовым поднятиям карамалыташского основания. Характерным разрезом такого типа является разрез горы Талган в окрестностях пос. Межозерный.

Палеонтологическая характеристика урлядинской толщи очень неравномерна. В известняках, главным образом по скважинам, в разные годы были обнаружены многочисленные остатки макрофауны, представленные в основном кораллами, строматопорами, брахиоподами, реже криноидеями. Все находки указывали на живетский возраст вмещающих отложений в объеме зоны *Stringocephalus burtini*. Использование для более точных датировок и корреляции конодонтов позволило уточнить стратиграфический интервал урлядинской толщи.

В целом возраст урлядинской толщи определяется достаточно надежно. Подстилающие отложения александринской толщи содержат фауну, характерную для эйфельского яруса среднего девона. В верхах урлядинской толщи найдены остракоды и конодонты, распространенные в бродовском горизонте франского яруса. Конодонты из основания вышележащей бабарькинской толщи характерны для основания губинского горизонта. Таким образом, урлядинская толща соответствует живетскому ярусу среднего и низам франского яруса верхнего девона.

На севере Восточно-Магнитогорской зоны к юго-западу от оз. Чебачье в скв. 5217 на глубине 734—735 м из известняков А.М. Микрюковым [Садрисламов и др., 1987 г.] были выделены и определены конодонты *Polygnathus angustipennathus* Bisch. et Zieg., *Pol. linguiformis linguiformis* Hinde mpht. *gamma* Bult., *Pol. linguiformis linguiformis* Hinde mpht. *epsilon* Zieg., Klap. et John., *Pol. xylus ensensis* Zieg. et Klap., *Pol. xylus xylus* Stauf. Комплекс конодонтов характерен для улутауской свиты стратотипической местности.

В 2 км северо-восточнее пос. Бабарькинский (см. рис. 2.51) скважиной № 141 [Мосейчук и др., 1990 г.] вскрыт полный разрез урлядинской толщи. На глубине 37,5—49,5 м под кремнями бабарькинской толщи в пачке туфопесчаников с карбонатным цементом А.Н. Абрамовой определены остракоды *Amphissites irinae* Gleb. et. Zasp., *Bairdiohealdites gregalis* Rozhd., *Bekena rozhdestvenskajae* (Shev.), *Bairdia kynovenssis* Rozhd., *B. aff.*

*kelleri* Eg., *Baschkirina* aff. *tikhyi* Rozhd., *Cavellina* sp., характерные для саргаевского горизонта франского яруса западного склона Южного Урала [Стратиграфия ..., 1993]. В этой же пачке Ю.С. Емельяновым и др. [1963 г.] в той же скважине и в обнажениях встречена переотложенная фауна брахиопод, характерная для высотинского горизонта живетского яруса. Из пачки известняков в нижней части разреза урлядинской толщи, вскрытой скважинами №№ 141 и 99, определены живетские кораллы, строма-топороидеи, брахиоподы и криноидеи, характерные для высотинского горизонта [Мосейчук и др., 1990 г.].

На участке рудопроявления Контрольное фауна конодонтов выделена нами в пробе из обн. 831 [Штейнберг и др., 1990 г.]. В темно-серых амфиоровых известняках, залегающих непосредственно ниже кремней бабарыкинской толщи, были определены *Polygnathus cristatus* Hinde, *Pol. dubius* Hinde, *Pol.* aff. *ordinatus* Bryant, *Schmidtnathus* sp., *Palmatolepis punctata* (Hinde). В трех пробах в этом же обнажении определены остракоды *Paraschmidtella* aff. *lucida* Zasp., *Tricornina* sp., *Clavofabellina* sp., *Selebratina* sp., *Pribylites* sp., *Uchtovia* cf. *ajensis* Rozhd., *Healdianella cuneata* Rozhd., *H.* aff. *zolzensis* Pol., *H.* aff. *netchaevae* Dem., *Bairdia kynovens* Rozhd., *B.* cf. *subanerta* Rozhd., *Acratia* sp. (определения А.Н. Абрамовой, ИГ УНЦ РАН), встречающиеся в саргаевском горизонте франского яруса. Вид *Palmatolepis punctata* (Hinde) обнаружен только в единственном экземпляре, однако его присутствие в комплексе дает нам основание ограничить кровлю урлядинской толщи подошвой доманикового горизонта [Артюшкова, Маслов, 1998].

Эти материалы послужили основанием для сопоставления урлядинской толщи с улутауской свитой стратотипа. Синхронность обоих стратонив очевидна.

На юге Восточно-Магнитогорской зоны, в Оренбургской области, аналоги улутауской свиты изучены довольно хорошо. Они разбуривались скважинами и изучались в естественных обнажениях при проведении в разные годы детальных геолого-съёмочных и поисковых работ сотрудниками Оренбургского геологического управления.

В Ащевутацкой и Джусинской подзонах с урлядинской толщей сопоставлены отложения, ранее выделявшиеся в улутаускую свиту [Кириченко, 1940], иссиргужинскую и шубартаускую толщи [Кригер, 1973], четвертую, пятую толщи ащевутацкого вулканогенного комплекса и вулканогенно-осадочную толщу [Черкасов, Смирнова, 1972; Черкасов и др., 1990; Стратиграфия ..., 1993]. Основанием для такого сопоставления явились, в первую очередь, находки фауны брахиопод *Stringocephalus burtini* Defr. На геологической карте листа М-40-ХII, масштаба 1:200000 (новая серия) в авторском варианте 2002 г. (авторы А.С. Лисов, П.В. Лядский, В.Ф. Кондратенко), живетские и нижефранские отложения выделены в урлядинскую толщу мощностью 1000 м.

Отложения данного стратиграфического интервала широко развиты в бассейнах рек Суундук, Бол. Кумак. Они представлены разнообразными породами: вулканогенными — от базальтов до риолитов с прослоями тефроидов, туффитов и осадочными образованиями, для которых характерна резкая фаціальная изменчивость как по латерали, так и вверх по разрезу.

Наиболее полный разрез обнажен на р. Бол. Кумак в 2 км ниже пос. Иссиргужи. Для нижней части разреза урлядинской толщи характерно ритмичное строение [Черкасов, Смирнова, 1972; Сагло и др., 1972]. Верхняя часть характеризуется широким развитием обломочных пород смешанного состава. Обломки представлены вулканитами базальтового и андезибазальтового состава, а также кислыми эффузивами и известняками с живетской фауной кораллов и брахиопод. Отмечают потоки лав порфировых андезибазальтов и их туфы. В самых верхах разреза появляются мелко- и тонкообломочные породы. Из сборов В.Л. Черкасова, сделанных в 1964 г. в 0,9 км к юго-юго-западу от пос. Иссиргужи в нижней части разреза, А.Н. Ходалевичем были определены брахиоподы *Gypidula ergasensis* Tjzh., *Gypidula* sp. Наиболее богатые сборы фауны произведены в верхах толщи на левом берегу р. Бол. Кумак у восточной окраины отделения свх. им. Горького (на разных картах пос. Жатыбай, Лужки, ферма № 4, 2-ое отделение). Здесь в крупноглыбовом микститовом прослое мощностью 4–5 м, перекрытом пачкой полимиктовых песчаников и алевролитов, в обломках известняков и в цементе в разные годы собрана большая коллекция брахиопод зоны *Stringocephalus burtini* Defr. и кораллов позднеживетского возраста, отмечены франские гониатиты *Tornoceras simplex* ex gr. *cervicornis* (Buch.) [Тесаловский и др., 1967 г.; Кригер, 1969; Сагло и др., 1972]. В 5–7 м выше микстита в глинисто-кремнистых алевролитах нами в 1985 г. найдены тентакулиты *Viriatella* aff. *petrovi* G. Ljasch., *Viriatella* sp., *Styliolina* sp. (точка 0558), которые, по определению В.Л. Клишевича (ВСЕГЕИ), характерны, скорее всего, для среднего франа. Наличие верхнеживетской фауны в обломках, а также среднефранских тентакулитов в перекрывающих глинистых алевролитах позволяет ограничить возраст верхней части урлядинской толщи ранним франом и сопоставить ее с современным объемом улутауской свиты Западно-Магнитогорской зоны.

В целом возраст урлядинской толщи определяется достаточно надежно. Подстилающие ее отложения содержат фауну, характерную для эйфельского яруса среднего девона, а в верхах толщи найдены остракоды и конодонты, распространенные в нижней части франского яруса.

### **Копаловская толща (D<sub>2-3</sub>кр)**

Копаловская толща впервые выделена при проведении работ по ГДП–200 В.М. Мосейчуком и др. [2000 г.] в Уйско-Новооренбургской подзоне. Она широко распространена и имеет своеобразный литологический состав, отличный от подстилающих и перекрывающих толщ. Обнаженность

толщи неравномерная. Представлена она преимущественно тонкослоистыми кремнистыми туффитами с тонкими прослоями кремнистых алевролитов. В.М. Мосейчук и др. [2000 г.] считают, что немаловажную роль в ее составе играют андезиты, трахиандезиты, андезибазальты и трахиандезибазальты порфировые плагиоклазовые, амфибол-плагиоклазовые и амфибол-пироксеновые, иногда базальты и трахибазальты, риодациты и риолиты, а также их туфы, туффиты, тефроиды, туфоконгломераты, туфопесчаники, туфоалевролиты. Особенностью копаловской толщи является широкое развитие вулканитов среднего состава. Мощность толщи принята условно 400–600 м [Мосейчук и др., 2000 г.]. Нижний контакт толщи всюду тектонический, верхняя граница с арсинской толщей стратиграфически согласная.

Хорошие обнажения копаловской толщи наблюдаются по левобережью р. Курасан ниже развалин хутора Андреевский, где прекрасно обнажены тонкослоистые кремнисто-глинистые туффиты с многочисленными радиоляриями. Азимут падения пород 100–110°, угол падения 60–70°. Видимая мощность пачки 100–120 м. Выше по разрезу залегают туфопесчаники, переслаивающиеся с туффитами, туфоалевролитами и кремнистыми туффитами серовато-зеленого цвета с прослоями псаммитовых и пелитовых туфов, иногда грубообломочных. Мощность около 250–300 м. Наблюдаемая часть разреза венчается лавами и туфами базальтовых порфиритов мощностью до 300 м. Общая видимая мощность копаловской толщи условно равна 700 м. Опорный разрез копаловской толщи описан В.В. Бабкиным и др. [1971 г.] по широтной линии шурфов и канав на правобережье р. Курасан севернее пос. Копаловский. Представлен он в основном аповулканогенными зелеными сланцами с подчиненными прослоями серицит-кварцевых (метакремнистых) сланцев. Хорошие естественные выходы вулканитов копаловской толщи наблюдаются в береговых обрывах по левому берегу р. Сухой Курасан непосредственно ниже по течению от брода через реку в пос. Новокопаловский.

Граница с вышележащей арсинской толщей не обнажена. Она хорошо изучена по линиям шурфов в районе тракта Челябинск – Магнитогорск, в 6,5 км юго-западнее пос. Арсинский, южнее горы Статинской и по скважинам [Бабкин и др., 1976 г.]. В пограничном интервале наблюдается переслаивание вулканогенно-осадочных и метакремнистых пород, которое хорошо видно по зарисовкам в шурфах [Бабкин и др., 1976 г.]. Падение слоистости в породах обеих толщ западное под углом 45–50°.

На картах предшественников возраст копаловской толщи интерпретировался по-разному. Закартированный В.М. Мосейчуком и др. [2000 г.] новый стратон относили к (?) нижнему палеозою и сопоставляли с поляковской свитой силура, ирендыкской свитой верхнего лудлова – нижнего девона, с утяганской свитой верхнего турне? – нижнего визе [Объяснительная записка ..., 1964]. На Геологической карте Урала [1971] отложения выделенной копаловской толщи показаны в составе силура, верхнего

лудлова – нижнего девона, нижнего эйфеля, нижнего эйфеля – живета, верхнего турне – нижнего визе или нижнего визе. В.В. Бабкин и др. [1971 г., 1976 г.] выделяли копаловскую вулканогенную толщу нижнего силура (?). Такой большой разброс в датировках обусловлен отсутствием надежных фаунистических остатков в самой толще. Нет полной уверенности в том, что и на данном этапе исследований авторы, выделившие данный стратон, не включили в нее на отдельных участках образования иного возраста.

Возраст толщи условно принят средне-позднедевонским на основании залегания ее под арсинской толщей, с которой она имеет постепенные переходы и в которой найдены конодонты, характерные для франского яруса.

### **Новобуранная толща (D<sub>2-3</sub> nb)**

Данная толща выделена при проведении ГДП–200 [Мосейчук и др., 2000 г.]. На рассматриваемой территории она пользуется ограниченным развитием. Новобуранная толща представлена туфоконгломератами, туфогравелитами, туфопесчаниками, туфоалевролитами с прослоями кремней, конгломерато-брекчиями, гравелитами и песчаниками, аповулканогенными зелеными сланцами по вулканогенно-осадочным породам, иногда углистыми. Эффузивные породы в новобуранной толще наблюдаются только на севере Гумбейской подзоны, в районе Самаринских гор к северу от пос. Краснинский. Мощность толщи, по данным В.М. Мосейчука и др. [2000 г.], 100–800 м. В целом она обнажена плохо и установлена в небольшом числе разрезов. Нижняя граница с отложениями гумбейской свиты, разрез которой она наращивает, изучена по скважинам, где она обычно согласная, с переслаиванием пород (см. рис. 2.61). В обнажениях граница новобуранной толщи с подстилающими отложениями вскрыта на левобережье р. Нижняя Слодянка, в 5,5 км северо-восточнее пос. Новобуранное, на северном склоне горы Шикуртау и на левом берегу р. Сухая в 2 км северо-восточнее того же поселка. Верхняя граница с перекрывающей аблязовской толщей также согласная [Чайко и др., 1977 г.; Салихов и др., 1987; Мосейчук и др., 2000 г.].

Ранее рассматриваемая толща включалась в состав эйфельско-живетских [Захарьевич и др., 1960 г.; Объяснительная записка ..., 1964] или живетско-франских [Мосейчук и др., 1992 г.] отложений.

Палеонтологические данные о возрасте новобуранной толщи пока немногочисленны. У пос. Новобуранное на высоте 366,5, расположенной в 1 км севернее поселка (см. рис. 2.60), карьером вскрыта углисто-кремнистая пачка северо-восточного простирания. В южном борту карьера в черных рассланцованных углистых алевролитах (точка 0732) нами были найдены *Mesotaxis* aff. *dengleri* (Bisch. et Zieg.), *Polygnathus* cf. *cristatus* Hinde. Совместное нахождение этих форм известно в конодонтовых зонах *hermanni-cristatus*, *disparilis*, *falsiovalis* и *transitans*, характеризующих верхнюю часть

живетского и нижнюю часть франского ярусов. На Урале эти зоны соответствуют предположительно бродовскому горизонту.

В разрезе на горе Шикуртау, где разрез новобуранной толщи наблюдается в естественных выходах, видно ритмичное переслаивание туфоконгломератов, туфогравелитов, туфопесчаников, туфоалевролитов, кремнистых туффитов. Общая мощность толщи в этом разрезе 310 м. В прослое пелитовых кремнистых туффитов в низах толщи (точка 4601А) найден конодонт *Palmatolepis punctata* Hinde, появление которого Подкомиссия по девону (SDS) связывает с нижней границей зоны *punctata* среднего франа, что соответствует основанию доманикового горизонта западного склона Южного Урала. В обломке известняка из туфоконгломерата на том же стратиграфическом уровне на горе Батыр, на левом берегу р. Гумбейка выше пос. Третьяковский (точка 4603А), встречен один обломок конодонта *Palmatolepis* sp. франского облика.

Возрастной объем новобуранной толщи не вполне ясен. Имеющиеся находки конодонтов уверенно датируют нижнюю часть толщи в пограничном живетско-франском интервале. Обнаруженный *Palmatolepis punctata* (Hinde) может свидетельствовать о более высоком стратиграфическом уровне новобуранной толщи. Возрастной объем новобуранной толщи может отвечать, с учетом ее взаимоотношений с подстилающими и перекрывающими отложениями, интервалу зон от *hermanni-cristatus* до *Late rhenana*. Учитывая эти данные, можно допускать, что новобуранная толща может заключать в себе объем верхней части улутауской и мукасовской свит.

## **Верхний девон** **Франский и фаменский ярусы**

В Восточно-Магнитогорской зоне к верхнему девону отнесены бабарькинская, арсинская, аблязовская, шелудивогорская и новоивановские толщи, шумилинская свита и свита горы Магнитной.

### ***Бабарькинская толща (D<sub>3</sub>br)***

Рассматриваемая толща ранее выделялась как мукасовская толща. Новое название получила после проведения работ по ГДП–200 [Мосейчук и др., 2000 г.]. Ее опорный наиболее обнаженный и охарактеризованный фауной разрез вскрыт в районе пос. Бабарькинский. Толща пользуется развитием в западной части Учалинско-Александринской подзоны, протягиваясь узкими прерывистыми полосами во многих тектонических блоках от ст. Буранная на юге до пос. Первый Май на севере. В составе толщи представлены преимущественно кремнистые породы, часто с заметной примесью глинистого материала. Отмечаются прослои, обогащенные радиоляриями. Подчиненную роль в разрезе толщи играют кремнистые

туффиты, песчаники, алевролиты и внутриформационные конгломераты. Мощность ее варьирует от 70 до 200 м.

Граница с подстилающими отложениями урлядинской толщи согласная: в одних случаях она достаточно резкая (северная часть Учалинско-Александринской подзоны) и выражена сменой органогенных (рифогенных?) известняков плитчатыми слоистыми кремнями, в других — постепенная. Фаунистические данные показывают, что в ряде разрезов кремнистая толща наблюдается не в полном объеме и залегает различными частями на подстилающих отложениях. Обычно отсутствуют ее низы, однако ни конгломератов, ни песчаников в подошве толщи не фиксируется. Этот факт отмечался еще Ю.С. Емельяновым и др. [1963 г.]. С нашей точки зрения, на этих участках, существовавших, видимо, в виде поднятий, либо осадконакопление не происходило вообще, либо поступление осадочного материала было ничтожно. Размыты, если и существовали в это время, имели сугубо локальный характер.

Самый южный пункт, где обнажены кремнистые сланцы бабарыкинской толщи, расположен севернее станции Буранная на горе Маяк (высота 493,5). Здесь щебеночным карьером разрабатываются кремни серого и черного цвета, толстоплитчатые, очень выветрелые. На поверхностях напластования найдены единичные отпечатки конодонтов плохой сохранности *Polygnathus* sp.

Эта толща следится на север по высыпкам кремней. На высоте 443,4 в 6 км к северо-востоку от пос. Урожайный найден отпечаток конодонта *Palmatolepis rhenana nasuta* Müll. (точка 0718, 4148А), характерный для зон *rhenana* — *linguiformis*. На западном склоне Южного Урала этот вид известен в мендымском и аскынском горизонтах франского яруса.

Еще севернее на горе Саранкина к западу пос. Бабарыкинский (точка 0528 = 7014а) в глинисто-кремнистых тонкоплитчатых сланцах в низах толщи собраны *Mesotaxis asymmetricus* (Bisch. et Zieg.), *Palmatolepis proversa* Zieg., *Pa. punctata* (Hinde), *Pa. transitans* Müll., *Polygnathus robustus* Klar. et Lane. Данный комплекс характерен для зон *punctata* — *jamieae*, выделенных на западном склоне в доманиковом горизонте рязякского надгоризонта и обычен в низах мукасовской свиты.

В 2,5 км севернее (точка 6290А) в карьере у дороги Бабарыкинский — Ивановский (см. рис. 2.56) из сборов В.Н. Пазухина и А.Г. Рыжова переопределены *Mesotaxis* cf. *asymmetricus* (Bisch. et Zieg.), *M. cf. falsiovalis* Sand., Zieg. et Bult., *Palmatolepis* sp., распространение которых ограничивается доманиковым горизонтом.

Далее на север конодонты из бабарыкинской толщи найдены в 1,8 км к югу от горы Острой в щебеночном карьере у д. Ново-Ахуново (точка 0523). Собранный комплекс конодонтов представлен *Mesotaxis asymmetricus* (Bisch. et Zieg.), *Palmatolepis punctata* (Hinde) и также характерен для доманикового горизонта.

На горе Урлядинская в 10 км к югу от пос. Межозерный конодонтами охарактеризована верхняя часть кремнистой толщи (точка 0463). Здесь найдены *Ancyrodella* sp., *Pa. gigas* Mill. et Young., *Pa. plana* Zieg. et Sand., *Palmatolepis punctata* (Hinde) и др. Данный комплекс конодонтов характерен для зоны thenana, распространен в мендымском и аскынском горизонтах и обычен в верхах мукасовской свиты Западно-Магнитогорской зоны.

На безымянном хребтике с триангуляционным пунктом 489,6 в 3 км к западу от пос. Первый Май обнаружены единичные плохой сохранности отпечатки конодонтов *Palmatolepis* cf. *foliacea* Young.

К югу от ст. Буранной на восточном борту Магнитогорского мега-синклинория бабарыкинская толща в настоящее время не известна. Это может быть связано с плохой обнаженностью территории либо с условиями, не благоприятствовавшими кремненакопленению.

Перекрывается кремнистая толща порфиритами базальтового, андезибазальтового состава мощностью до 1000 м. Им соответствуют местные стратиграфические подразделения: нововоронинская толща [Штейнберг и др., 1990 г.] в Верхнеуральском и аблязовская [Салихов и др., 1987; Мосейчук и др., 2000 г.] — в Магнитогорском районах.

Таким образом, суммируя имеющийся фаунистический материал, можно отметить, что объем бабарыкинской толщи следует рассматривать в объеме конодонтовых зон *punctata* — *thenana*, что соответствует доманиковому, мендымскому и большей части аскынского горизонтов или среднему и большей части верхнего франа.

Корреляционно бабарыкинская толща может быть полностью сопоставлена с мукасовской свитой стратотипической местности и по другим разрезам.

### ***Арсинская толща (D<sub>3ar</sub>)***

Выделена В.М. Мосейчуком и др. [2000 г.] в Уйско-Новооренбургской подзоне. Толща представлена серицит-кварцевыми сланцами и кварцитами (метасилицитами), часто углеродсодержащими, радиоляритами, аповулканогенными зелеными и филлитовидными сланцами. В.М. Мосейчук и др. [2000 г.] считают, что в ее составе заметную роль играют метатуфы и метатуффиты андезитов, дацитов и риодацитов, метатуфопесчаники, метатуфоалевролиты. Мощность толщи 300–500 м. Граница с подстилающей копаловской толщей согласная с переслаиванием. Верхний контакт с более молодыми отложениями тектонический.

Толща плохо обнажена. Она прослеживается по высыпкам и искусственным выработкам выдержанной полосой в зоне Кацбахского разлома. Южная граница ее выходов зафиксирована на широте пос. Александр-Невский, а на север они трассируются до долины р. Курасан.

На более ранних геологических картах эти отложения выделялись как самостоятельная толща кремнистых сланцев. По возрасту практически



все исследователи относили ее к каменноугольным отложениям. Средним визе эту толщу датировали К.П. Плюснин, А.А. Плюснина [Объяснительная записка ..., 1964], И.Д. Соболев [Геологическая карта Урала ..., 1971]. Ю.Н. Замига и др. [1965 г.] выделяли ее в верхнюю осадочную толщу среднего – позднего визе, а В.В. Бабкин и др. [1976 г.] относили к сыпытауской толще такого же возраста. Кремнистые образования арсинской толщи рассматривались также в составе кидышской вулканогенно-осадочной толщи нижнего – среднего? визе [Бабкин и др., 1971 г., 1976 г.] или верхнего турне – нижнего визе [Объяснительная записка ..., 1964; Геологическая карта Урала ..., 1971].

Фаунистическую характеристику толща получила при проведении работ по ГДП–200 (новая серия), палеонтологическое сопровождение которых осуществляла наша группа.

В 1995 г. в 3 км юго-западнее пос. Арсинский в карьере юго-восточнее дороги Челябинск – Магнитогорск (точка 0741) (рис. 2.61, 2.62) в кремнисто-глинистых сильно измененных плитчатых сланцах из прослоя гематитизированных слоистых разностей нами собраны конодонты *Palmatolepis foliacea* Young., *Pa. hassi* Müll. et Müll., *Polygnathus* cf. *decorosus* Stauf. и другие. Было встречено очень много рамиформных элементов. Данный комплекс конодонтов распространен в доманиковом, мендымском и аскынском горизонтах рязякского надгоризонта. В Западно-Магнитогорской зоне этому уровню отвечает мукасовская свита, в Учалинско-Александринской подзоне — бабарыкинская толща.

Южнее отложения того же стратиграфического интервала обнажены в карьере на горе Мал. Березовая, в 1,5 км на юго-запад от пос. Рассвет. В кремнисто-серицитовых тонкоплитчатых, даже листоватых, сланцах (рис. 2.63, 2.64) найдены конодонты очень плохой сохранности *Ancyrodella* sp., *Palmatolepis* cf. *plana* Zieg. et Sand., *Pa. ex gr. rhenana* Bisch., *Polygnathus* sp. и множество рамиформных элементов. Совместное нахождение этих форм на западном склоне Южного Урала отмечается в мендымском и аскынском горизонтах франского яруса, а в Западно-Магнитогорской зоне подобный комплекс встречается в мукасовской свите.

Самые крайние восточные выходы арсинской толщи зафиксированы в логу Сосновский, в 2,5 км северо-западнее пос. Сухтелинский. Здесь в радиоляриевых глинисто-кремнистых листоватых сланцах, описанных В.В. Бабкиным и др. [1971 г.] в составе кидышской свиты ранне-средневизейского возраста, в левом борту широтного колена лога в небольшом скальном обнажении найдены многочисленные конодонты (точка 0740) *Palmatolepis* cf. *foliacea* Young., *Pa. plana* Zieg. et Sand., *Pa. rhenana brevis* Zieg. et Sand., *Pa. aff. Pa. simpla* Zieg. et Sand., характерные для мендымского и аскынского горизонтов франского яруса. Мощность толщи до 400 м.

По имеющимся палеонтологическим данным арсинская толща достаточно хорошо коррелируется с мукасовской свитой. Однако вопрос

об ее объеме требует уточнения, поскольку она плохо обнажена, слагающие ее породы метаморфизованы, а встреченная фауна имеет плохую сохранность.

На юге Восточно-Магнитогорской зоны к аналогам арсинской толщи можно отнести кремнистые породы солончатской толщи. Ее выходы известны на правом берегу руч. Чилижный (Солончатка) в 5,5 км выше устья. Контакт с подстилающими отложениями шубартауской толщи не обнажен. В задернованном интервале мощностью около 70 м выше биогермных

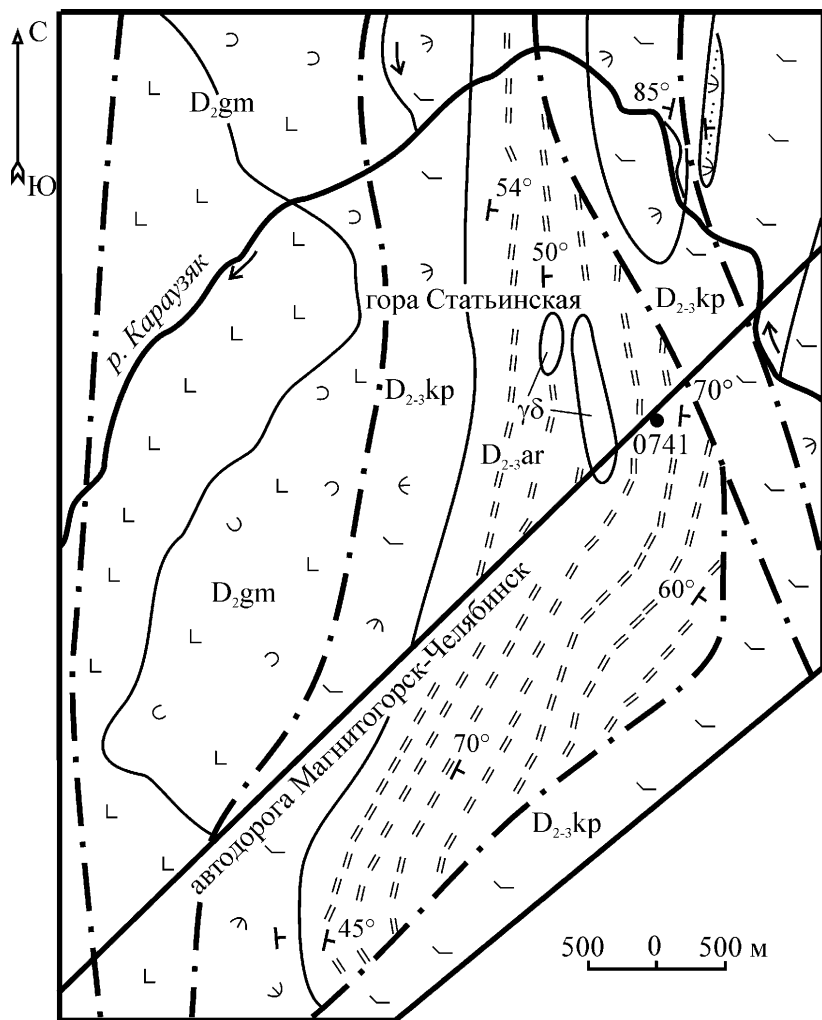


Рис. 2.61. Схематическая геологическая карта района пос. Арсинский

Свита толща	Индекс	Литология	Мощ.м	№ обр.	Характеристика пород
Гумбейская	D <sub>2</sub> gm		400-600	0707 • 0704-0706 • 0734 • 0732	Ритмичная пачка туфов базальтов пироксеновых и плагиоклаз-пироксеновых лапиллиевых и пепловых с прослоями кремнистых туффитов
			300-400		Ритмичная пачка туффитов дацитового состава пепловых, иногда углерод-содержащих, туфоконгломератов, туфографелитов туфопесчаников, туфоалевролитов, конгломерато-брекчий
			600-700		Ритмичная пачка ксенотуфов и туфов базальтов пироксеновых, часто с обломками кремнистых туффитов и яшм, агломератовых, лапиллиевых и пепловых, туффитов, тефроидов того же состава, изредка с прослоями яшм
			1300 - 1700		Яшмы и кремнистые туффиты, изредка с прослоями пепловых туфов базальтов
Новобуранная	D <sub>2,3</sub> nb		300-400		Туфы базальтов пироксеновых и плагиоклаз-пироксеновых, пепловые и мелколапиллиевые с редкими прослоями яшм и кремнистых туффитов, реже базальты плагиоклаз-пироксеновые. В основании разреза туфопесчаники, изредка с прослоями известняков
Аблязовская	D <sub>2</sub> ab		500-600		

Рис. 2.62. Разрез Арсинский. Составила А.В. Яркова [1996 г.]

Условные обозначения см. на стр. 200

известняков с остатками живетских и нижнефранских брахиопод [Степанова, 1985 г., 1989 г.] отмечаются изолированные выходы обломочных пород с мелкими обломками известняков. Нами в 2001 г. в кремнистых сланцах найдены многочисленные отпечатки конодонтов удовлетворительной сохранности, представленные довольно однообразным комплексом конодонтов (точки 0561, 01293) *Icriodus symmetricus* Br. et Mehl, *Mesotaxis* cf. *dengleri*

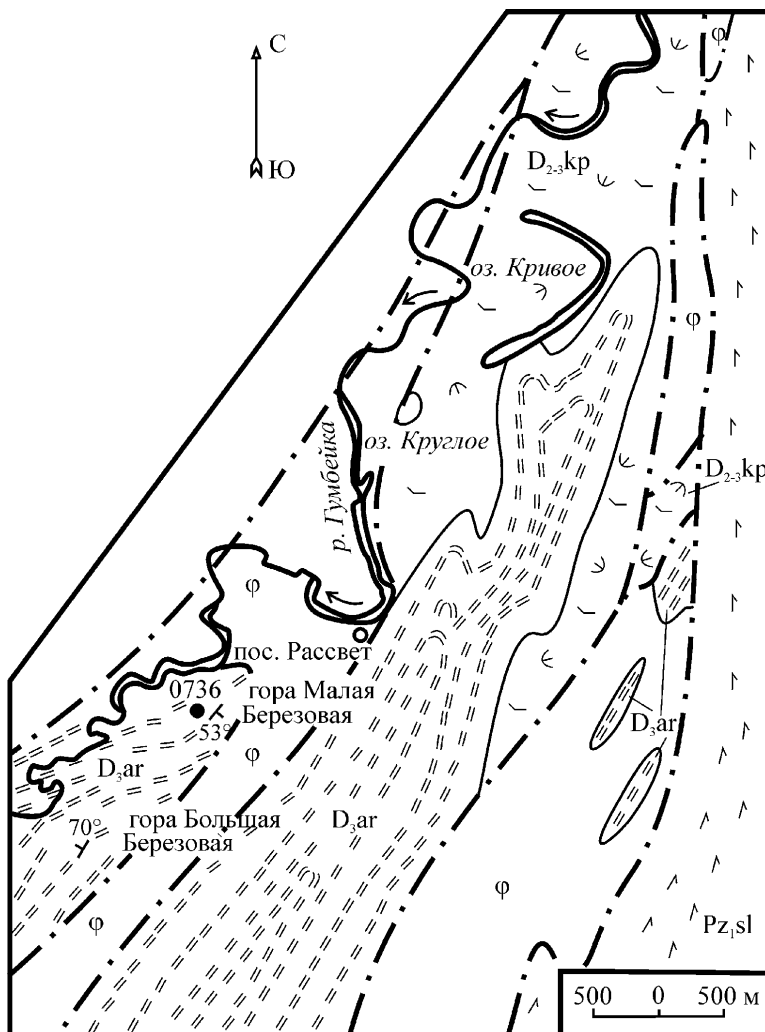


Рис. 2.63. Схематическая геологическая карта района пос. Рассвет. Составила А.В. Яркова [1996 г.]

Условные обозначения см. на стр. 200

(Bisch. et Zieg.), *Polygnathus cf. dubius* Hinde. По приведенному набору таксонов вмещающие их отложения можно сопоставить с основанием мукасовской свиты Западно-Магнитогорской зоны, а самую солончатскую толщу можно соотносить с бабарыкинской толщей. В соответствии с палеонтологическими данными предположительно границу с подстилающими отложениями можно считать постепенной. Мощность кремнистой толщи, очевидно, не превышает 30 м. Верхний контакт не обнажен. Более верхняя часть разреза сложена лавами и туфами трахибазальтов и трахиандезитов.

### Аблязовская толща (D<sub>3</sub>ab)

Под этим названием впервые выделена при геологическом доизучении Магнитогорской площади масштаба 1:25 000 [Мосейчук и др., 1990 г.] и принята в качестве унифицированного подразделения в Легенде [1999] для Восточно-Магнитогорской зоны. Аблязовская толща развита на отдельных участках во всех подзонах Восточно-Магнитогорской зоны.

В составе толщи ведущую роль играют базальты, реже андезибазальты, в резко подчиненном количестве развиты трахибазальты, трахиандезибазальты порфиоровые пироксеновые и плагиоклаз-пироксеновые, их лавобрекчии, кластолавы, туфы, туффиты, тефроиды, туфоконгломераты, туфопесчаники,

Свита, толща	Индекс	Литология	Мощ., м	№ обр.	Характеристика пород
Арсинская	D <sub>3</sub> ar		400-500	0736 ●	Кремнистые сланцы, часто углеродсодержащие
Копаловская	D <sub>2,3</sub> kp		400-600		Туфы, туффиты и тефроиды, реже лавы андезитов, андезибазальтов и базальтов, хлорит-кварцевые, кварц-альбит-хлоритовые, хлорит-полевошпатовые сланцы по вулканитам

Рис. 2.64. Разрез Малая Березовая (левобережье р. Гумбейка выше и ниже пос. Рассвет)

изредка с прослоями туфов риодацитов, кремнистых пород и известняков. Мощность ее составляет 320–1200 м. В Магнитогорской подзоне подстилающие отложения неизвестны. В Учалинско-Александринской подзоне толща согласно залегает на породах бабарыкинской толщи, а в Кипчакской и Гумбейской подзонах — на образованиях новобуранной толщи. Также согласно перекрывается вулканитами новоивановской толщи. Верхняя граница изучена по керну глубоких скважин в Магнитогорской подзоне [Емельянов и др., 1965 г.; Мосейчук и др., 1990 г.]. В Учалинско-Александринской подзоне аблязовская толща слагает Ложкинскую синклираль<sup>1</sup>. Взаимоотношения толщи с вышележащими отложениями изучены только к югу от горы Каменной поисковой скважиной 5287 [Штейнберг и др., 1990 г.]. В Гумбейской подзоне в 2 км юго-восточнее горы Сара-Тюбе граница с новоивановской толщей вскрывалась линией шурфов [Чайко и др., 1977 г.].

Во многих разрезах в верхах аблязовской толщи появляются отдельные потоки трахибазальтов и трахиандезибазальтов, свойственные уже новоивановской толще, что позволяет говорить о постепенной границе между этими стратонами [Мосейчук и др., 2000 г.]. В разрезах Магнитогорской подзоны в верхах аблязовской толщи залегает ритмичная пачка агломератовых и лапиллиевых туфов базальтов, гематитизированных в верхней части и выделяющихся вишневого и сиреневого окраской.

Обнаженность пород аблязовской толщи обычно хорошая. Коренные выходы наблюдаются в районе Паршивых гор на левобережье Верхнеуральского водохранилища, в низовьях р. Сухая и на р. Нижняя Солодянка в районе горы Шикуртау, севернее пос. Новобуранное, в районе поселка Аблязово.

Типовой разрез, фаунистически охарактеризованный, установлен в Гумбейской подзоне в районе пос. Аблязово [Салихов и др., 1987]. В основании толщи залегает ритмичная пачка пестроокрашенных обломочных пород с маломощными прослоями ильменит-титано-магнетитовых песчаников общей мощностью 30–50 м — сарытубинская толща [Салихов и др., 1987]. В обломочном материале присутствуют хорошо окатанные вишневые яшмы, кварцевые порфиры, кремнистые туффиты, базальты. Г.А. Смирнов и др. [1974] считали ее базальной. Такого же мнения придерживались А.Н. Захарьевич и др. [1964 г.], К.П. и А.А. Плюснины [Объяснительная записка ..., 1964], В.М. Мосейчук и др. [1992 г.]. Однако Г.А. Смирнов и др. [1974] подчеркивали, что «конгломераты развиты не повсеместно, участками они, по-видимому, совсем не отлагались». Эта обломочная пачка [Мосейчук и др., 1990 г.] подстилается, в свою очередь, слоистой осадочной толщей кремнистых алевролитов, песчаников, содержащих в обилии

---

<sup>1</sup> В Учалинско-Александринской подзоне впервые толща выделена Ю.С. Емельяновым и др. [1963 г.] как нововоронинская. Под этим названием она вошла в Стратиграфические схемы Урала [1993].

кислый материал урлядинской толщи. Отсутствие ниже вулканитов аблязовской толщи кремней бабарыкинской толщи и наличие в этом стратиграфическом интервале обломочной пачки, с нашей точки зрения, может свидетельствовать как о локальном размыве, так и об ином процессе. Известно, что южнее широты пос. Новобуранное бабарыкинская толща не фиксируется. Не исключено, что на юге зоны, аналогично ситуации в Западно-Магнитогорской зоне, характер осадконакопления имел особенности, обусловленные резкой дифференциацией палеорельефа дна, которое в целом было приподнято, что способствовало формированию разнофациальных толщ с известняками, резко меняющихся по латерали.

Верхняя часть аблязовской толщи представлена пироксеновыми порфиритами базальтового состава, их туфами с редкими прослоями кремнистых туффитов. Она не содержит фаунистических остатков. Мощность толщи колеблется в пределах 400–1000 м.

Аблязовская толща датируется по находкам фауны брахиопод, кораллов и фораминифер из известняков темно-серых, глинистых и органогенно-детритовых. Эта фауна характерна для аскынского горизонта франского яруса [Захарьевич и др., 1960 г.; Салихов и др., 1987; Мосейчук и др., 2000 г.]. В последние годы получены данные по конодонтам.

Впервые фаунистическую характеристику получили отложения аблязовской толщи в Учалинско-Александринской подзоне [Мосейчук и др., 2000 г.]. Скважинами в основании аблязовской толщи вскрыта ритмичная пачка переслаивания туфопесчаников и кремней, тефроидов, туффитов, с подчиненными маломощными прослоями (первые сантиметры) детритовых песчанистых известняков. В нескольких прослоях песчанистых известняков А.Г. Рыжовым (Александринская ГСП) в скважине 845, расположенной в 1,5 км к юго-юго-востоку от горы Вышка, выделены многочисленные конодонты. На глубине 396,5 м идентифицированы *Palmatolepis* cf. *Pa. delicatula* Br. et Mehl (sensu Ziegler et Sandberg, 1990), *Pa. gigas gigas* Mill. et Young., *Pa. hassi* Müll. et Müll., *Pa. ljaschenkoae* Ovn., *Pa. praetriangularis* Zieg. et Sand., *Pa. rhenana brevis* Ziegl. et Sand., *Pa. rhenana rhenana* Bisch., *Pa. subrecta* Mill. et Young., характерные для зоны linguiformis из самых верхов аскынского горизонта франского яруса. В этом же образце найдены единичные *Pa. clarki* Zieg., *Pa. cf. triangularis* Sann., типичные для барминских слоев фаменского яруса. В интервале 395,0–396,0 м определен комплекс *Ancyrodella ioides* Uyeno, *Anc. nodosa* Ulr. et Bas., *Palmatolepis hassi* Müll. et Müll., *Pa. linguiformis* Müll., *Pa. lyaiolensis* Khr. et Kuz., *Pa. rhenana nasuta* Müll., *Pa. rhenana rhenana* Bisch., *Pa. subrecta* Mill. et Young., распространенный в зоне linguiformis франского яруса.

Выше по разрезу в пробе из микститового слоя с обломками базальтов, туффитов, кремней и детритовых известняков, в известковистом цементе, в интервале 374,0–375,0 м определены два комплекса конодонтов: верхнефранский, характерный для зоны linguiformis — *Ancyrodella nodosa*

Ulr. et Bas., *Palmatolepis foliacea* Young., *Pa. hassi* Müll. et Müll., *Pa. subrecta* Mill. et Young., и нижефаменский, состоящий из единичных экземпляров *Ancyrognathus cf. cryptus* Zieg., *Palmatolepis clarki* Zieg., *Pa. delicatula delicatula* Br. et Mehl, *Pa. quadrantinosalobata praeterita* Schül., *Pa. subperlobata* Br. et Mehl, *Pa. triangularis* Sann., известный в барминских слоях. В образце из того же микстита с глубины 374,1 м определены единичные *Palmatolepis praetriangularis* Zieg. et Sand., *Pa. subperlobata* Br. et Mehl, *Pa. triangularis* Sann. Комплекс характерен также для барминских слоев, соответствующих зонам Early—Middle triangularis фаменского яруса. Мощность пачки около 100 м. Выше по разрезу залегают вулканиты основного состава.

В керне скважины 5917, пройденной в 3,5 км северо-восточнее пос. Муравейник в пробе из интервала 264,3—264,9 м в основании аблязовской толщи, залегающей непосредственно на кремнистых породах бабарыкинской толщи, из обломочного песчанистого известняка с пирокластикой базальтов выделены конодонты *Ancyrodella gigas* Young., *Anc. nodosa* Ulr. et Bas., *Palmatolepis amplificata* Klap., Kuz. et Ovn., *Pa. gigas* Mill. et Young., *Pa. lyaiolensis* Khr. et Kuz., *Pa. hassi* Müll. et Müll., *Pa. rhenana brevis* Zieg. et Sand., *Pa. rhenana nasuta* Müll., *Pa. rhenana rhenana* Bisch., *Polygnathus brevis* Mill. et Young., *Pol. krestovnikovii* Ovn., характерные для зоны linguiformis, что соответствует верхней части аскынского горизонта франского яруса. Выше по разрезу в интервале 254,5—255,0 м в карбонатном цементе туфопесчаников с пирокластикой базальтов обнаружен комплекс конодонтов, представленный многочисленными *Palmatolepis clarki* Zieg., *Pa. delicatula delicatula* Br. et Mehl., *Pa. perlobata perlobata* Ulr. et Bas., *Pa. quadrantinosalobata praeterita* Schül., *Pa. triangularis* Sann., составляющими основу комплекса зоны Late triangularis из основания макаровского горизонта фаменского яруса.

Сходный разрез можно наблюдать в северной части Восточно-Магнитогорской зоны, в обнажениях южнее пос. Межозерный в районе горы Талган. На южных склонах высоты 645,3 выходят яшмовидные кремнистые алевролиты тонкослоистые, черные, прослоями красно-коричневые и зеленватые. Мощность 50—70 м.

Контакт с подстилающими отложениями бабарыкинской толщи не обнажен. В кремнистых алевролитах обнаружены (точка 0374, рис. 2.65, 2.66): *Ancyrodella nodosa* Ulr. et Bas., *Palmatolepis rhenana nasuta* Müll., *Pa. subrecta* Mill. et Young., характерные для зон Late rhenana—linguiformis, соответствующих аскынскому горизонту [Артюшкова, Маслов, 1998].

Выше по разрезу залегают кремнистые туффиты зеленого цвета, слоистые, содержащие *Palmatolepis rhenana nasuta* Mill., *Pa. punctata* (Hinde) (точка 0374а). Мощность 10—15 м.

Далее в интервале 50—70 м обнажено тело габбро-диабазов.

В вышележащем интервале наблюдается пачка вишневых кремней с конодонтами *Palmatolepis subrecta* Mill. et Young. (точка 0374б) мощностью 15 м.



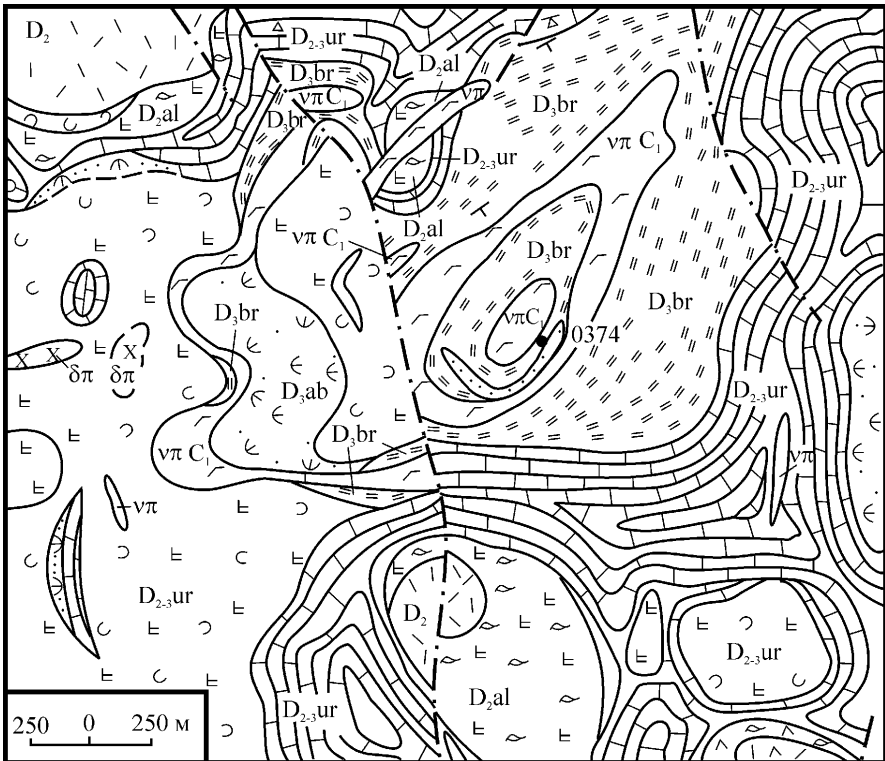
Толща с прослоями кремней перекрывается вулканогенно-обломочной толщей, отнесенной предыдущими исследователями к колтубанской свите.

В Гумбейской подзоне интересные новые материалы получены по разрезу на горе Острая в междуречье рек Бахта и Гумбейка в 6 км южнее пос. Трехбитский.

Здесь на левом берегу р. Гумбейка, по данным Ю.Н. Замиги и др. [1963 г.] и нашим наблюдениям, можно представить следующий разрез.

В восточном подножии горы залегают базальты и андезибазальты, их туфы и туфобрекчии.

Западнее и выше по разрезу в высыпках и коренных выходах наблюдаются осадочные породы — кремнистые брекчии и песчаники. Вершина горы сложена туфобрекчиями с крупными обломками эффузивов основного состава и окварцованных известняков.



**Рис. 2.65. Геологическая карта района горы Талган. Составили В.Д. Кочетова, А.Д. Штейнберг [1990 г.]**

Условные обозначения см. на стр. 200

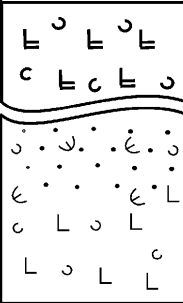
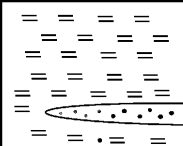
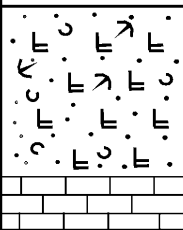
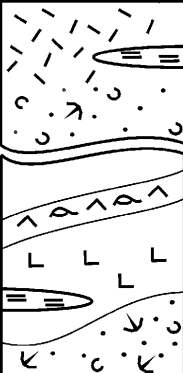
Свита, толща	Индекс	Литология	Мощ. м	№ обр.	Характеристика пород
Аблязовская	D <sub>3</sub> ab		1200-1500	● 0374	Базальты, андезибазальты и их туфы, туфоконгломераты, туфогравелиты, туфопесчаники
Бабарыкинская	D <sub>3</sub> br		50-400		Кремнисто-глинистые сланцы, алевролиты, песчаники
Урлядинская	D <sub>3,3</sub> ur		200-500		Базальты, андезибазальты, андезиты, дациты, риодациты, риолиты и их туфы. Туфоконгломераты, туфопесчаники, туфоалевролиты, кремнистые туффиты, кремнисто-глинистые сланцы, алевролиты, песчаники, известняковые брекчии, известняки
Александринская	D <sub>2</sub> kr		1200-1300		Верхняя подсвита - кварцевые риолиты, дациты, андезидациты и их туфы с прослоями базальтов и их туфов. Туфоконгломераты, туфопесчаники, яшмоиды, кремнистые сланцы. Нижняя подсвита - базальты, андезибазальты, андезиты и их туфы с прослоями андезидацитов, дацитов, риодацитов, и их туфов. Туфоконгломераты, туфопесчаники, кремнистые сланцы

Рис. 2.66. Стратиграфическая колонка к геологической карте района горы Талган. Составила О.В. Артюшкова по материалам А.Д. Штейнберга и др. [1990 г.]

На западных склонах горы Острой в очень небольших выходах и высыпках обнажены кремнистые туффиты, имеющие яшмовидный облик, туфопесчаники, туфоконгломераты с обломками вулканитов, жильного

кварца и известняков. Мощность толщи 750–850 м. В яшмовидных тонкослоистых кремнистых туффитах, залегающих, несомненно, в коренных обнажениях, найдены два отпечатка конодонтов и один целый экземпляр хорошей сохранности (точка 0728) *Palmatolepis hassi* Müll. et Müll. Данный вид имеет распространение в зонах *hassi* – *linguiformis*. В разрезах западного склона Южного Урала он распространен в верхах доманиковского, мандымского и аскынского горизонтах франского яруса.

В подножии западного склона горы Острой канавами вскрыты два тела известняков, которые залегают «выше» по разрезу яшмовидных туффитов с конодонтами в обломочной толще. По данным Ю.Н. Замиги и др. [1963 г.], в этих известняках были найдены кораллы, которые, по определению М.В. Шурыгиной, соответствуют нижнему эйфелю Германии. Ю.Н. Замига и соавторы считали, что эти известняки, так же как и известняки у станции Субутак, залегают в вулканогенно-осадочной толще, возраст которой соответствует возрасту этих известняков. Более того, эти авторы указывали, что известняки залегают в виде линз среди осадочных пород или среди базальтов. Все эти данные не согласуются с новыми находками конодонтовой фауны. Возникает вопрос: в чем причина такого несовпадения возраста толщи, датированной по фауне из известняков и по фауне конодонтов из кремнистых яшмовидных туффитов? Возможны несколько вариантов объяснения. Во-первых, не исключено, что сохранность кораллов была недостаточной, чтобы однозначно решить вопрос о раннеэйфельском времени их жизни. Во-вторых, что представляется наиболее вероятным, известняки залегают не *in situ*, а находятся в аллохтонном залегании. В-третьих, можно предположить залегание яшмоидов с конодонтами в тектоническом блоке. С нашей точки зрения, нормальное залегание кремнистых туффитов с конодонтами в разрезе толщи не вызывает сомнения. Имеется основание утверждать, что вулканогенно-осадочные образования позднедевонского возраста имеют более широкое развитие в этом районе, чем предполагалось ранее. Мы считаем, что тела известняков с нижнедевонской фауной являются крупными обломками в ксенотуфах или приурочены к зоне разлома.

Таким образом, комплекс пород вулканогенно-осадочной толщи на горе Острой, закартированный Ю.Н. Замигой с соавторами [1963 г.] как аналоги ирендыкской свиты, на самом деле является верхнедевонским (см. рис. 2.50). Данный факт еще раз показывает, что сопоставление толщ, сходных по литологическому составу, не всегда верно. И датировки вулканогенных и вулканогенно-осадочных комплексов по фауне из известняков, не связанных достоверно с этими породами, в лучшем случае приближительны, а чаще ошибочны.

Таким образом, по имеющимся палеонтологическим данным аблязовская толща соответствует верхней части аскынского горизонта франского яруса и нижней части фаменского яруса в объеме барминских

слоев и, может быть, основания макаровского горизонтов. Она является полным аналогом бугодакской и биягодинской свит Западно-Магнитогорской зоны.

Достоверно установленных аналогов аблязовской толщи на юге Восточно-Магнитогорской зоны не выявлено. Можно предполагать их наличие в Кваркенском и Ашебутакском районах Оренбургской области.

### ***Шелудивогорская толща (D<sub>3</sub>ǝg)***

Толща впервые выделена при ГДП–200 В.М. Мосейчуком и др. [2000 г.] и Ал.В. Тевелевым, И.А. Кошелевой [2002] в Уйско-Новооренбургской подзоне в районе гор Шелудивых. Она сложена трахибазальтами, абсарокитами, шошонитами, базальтами, реже трахиандезибазальтами, андезибазальтами порфировыми пироксеновыми и плагиоклаз-пироксеновыми, их туфами, туффитами, тефроидами, туфопесчаниками, туфоалевролитами с прослоями кремнистых туффитов. Отмечаются пачки микститов. Мощность толщи достигает 1000 м. Нижний и верхний ее контакты тектонические.

Опорный разрез шелудивогорской толщи наблюдается в скальных обнажениях по р. Курасан на широтном отрезке ее между устьем р. Сухой Курасан и трактом Челябинск – Магнитогорск, где река пересекает Ущельские (Шелудивые) горы. Разрез известен в литературе [Бабкин и др., 1971 г.; Кабанов, 1981; Иванов и др., 1996; Тевелев, Кошелева, 2002]. Породы толщи слагают одноименную синклинальную структуру. Ее разрез имеет отчетливое двучленное строение, состоит из вулканогенно-осадочной и вулканогенной частей. Последняя петрохимически специфична и представлена калиевыми субщелочными базальтами. Есть разные интерпретации расчленения толщи. В.В. Бабкиным [1971 г.] вулканыты показаны в основании разреза Шелудивых гор и датированы эйфелем – живетом (?), вулканогенно-осадочная пачка была помещена им выше по разрезу и отнесена к живетскому ярусу. В более поздних работах вулканогенная пачка отнесена к верхам разреза и датирована поздним девонем [Кабанов, 1981], или фаменом [Стратиграфические ..., 1993; Язева, Бочкарев, 1998]. К.С. Иванов выделил ее в курасанский комплекс [Стратиграфические ..., 1993], полагая, что он имеет объем всего верхнего девона. Высказывалось мнение о еще более молодом (триасовом) возрасте вулканогенной толщи на основании данных абсолютного возраста, полученных по породам из даек [Тевелев и др., 1998].

По представлениям В.В. Бабкина и др. [1971 г.], В.М. Мосейчука и др. [2000 г.], Ал.В. Тевелева [Тевелев, Кошелева, 2002], шелудивогорская толща слагает синклинальную структуру Шелудивых гор, крылья которой выполнены лавами трахибазальтов, абсарокитов, шошонитов, пироксен-плагиоклазовыми порфиритами базальтового и андезибазальтового состава с подчиненными прослоями туфов и пелитовых туффитов. Ядро

структуры сложено осадочно-вулканогенной толщей, в составе которой представлены туфы порфиритов основного состава, ксенотуфы с прослоями пироксен-плагиоклазовых порфиритов и кремнистые туффиты. В основании осадочно-вулканогенной толщи Шелудивых гор в западном крыле залегают слоистая пачка кремнистых туффитов, туфопесчаников и туфоалевролитов мощностью около 100 м.

Вулканогенная толща не содержит фаунистических остатков. В работе Б.А. Черменинова и др. [1955 г.] вулканиды датировались  $S_2-D_1$  по макрофауне из известняков по Желкубаевскому логу. Эта же точка зрения отражена на карте масштаба 1:200 000 [Объяснительная записка ..., 1964]. В.В. Бабкин и др. [1971 г.] по новым сборам фауны отнесли известняки лога Желкубаевского к живетскому ярусу, включая в состав осадочно-вулканогенной толщи Шелудивых гор. Находки радиолярий в этой толще по определениям Б.М. Садрисламова также указывали на живетский ярус.

В период подготовки к IV Уральскому стратиграфическому совещанию разрез по Шелудивым горам был изучен К.С. Ивановым. На левом берегу р. Куросан в 5,5 км выше пос. Сухтелинский в пересечении Шелудивых гор обнажен хороший естественный разрез. В нижней туффитовой (осадочно-вулканогенная толща В.В. Бабкина) пачке, К.С. Иванов назвал ее турбидитовой, были найдены конодонты *Palmatolepis hassi* Müll. et Müll., *Palmatolepis* sp. и *Polygnathus* sp., характерные для франского яруса. Мощность ее 400–500 м. На основании находок конодонтов К.С. Иванов датировал ее поздним франом. Верхняя (вулканогенная) толща была отнесена им к фаменскому ярусу [Стратиграфические ..., 1993]. Позднее К.С. Иванов, В.Н. Пучков, И.А. Пелевин [1996] сопоставляли эту толщу с колтубанской свитой ( $D_3f$ ) Западно-Магнитогорской зоны.

В западном крыле структуры в низах толщи развиты кремнистые туффиты и туфоалевролиты с прослоями туфопесчаников. Видимая мощность 200 м. Падение пород восточное. Выше по разрезу вскрывается пачка пород, представленная ритмично-слоистыми кремнистыми туффитами светло-серого цвета с зеленоватым оттенком, с радиоляриями, переслаивающимися с туфоалевролитами, из которой, вероятно, происходят находки конодонтов [Иванов и др., 1996]. Нами в 1996 г. в одном из прослоев обнаружены конодонты *Palmatolepis jamieae* Zieg. et Sand., *Pa.* cf. *Ijaschenkoae* Ovn., характерные для верхнефранского подъяруса. Верхняя часть разреза представлена пачкой туфов и туфобрекчий с прослоями вулканидов базальтового состава, ксенотуфов, мощностью 350–400 м. Подстилается осадочно-вулканогенная толща ультракалиевыми вулканидами, возраст которых установлен по конодонтам. Они обнажены в небольших выходах к западу от устья Сухого Куросана и вверх по течению этой реки. Ранее данные вулканиды сопоставлялись с эйфельскими или с живетскими комплексами. В 1–1,5 км от устья Сухого Куросана на его левом берегу среди рассматриваемых вулканидов отмечаются маломощные

прослой буровато-красных яшмоидов с радиоляриями. В 1998 г. в этих породах нам удалось найти конодонтов. Сохранность фауны плохая, однако полученный комплекс содержит *Palmatolepis plana* Zieg. et Sand., *Pa. aff. simpla* Zieg. et Sand. (точка 0844), характерные для верхнефранского подъяруса. Эта толща вулканитов имеет значительную мощность и прослеживается вверх по реке, слагая склоны ее долины. В южном направлении рассматриваемый вулканогенный комплекс прослеживается к р. Куросан и, по всей вероятности, слагает западные отроги Шелудивых гор. Тот же вулканогенный комплекс развит и с востока Шелудивых гор, где выполняет достаточно широкое межгорное понижение. В основании осадочно-вулканогенной пачки, перекрывающей базальты с востока, найден отпечаток конодонта *Palmatolepis rhenana brevis* Zieg. et Sand. (точка 0846), также подтверждающий позднефранский возраст вулканитов Шелудивых гор [Артюшкова, Маслов, 1998]. Общая мощность шелудивогорской толщи 850–1200 м.

Второй пункт, где шелудивогорская толща получила фаунистическую характеристику, расположен в 8 км юго-западнее пос. Сухтелинский на горе Мысовая, где обнажены самые восточные выходы толщи. Здесь на хребтике субмеридионального простирания обнажена слоистая толща, имеющая довольно крутое западное падение пород. Особенностью этой толщи является присутствие в разрезе грубозернистых кристаллокластических? туфов, в обломочном материале которых преобладает пироксен. Толща несет все признаки ритмичного строения. Ритмы заканчиваются кремнистыми туфоалевролитами с характерной ленточной слоистостью, содержат остатки радиолярий. В резко подчиненном количестве развиты пироксеновые порфиры базальтового состава. Мощность толщи не менее 500 м. Туфоалевролиты весьма напоминают аналогичные породы осадочно-вулканогенной толщи в стратотипическом разрезе шелудивогорской толщи. На вершине горы Мысовой в серо-зеленых тонкоритмичных кремнистых туффитах (точка 0845) нами были обнаружены отпечатки конодонтов плохой сохранности *Palmatolepis rhenana brevis* Zieg. et Sand., *Pa. subrecta* Mill. et Young., характерных для верхнего франа.

Датирование шелудивогорской толщи предшествующими исследователями по находкам фауны в известняках, обнажающихся на ручье Желкубаевском, в 1 км ниже моста на автостраде Магнитогорск – Челябинск, как теперь показано данными по конодонтам, ошибочно. Известняки залегают среди серпентинитов и не имеют прямого отношения к вулканитам Шелудивых гор.

Ал.В. Тевелев и И.А. Кошелева [2002] детально изучили шелудивогорскую толщу и расчленили ее на три подтолщи. Нижняя — трахибазальтовая, представлена «крупнопорфировыми пироксеновыми, высококальциевыми, низкотитанистыми абсарокитами, иногда миндалекаменными и вариолитовыми». Мощность подтолщи 500–2000 м. Средняя — базальт-

алевролитовая подтолща представлена чередующимися пачками базальтов, лавовых брекчий с глыбами трахибазальтов и туфов того же состава, алевролитов, кремнистых туффитов, прослоев «псевдошаровых базальтов». Мощность 300–700 м. К верхней алевролит-туфовой подтолще они отнесли туфы трахибазальтов, туффиты, прослои полосчатых кремнистых алевролитов, песчаников, гравелитов. Мощность подтолщи 500–2000 м. Находки конодонтов при такой схеме расчленения приурочены к нижней и средней подтолщам [Тевелев, Кошелева, 2002]. Выделенные подтолщи не выдержаны по простиранию и замещают друг друга. С нашей точки зрения, максимальные мощности подтолщ несколько завышены. Представляется, что двучленное деление толщи, предложенное В.В. Бабкиным [1971 г.; 1976 г.], наиболее оптимально.

Шелудивогорская толща сопоставляется с бугодакской толщей Западно-Магнитогорской зоны. Аналогия этих стратонов в определенной степени условна, поскольку мы не имеем разрезов с изученными нижней и верхней границами, но тем не менее, общие комплексы конодонтов (позднефранские) позволяют сделать именно такое сопоставление.

### ***Новоивановская толща (D<sub>3</sub>ni)***

Толща впервые выделена В.М. Мосейчуком и др. [1990 г.] при геологическом доизучении масштаба 1:25000 Магнитогорской площади. Под этим названием она вошла в Стратиграфические схемы Урала [1993] и Легенду Южноуральской серии [1999]. Хорошие обнажения толщи представлены в районе пос. Ивановский на правом берегу Верхнеуральского водохранилища. Она сложена трахибазальтами, шошонитами и трахиандезибазальтами, реже базальтами и андезибазальтами порфировыми плагиоклазовыми, пироксен-плагиоклазовыми, их лавокластитам, туфами, туффитами, изредка с прослоями туфоконгломератов, туфопесчаников и известняков, которые стратиграфически согласно залегают на породах аблязовской толщи. Наиболее характерными породами новоивановской толщи являются порфировые трахибазальты и трахиандезибазальты, реже базальты и андезибазальты с крупными (до 1–1,5 см) широкотаблитчатыми вкрапленниками плагиоклаза, составляющими иногда до 20–30% породы. Вулканогенно-осадочные и осадочные породы очень редки. Прослои известняков единичны. Верхняя граница с породами шумилинской свиты или с известняками свиты горы Магнитной также стратиграфически согласная. В естественных обнажениях взаимоотношения наблюдаются редко, обычно они вскрывались профилями скважин и горными выработками [Бабкин и др., 1964 г.; Чайко и др., 1977 г.; Штейнберг и др., 1990 г.]. В Магнитогорской подзоне граница между новоивановской толщей и вышележащей шумилинской свитой описана В.М. Мосейчуком и др. [1990 г., 2000 г.] в скальных выходах в Главном и Дальнем карьерах Магнитогорского месторождения, в карьере месторождения Мал. Куйбас, в одной из железно-

дорожных выемок южнее горы Железнодорожной. Во всех этих пунктах она согласная. Иногда отмечаются местные размывы и несогласия. Мощность толщи, по данным В.М. Мосейчука и др. [2000 г.], составляет 150–800 м.

В более ранних работах новоивановская толща не выделялась в самостоятельный стратон и описывалась вместе с аблязовской толщей в составе колтубанской свиты или порфиритовой толщи франского возраста. При крупномасштабном геологическом доизучении эти образования были отнесены к фамену [Чайко и др., 1974 г., 1977 г., 1982 г.; Шалагинов и др., 1984 г.]. А.Д. Штейнберг и др. [1990 г.] выделили их в верхнеуральскую толщу нижнего фамена. В.М. Мосейчук и др. [1990 г.] отнесли ее к позднему франу – раннему фамену, но позднее оставили за ней только фаменский возраст [Мосейчук и др., 2000 г.].

Находки фауны в новоивановской толще из-за крайне ограниченно развитых осадочных пород в ее составе очень редки. Единичные определения фораминифер и брахиопод дают довольно широкий диапазон в пределах верхнего девона. В основном выводы о возрасте новоивановской толщи базируются на немногих находках фауны в подстилающей аблязовской толще и в перекрывающих образованиях шумилинской свиты [Салихов и др., 1987; Мосейчук и др., 2000 г.]. Датировки, касающиеся конкретно новоивановской толщи, не всегда однозначны, корреляция производится по разным группам фауны. Использование для сравнения таких критериев, как химический состав и данные по редкоземельным элементам, нередко приводит к очень субъективным выводам. Возможно, что для выделения новоивановской толщи в качестве самостоятельного стратиграфического подразделения всех вышеперечисленных сведений все-таки недостаточно. Толща имеет очень тесную связь с вышележащей шумилинской свитой и близка к ней формационно, поэтому не исключено, что она является составной частью последней.

### *Шумилинская свита (D<sub>3</sub>–C<sub>1</sub> жт)*

Свита впервые выделена В.М. Мосейчуком при геологическом доизучении масштаба 1:25000 Магнитогорской площади в объеме фаменского яруса (без самых низов шамейского горизонта), всего турне и косьвинского горизонта нижнего визе включительно [Мосейчук и др., 1990 г.]<sup>1</sup>. Она представлена трахиандезитами, андезитами, трахидацитами, трахириолитами, трахириодацитами, реже дацитами, риодацитами, риолитами и их кластолавами, туфами, ксенотуфами, туффитами, тефроидами, туфопесчаниками, туфоалевролитами, известняковыми конгломератами и брекчиями и известняками. Шумилинская свита согласно залегает на новоивановской толще. На юге Магнитогорской подзоны она перекрыта и частично фаци-

---

<sup>1</sup> Согласно стандартной конодонтовой шкале, косьвинский горизонт по конодонтовой характеристике должен быть помещен в состав турнейского яруса [Постановления ..., 2003].



ально замещена породами свиты горы Магнитной, в других разрезах на ней залегают породы каменноугольной березовской свиты. Контакт с известняками свиты горы Магнитной изучен В.М. Мосейчуком и др. [1990 г.] в Главном и Дальнем карьерах Магнитогорского месторождения. Породы в зоне контакта обычно скарнированы. Вулканиды шумилинской свиты близ контакта часто превращены в метасоматиты, известняки — в мраморы, но участками сохраняются и слабо измененные породы. Фациальное замещение верхних пачек шумилинской свиты известняками свиты горы Магнитной четко устанавливается в разрезах переходного типа по одно-возрастной фауне из обеих свит [Мосейчук и др., 1990 г., 2000 г.].

Стратотипом шумилинской свиты служит разрез на северном берегу Верхнеуральского водохранилища западнее пос. Ивановский (Новоивановский), вскрытый широтным профилем скважин глубиной 300–800 м. Фрагменты этого разреза наблюдаются в скальных выходах на берегу водохранилища между бывшим хут. Шумилин (теперь база отдыха «Метизник») на востоке и устьем лога Михайловский на западе [Мосейчук и др., 1990 г.]. Естественный разрез шумилинской свиты вскрыт также на правом берегу р. Урал выше пос. Верхнекизильского, непосредственно вниз по течению от плотины Верхнеуральского водохранилища [Кашина, Степанова, 1993 г.]. В литературе разрез шумилинской свиты описан в районе пос. Поповский на левом берегу р. Урал ниже г. Верхнеуральск [Плюснин и др., 1957 г.; Объяснительная записка ..., 1964; Плюснина, 1974; Кочеткова и др., 1980; Мизенс, 2002].

Фаунистически свита достаточно полно охарактеризована во многих обнажениях, шурфах и скважинах, откуда из прослоев известняков в вулканогенно-осадочных породах собраны богатые комплексы различной фауны. По фораминиферам и конодонтам [Мосейчук и др., 1990 г.; Пазухин, Артюшкова, 1989 г.] шумилинская свита расчленена на мурзакаевский, кушелгинский и литвинский горизонты [Стратиграфические ..., 1993]. По литологическим особенностям она подразделяется В.М. Мосейчуком и др. [1990 г., 2000 г.] на три пачки: нижнюю, существенно вулканогенную, в объеме всего фаменского яруса. Вторая и третья пачки содержат в своем составе вулканогенно-осадочные породы и коррелируются соответственно с турнейским и низами визейского (косьвинский горизонт) ярусов нижнего карбона. Мощность шумилинской свиты, по данным В.М. Мосейчука и др. [1990 г.], варьирует от 60–90 м в Гумбейской до 1300 м в Магнитогорской подзонах.

В южной части Восточно-Магнитогорской зоны, в Ащевутакском и Домбаровском районах, с шумилинской свитой коррелируется будамшинский вулканогенный комплекс мощностью 600 м [Лисов и др., 2002 г.], представленный трахиандезитами, трахидацитами, андезибазальтами, трахириодацитами и их туфами, туффитами туфопесчаниками, туфоалевролитами и известняками, в которых определены *Septabrunsia cf. kungurica* Reitl., *Septaglomospiranella primaeva* var. *kazakhstanica* Reitl. [Стратиграфические ..., 1993].

### *Свита горы Магнитной (D<sub>3</sub>–C<sub>1</sub> mg)*

Свита выделена В.М. Мосейчуком и др. [1990 г.] при геологическом доизучении района Магнитогорского рудного поля в масштабе 1:25000. Развита в южной части Магнитогорской подзоны. Представлена детритовыми, обломочными известняками, известняковыми конгломератами и брекчиями с единичными прослоями туфоалевролитов и туффитов. Свита залегает на разных горизонтах шумилинской свиты и является фациальным аналогом верхов шумилинской свиты, что прослежено В.М. Мосейчуком и др. [1990 г.] как в обнажениях, так и с помощью картировочного бурения. Перекрывается согласно вулканитами березовской свиты. Мощность ее от 120 м в Главном карьере Магнитогорского месторождения до 320 м в более южных разрезах. В отдельных разрезах ее мощность не превышает 15–20 м.

Свита является рудовмещающей, содержит железные руды. Большинство предыдущих исследователей известняки свиты горы Магнитной относились к березовской свите на основании находок фауны в верхней части известняков в карьере Магнитогорского месторождения. На карте масштаба 1:200000 они показаны в составе этой свиты как средняя толща верхнего турне – нижнего визе [Объяснительная записка ..., 1964]. Позднее эти отложения на основании многих новых определений разнообразной фауны датированы фаменом – косьвинским временем турне [Чайко и др., 1974 г.]. В.Н. Пазухиным [Пазухин, Артюшкова, 1989 г.] по материалам из естественных обнажений и скважин установлена конодонтовая последовательность от мурзакаевского горизонта фамена до косьвинского горизонта верхнего турне, что и легло в основу датировок свиты горы Магнитной.

Таким образом, во всей Восточно-Магнитогорской зоне фаменские отложения представлены преимущественно вулканогенными породами, мощность которых достигает 2000 м. Они имеют специфический щелочной уклон. Осадочные и вулканогенно-осадочные образования развиты незначительно.

По всей вероятности, вулканические комплексы фаменского возраста Восточно-Магнитогорской зоны предположительно могли служить основным источником обломочного материала для зилаирской свиты.

### **СХЕМА СТРАТИГРАФИИ ДЕВОНСКИХ ОТЛОЖЕНИЙ ЗАПАДНО-МАГНИТОГОРСКОЙ СТРУКТУРНО- ФАЦИАЛЬНОЙ ЗОНЫ И ЕЕ СОПОСТАВЛЕНИЕ СО СХЕМАМИ СОСЕДНИХ ЗОН ЮЖНОГО УРАЛА**

Стратиграфическое расчленение вулканогенных и вулканогенно-осадочных толщ палеозоя восточного склона Южного Урала, и в особенности их корреляция, являются довольно сложной проблемой. На протяжении длительного времени они осуществлялись на основании, главным образом, изучения вещественного состава, положения в разрезе и пространственного соотношения толщ и свит. В отдельных случаях в целях корреляции использовались изотопный и палеомагнитный методы. Палеонтологический метод для расчленения вулканогенных комплексов не мог быть в полной мере определяющим, поскольку остатки фауны обнаруживались только в редких изолированных телах известняков, которые в вулканогенных толщах встречаются крайне редко и во многих случаях залегают не *in situ*. Поэтому в каждом конкретном случае необходимо тщательно выяснять положение карбонатных отложений в разрезе, чтобы исключить необоснованные датировки. Если маломощные стратифицированные прослои известковистых песчаников, алевролитов и известняков со значительной примесью зерен вулканитов являются сингенетичными вмещающим толщам, то положение в разрезе биогермных известняков среди чуждых им пород часто не бесспорно.

С 1973 г. в Институте геологии Уфимского научного центра РАН стратиграфические исследования получили новый импульс благодаря применению новой для региона группы фауны — конодонтов. За данный отрезок времени изучение конодонтовой фауны в кремнистых породах и яшмах [Артюшкова, 2009] заметно продвинуло практическое решение вопросов, связанных с обоснованием возраста подавляющего большинства стратонев палеозоя Магнитогорской мегазоны и сопредельных зон. Появилась возможность провести уверенную корреляцию толщ и свит, развитых в различных структурно-фациальных зонах Южного Урала. Кроме того, конодонты позволили увязать Уральскую стратиграфическую шкалу девона [Стратиграфические ..., 1993] с Международным стратиграфическим стандартом [Стратиграфия ..., 1993].

В настоящее время схема стратиграфии девонских вулканогенно-осадочных образований Западно-Магнитогорской СФЗ, в особенности для ее рудных районов, отличается высокой детальностью. Практически все составляющие ее вулканогенные комплексы расчленены на свиты и толщи, определены их пространственное положение и соотношения, установлены объем и возраст по многочисленным находкам отпечатков конодонтов.

На территории Южного Урала девонские отложения пользуются широким распространением. Они отличаются фациальным разнообразием и достаточно хорошо обнажены. Большую роль в разрезе девона играют вулканиты, корреляция которых всегда была предметом острых дискуссий. Исторически схема расчленения этих образований базируется на хорошо изученных разрезах местных стратиграфических подразделений Сибай-Баймакского рудного района Башкирии (Западно-Магнитогорская зона). Данный район является стратотипической местностью для большинства ныне принятых местных стратонав, которые служат эталонами для подразделений, выделяемых на территории всей Магнитогорской мегазоны и восточного склона Южного Урала в целом.

Основы схемы стратиграфии Магнитогорской мегазоны заложены в 30-х – начале 40-х годов XX в. Л.С. Либровичем, О.А. Нестояновой, В.М. Сергиевским, Ф.И. Ковалевым. В последующее время эта схема постоянно совершенствовалась, частично изменялась и уточнялась по мере накопления новых данных по результатам геолого-съёмочных работ и специализированных стратиграфических исследований. Тем не менее до начала 1980-х годов все предлагаемые схемы отличались противоречивостью и недостаточным обоснованием стратиграфических объемов свит и толщ (см. рис. 1.2). За десятилетие после принятия схемы стратиграфии девона третьего поколения [Унифицированные ..., 1980] был накоплен огромный материал по конодонтам. Материалы, составившие основу схемы четвертого поколения, были получены в процессе стратиграфических исследований и проведения работ по геологическому картированию крупного и среднего масштаба. Биостратиграфический каркас схемы стратиграфии девона Магнитогорской мегазоны, принятой на IV Уральском совещании в 1990 г. [Стратиграфические ..., 1993], разработан группой исследователей Лаборатории стратиграфии палеозоя ИГ УНЦ РАН в тесном сотрудничестве с исполнителями работ по геологическому доизучению масштаба 1:50000, проводившихся в отрезок времени, отведенный на подготовку схем [Стратиграфия ..., 1993; Стратиграфические ..., 1993]. Новые данные были получены в минувшее десятилетие при составлении геологических карт масштаба 1:200000 Новой серии.

В предшествующих главах достаточно подробно рассмотрены особенности каждого девонского стратона Магнитогорской мегазоны и приведена основная часть фактического материала, который получен за последние

25 лет исследований девона на данной территории. В итоге все выделенные стратона в Западно-Магнитогорской зоне получили конодонтовую характеристику. На ней и базируются сопоставления стратиграфических подразделений по всем структурно-фациальным зонам Южного Урала (рис. 3.1, табл. 3.1 на вкладке).

Предлагаемая схема стратиграфии и ее сопоставление с расчленением отложений в соседних зонах Южного Урала отражает, по сути, завершающий этап длительного изучения рассматриваемых отложений. При ее составлении нами учитывались все палеонтологические материалы предшествующих работ и данные геологического картирования, дополняющие схему 1993 г.

В левой части схемы приведен Международный стратиграфический стандарт (МСШ) со стандартной конодонтовой шкалой. Рядом помещена колонка с характерными комплексами конодонтов. В правой части схемы стратиграфии приведена Общая стратиграфическая шкала девона СССР, принятая в схеме 1980 г., представляющая в настоящее время уже исторический интерес. Однако мы сочли полезным показать ее, чтобы стали понятны происшедшие изменения и во избежание ошибочных толкований возраста и корреляции разных стратонов, которые все еще приводятся в литературе. Приведена также Региональная стратиграфическая шкала Урала (РСШ), утвержденная четвертым Уральским стратиграфическим совещанием в 1990 г. В силу разных причин она не нашла признания в геологической практике. Согласно Инструкции по составлению и подготовке к изданию ... [1995] и Легенде [1999] предусмотрено применение МСШ.

В схеме стратиграфии девона восточного склона Южного Урала представлены отложения всех трех отделов девонской системы (табл. 3.1, см. вкладку).

## Девонская система Нижний отдел

В Западно-Магнитогорской СФЗ нижедевонские отложения в объеме лоховского, пражского и эмсского ярусов выделены в *мазовскую* свиту. Наиболее полные разрезы этого стратона известны в южной части зоны (рис. 3.1). Стратотипический разрез мазовской свиты расположен на р. Дергаиш у д. Мазово (Оренбургская область). Она сложена осадочными породами: кремнистыми конглобрекциями, гравелитами, песчаниками, глинисто-кремнистыми сланцами с редкими линзами известняков. Свита очень хорошо охарактеризована фауной граптолитов и конодонтов *Monograptus hercynicus* Pern., *Pandorinellina* cf. *exigua* Phil., *Pand.* ex gr. *steinhornensis* Zieg., *Polygnathus* sp., *Pol.* aff. *cracens* Klap., Zieg. et Mash., *Pol.* cf. *gilberti* Bard., *Pol.* cf. *inversus* Klap. et John., *Pol.* cf. *linguiformis bultyncki* Wed., *Pol.* cf. *serotinus* Telf., *Pol.* ex gr. *costatus* Klap. и по совокупности данных

соответствует лохковскому, пражскому и нижней части эмского ярусов нижнего девона.

К верхней части мазовской свиты в разрезах по р. Урал у пос. Мостострой, на р. Елшанка у пос. Репино и на оз. Купа приурочена толща щелочных базальтов *мостостроевского* комплекса, содержащая в линзо-

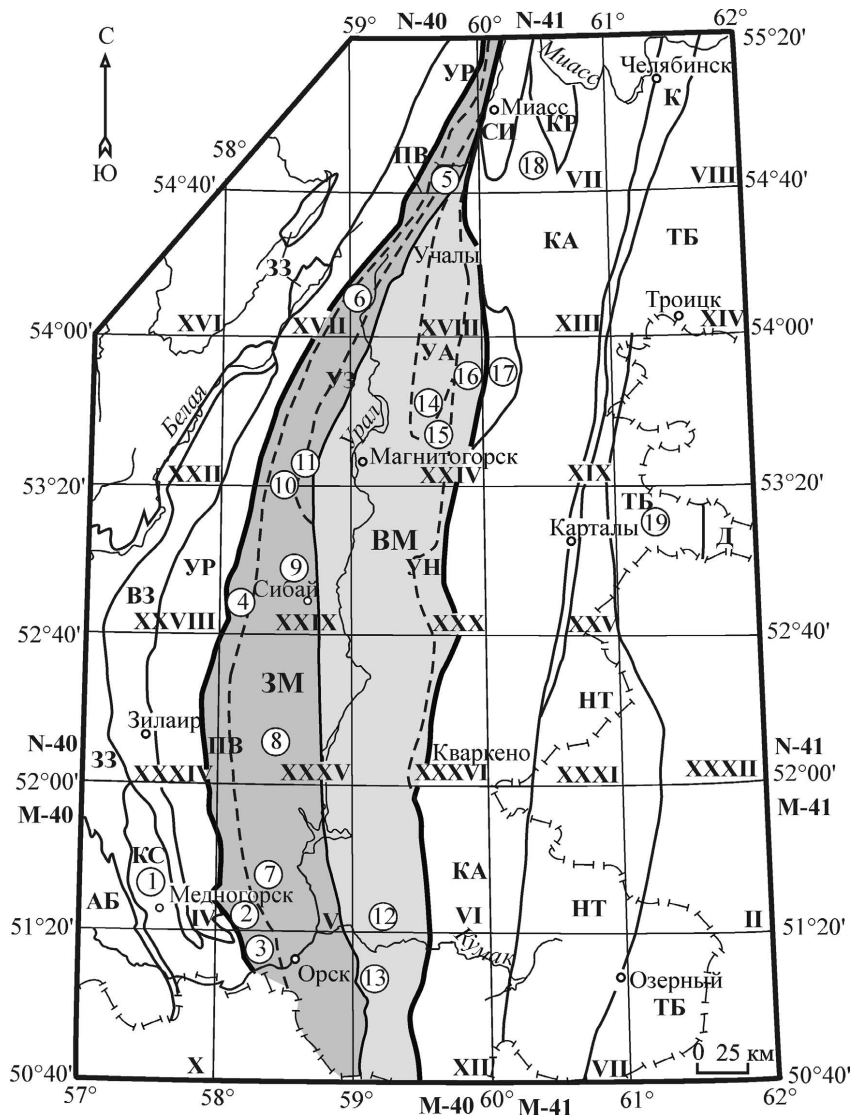


Рис. 3.1. Схема расположения стратиграфических колонок, показанных в схеме стратиграфии девона восточного склона Южного Урала (табл. 3.1, см. вкладку)

образных прослоях кремней конодонты *Pandorinellina* sp., *Polygnathus* cf. *kitabicus* Yolk., Wed., Iz. et Er., *Pol.* cf. *excavatus* Carls et Gandl, характерные для зоны *excavatus* (табл. 3.1 на вкладке, колонки 2, 3, 5). Некоторые исследователи склонны считать, что этот комплекс базальтов, возможно, является предвестником позднеэмского баймак-бурибайского вулканизма [Косарев, 2007], начинающего собой эпоху девонского вулканизма в Магнитогорской мегазоне.

В северной части Западно-Магнитогорской зоны в верховьях р. Бол. Кизил на север от широты д. Рыскужино распространена **рыскужинская** толща [Маслов, Артющкова, 2001], представленная вулканомиктовыми породами с биогермами известняков и пачками кремнисто-глинистых сланцев. Толща охарактеризована в верхней части разреза брахиоподами, распространенными в верхней части пражского и низах эмского ярусов [Сапельников и др., 1999]. В биогермных известняках и кремнистых породах встречены конодонты *Belodella* sp., *Ozarkodina* cf. *typica denckmanni* Zieg., *Pandorinellina* cf. *postexcelsa* Wang et Zieg., *Pand.* aff. *postexcelsa* Wang. et Zieg., *Pand.* ex gr. *steinhornensis* Zieg., *Pand.* cf. *steinhornensis miae* Bult., *Polygnathus* cf. *kitabicus* Yolk., Wed., Iz. et Er., *Pol.* cf. *excavatus* Carls et Gandl, *Pol.* cf. *nothoperbonus* Maws., характерные для низов эмса [Маслов и др., 1987<sub>2</sub>], в них также известны находки лохковской макрофауны [Павлов и р., 1988 г.] и эмский вид *Pol.* cf. *mashkovae* Bard. В Учалинском районе Башкирии выделен аналог мазовской и рыскужинской толщ — **ильтибановская** толща [Чибрикова, Олли, 1985]. Кремнистые алевролиты охарактеризованы конодонтами *Ancyrodelloides* aff. *kutscheri* (Bisch. et Sann.), *Belodella* cf. *triangularis* (Stauf.), *Cruciodus* aff. *eleonora* (Lane et Orm.), *Eognathodus* ex gr. *trilinearis* (Coop.), *Ozarkodina* cf. *stygia stygia* (Flajs), *Ozarkodina prolata* Maws., *Pandorinellina steinhornensis miae* Bult., *Pand.* cf. *postexcelsa* Wang et Zieg., *Polygnathus kitabicus* Yolk., Wed., Iz. et Er., *Polygnathus excavatus* Carls et Gandl, *Polygnathus* aff. *mashkovae* Bard., *Pol. perbonus* (Phil.), типичными для лохковского и эмского ярусов [Маслов, Артющкова, 2000]. Нижнедевонские **ускульская** и **мансуровская** толщи также являются синхронными мазовской и рыскужинской толщам (см. рис. 3.1). Все они подстилают ирендыкскую свиту и в ненарушенных разрезах связаны с ней постепенным

---

**К рис. 3.1:** Жирными линиями обозначены границы Магнитогорской мегазоны, тонкая сплошная линия разделяет Западно-Магнитогорскую и Восточно-Магнитогорскую зоны, пунктирная линия отображает границы подзон (см. рис. 1.3). Цифры в кружках означают номера колонок в табл. 3.1: 1 — Медногорский рудный район, 2 — район р. Губерля, 3 — пос. Мостострой — р. Сухая Губерля, 4 — район дд. Темясово — Султантимирово, 5 — гора Аратау — д. Маломуйнаково, 6 — дд. Новобайрамгулово — Ильтибаново, 7 — Гайский район, 8 — д. Богачевка — дол Ташпугай, 9 — Старый Сибай — хр. Ирендык, 10 — р. Бол. Кизил — д. Идяш-Кускарово, 11 — хр. Узункыр — оз. Бол. Бугодак, 12 — Джусинский рудный район, 13 — Домбаровский рудный район, 14 — Магнитогорский и Верхнеуральский рудные районы, 15, 16 — Гумбейско-Курасанский район, 17 — Сухтелинская СФЗ, 18 — Кочкарско-Адамовская СФЗ, 19 — Троицко-Буруктальская СФЗ

переходом. Вулканисты, как правило, в нижнедевонских толщах отсутствуют, за исключением трахибазальтов мостостроевского комплекса (на юге) и его аналогов (у дд. Утяганово и Сейткулово).

В Восточно-Магнитогорской структурно-фациальной зоне в допоздне-эмсском стратиграфическом интервале установлены *андреевская* и *субутакская* толщи<sup>1</sup> (см. табл. 3.1 на вкладке, колонки 12, 14, 15). Андреевская толща откартирована в Джусинском рудном районе и представлена глинисто-углистыми сланцами, кварцитами, эпидот-хлоритовыми и филлитовидными сланцами с хитинозоями мощностью до 500 м. Субутакская толща выделена в Верхнеуральском районе Челябинской области. Она сложена вулканомиктовыми породами с биогермами известняков, содержащих нижнедевонскую макрофауну брахиопод: *Atrypa mala* Khod., *A. submala* Khod., *Artyropopsis thetis* Barr., *Nymphorinchia pseudolivonica* Barr., *Eospirifer sergaensis* Khod.; табуляты: *Favosites* ex gr. *brusnitzini* Peets., *Pachyfavosites* aff. *vijaicus* Yan.; ругоз: *Fasciphylum* cf. *petschorensis* Soshk.; конодонтов: *Polygnathus kitabicus* Yolk., Wed., Iz. et Er., *Pandorinellina steinhornensis miae* Bult. Однако чаще нижнедевонские известняки залегают на серпентинитах (район пос. Александровский).

На р. Гумбейка в урочище Батыр (скальные обнажения на левом берегу в крутой излучине реки выше пос. Требиатский) установлены базальты с прослоями кремнистых алевролитов с конодонтами раннего эмса<sup>2</sup>. В.М. Мосейчук и др. [2000 г.] отнесли их к киембаевской свите, однако для такого сопоставления нет достаточных аргументов. По внешним параметрам эта толща не похожа ни на киембаевскую, ни на синхронную ей баймак-бурибайскую свиту. В ней отсутствуют прослои и пачки яшмоидов красно-бурого и вишневого цвета, столь характерные для базальт-яшмовой ассоциации баймак-бурибайской и киембаевской свит. Данная толща, по всей видимости, может быть сопоставлена с мостостроевским вулканогенным комплексом Западно-Магнитогорской зоны.

В Курагано-Сакмарской структурно-фациальной зоне с мазовской свитой коррелируется *акчурина* толща, а с мостостроевским комплексом *чанчарская* свита, являющиеся полными их аналогами и близкие как по составу, мощностям, так и по фаунистической характеристике (см. табл. 3.1 на вкладке, колонка 1).

В Зауралье нижнедевонские (допозднеэмские) отложения установлены в отдельных зонах. В Троицко-Буруктальской зоне в нижнем девоне

<sup>1</sup> В Легенде Южно-Уральской серии [1999] в качестве унифицированного подразделения для Восточно-Магнитогорской зоны принята тюлькубайская толща. С нашей точки зрения, такое предложение представляется не совсем корректным, даже неудачным. А сопоставление тюлькубайской толщи с андреевской является условным, поскольку первая не содержит никаких органических остатков.

<sup>2</sup> Конодонты *Ozarcodina prolata* Maws. (определения Г.Н. Бороздиной, г. Екатеринбург) в этих алевролитах впервые были обнаружены Л.В. Кашиной в 1999 г. Наши сборы подтвердили вывод о раннеэмсском возрасте вмещающих отложений.



выделена *лейпцигская* толща, сложенная известняками мощностью до 700 м (см. табл. 3.1 на вкладке, колонка 19). Ее стратиграфический объем охватывает все ярусы нижнего девона. К нижнему девону, возможно, относятся низы осадочной камышлыаятской толщи.

Верхняя часть эмсского яруса нижнего девона (конодонтовые зоны *serotinus* и *patulus*) в Западно-Магнитогорской зоне представлена вулканитами *баймак-бурибайской* свиты (см. табл. 3.1 на вкладке, колонки 4, 6). Эта свита здесь имеет максимальное развитие. От широты пос. Тубинский (оз. Талкас) она прослеживается в южном направлении до Гайского рудного района. Мощность ее достигает 2000 м. Свита очень хорошо изучена, так как является рудовмещающей. В Гайском рудном районе с ней сопоставляется нижняя часть гайского вулканогенного комплекса.

Севернее пос. Тубинский баймак-бурибайская свита развита локально. Она установлена нами к востоку от д. Рыскужино и севернее, в районе дд. Абзаково и Шарипово (Учалинский район Башкирии) (см. табл. 3.1 на вкладке, колонки 8, 9, 10). Повсюду в кровле баймак-бурибайской свиты выделяется пачка вишневых яшм — *сагитовская* толща, датированная конодонтами *Polygnathus* cf. *costatus patulus* Klap., *Pol.* cf. *linguiformis bultyncki* Wed., *Pol.* *serotinus* Telf., *Pol.* cf. *cracens* Klap., Zieg. et Mash.

На юге Восточно-Магнитогорской СФЗ *киембаевская* свита также довольно хорошо изучена и разбурена при проведении поисковых и разведочных работ на медноколчеданное оруденение. Мощность свиты достигает 2000 м. Датируется по находкам органических остатков в подстилающей андреевской толще: *Desmochitina* aff. *noculum* Coll. et Schw., *Linochitina* aff. *klonkensis* Par. et Lauf. (хитинозои) и в перекрывающих кремнях кукбуктинской толщи (конодонты — *Polygnathus* cf. *serotinus* Telf., *Pol.* *linguiformis bultyncki* Wed., *Pol.* ex gr. *costatus* Klap.). Этому стратиграфическому интервалу соответствуют низы *курмансайского* и предположительно низы *джусинского* комплексов. Базальты курмансайского комплекса охарактеризованы конодонтами *Polygnathus* cf. *costatus patulus* Klap., *Pol.* cf. *linguiformis bultyncki* Wed.

В Курагано-Сакмарской зоне в Медногорском рудном районе аналогом баймак-бурибайской свиты является нижняя подсвита *утягуловской* свиты, представленная базальтами, андезибазальтами, риодацитами и кремнистыми сланцами с конодонтами *Polygnathus costatus patulus* Klap., *Pol.* *serotinus* Telf., *Pol.* *foliformis* Snig., *Pol.* *linguiformis bultyncki* Wed. Мощность свиты до 1800 м. В этом же районе закартированы удаленные фации этой свиты мощностью до 100 м (конденсированный разрез), представленные яшмоидами, которые охарактеризованы конодонтами *Polygnathus* cf. *serotinus* Telf., *Pol.* *linguiformis bultyncki* Wed.

В Зауралье не имеется уверенных данных о наличии отложений, которые можно было бы коррелировать с баймак-бурибайской свитой или киембаевской толщей. Условно с ними можно сопоставлять нижнюю часть

камышлыаятской свиты и, возможно, низы кулуевской толщи (см. табл. 3.1 на вкладке, колонки 18, 19).

## Средний отдел

В стратиграфическом интервале, занимающем пограничное положение между эмским ярусом нижнего девона и эйфельским ярусом среднего, в Западно-Магнитогорской зоне выделяется **ирендыкская** свита ( $D_2ir$ ). Она имеет широкое развитие и большие мощности, достигающие 3500 м. Свита прослеживается от Гайского рудного района на юге до г. Миасс на севере. Ее аналогом в южной части зоны является верхняя часть **гайского** вулканогенного комплекса. Возраст ирендыкской свиты установлен довольно строго: по находкам конодонтов в нижележащих яшмах сагитовской толщи — *Polygnathus cf. costatus patulus* Klap., *Pol. cf. linguiformis bultyncki* Wed., *Pol. serotinus* Telf., *Pol. cf. cracens* Klap., Zieg. et Mash. и в перекрывающих яшмах ярлыкаповской свиты — *Tortodus kockelianus australis* (Jack.), *T. cf. kockelianus kockelianus* (Bisch. et Zieg.), *T. aff. obliquus* (Wit.), *Polygnathus eiflius* Bisch. et Zieg., *Pol. cf. latus* Wit., *Polygnathus linguiformis linguiformis* Hinde, *Pol. cf. linguiformis pinguis* Wed., *Pol. pseudofoliatus* Wit., *Pol. robusticostatus* Bisch. et Zieg., *Pol. trigonicus* Bisch. et Zieg., *Pol. costatus costatus* Klap. Продолжительность ее формирования определяется зоной *partitus* и зоной *costatus*.

В настоящее время продолжается дискуссия в отношении проведения нижней границы свиты. Мы предлагаем совмещать ее с кровлей самого верхнего прослоя яшм сагитовской толщи [Маслов, Артюшкова, 1998, 2002]. Этот уровень отчетливо выражен во всех разрезах, где подстилающие ирендыкскую свиту отложения представлены баймак-бурибайской свитой.

В Присакмарско-Вознесенской подзоне возрастные аналоги ирендыкской свиты представлены маломощными полимиктовыми образованиями — **туратская**, нижняя часть **актауской** свиты, **ишкининская** толща. С ирендыкской свитой сопоставляется также верхняя часть **губерлинского** вулканогенно-осадочного комплекса (см. табл. 3.1, колонка 2), представленного базальтами, андезибазальтами, тейфроидами и туффидами.

В Восточно-Магнитогорской зоне однозначно доказанных толщ, синхронных ирендыкской свите, не выявлено. В Домбаровском рудном районе к аналогам ирендыкской свиты отнесена **аул-кумакская** толща (см. табл. 3.1 на вкладке, колонка 13), мощность которой до 800 м. По многим параметрам ее можно сопоставить с ирендыкской свитой редуцированного типа разреза. Фаунистических данных о правомерности такого сопоставления не имеется.

В Курагано-Сакмарской зоне, в Медногорском рудном районе, предположительно с ирендыкской свитой коррелируется верхняя часть **тягуловской** свиты.

В Зауралье, в Кочкарско-Адамовской зоне, на севере закартирована **кулеувская** толща, представленная базальтами, андезибазальтами и вулканомиктовыми породами. С ирендыкской свитой она сопоставляется в определенной мере условно, поскольку фаунистическая характеристика толщи недостаточная.

На юге с ирендыкской свитой коррелируется **айдырлинская** толща [Лисов и др., 2002 г.], представленная базальтами, андезибазальтами, дацитами и их туфами мощностью до 2300 м. Анализ имеющегося фактического материала не подтверждает наличия в этом районе столь мощной толщи, синхронной ирендыкской свите. Скорее всего, выделенное подразделение сборное, и слагающие его породы могут принадлежать аналогам гумбейской свиты или даже более молодым стратонам.

Стратиграфически выше в разрезе среднего девона в Западно-Магнитогорской зоне выделяются **карамалыташская** и **ярлыкаповская** свиты (см. табл. 3.1 на вкладке, колонки 4–10). Карамалыташская свита представлена базальтами, андезибазальтами, дацитами, риолитами, в меньшей степени тефроидами, туффитами с многочисленными прослоями и пачками яшм, слагающими серию вулканических структур. Они, как правило, имеют строго оконтуренные площади своего развития, фиксируемые бугулыгырской яшмовой толщей, и только в северной части вулканыты карамалыташской свиты слагают меридионально вытянутые зоны, прослеживающиеся с юга на север, параллельно вулканитам ирендыкской свиты. Мощность карамалыташской свиты достигает 2000 м. Она охарактеризована конодонтами *Tortodus kockelianus australis* (Jack.), *T. kockelianus kockelianus* (Bisch. et Zieg.), *Polygnathus angusticostatus* Wit., *Pol. eiflius* Bisch. et Zieg., *Pol. linguiformis linguiformis* Hinde, *Pol. linguiformis linguiformis* Hinde morphotype *gamma* Bult., *Pol. pseudofoliatius* Wit., *Pol. robusticostatus* Bisch. et Zieg., *Pol. trigonicus* Bisch. et Zieg., *Pol. costatus costatus* Klap., характерными для двух конодонтовых зон *australis* и *kockelianus*.

Удаленными фациями вулканитов карамалыташской свиты являются яшмы ярлыкаповской свиты, соответствующие полному объему карамалыташской свиты вместе с бугулыгырской яшмовой толщей. Мощность ярлыкаповской свиты варьирует от 3–5 до 100–120 м. Характерный для нее комплекс включает *Tortodus kockelianus australis* (Jack.), *T. cf. kockelianus kockelianus* (Bisch. et Zieg.), *T. aff. obliquus* (Wit.), *Polygnathus eiflius* Bisch. et Zieg., *Pol. linguiformis linguiformis* Hinde, *Pol. cf. linguiformis pinguis* Wed., *Pol. pseudofoliatius* Wit., *Pol. robusticostatus* Bisch. et Zieg., *Pol. trigonicus* Bisch. et Zieg., *Pol. costatus costatus* Klap.

В Присакмарско-Вознесенской подзоне в этом стратиграфическом интервале выделен **кульбердинский** вулканогенный комплекс, представленный базальтами с яшмами, в которых обнаружены конодонты *Polygnathus* ex gr. *costatus* Klap., *Pol. cf. robusticostatus* Bisch. et Zieg., характерные для карамалыташской свиты [Стратиграфия ..., 1993].

В Восточно-Магнитогорской зоне возрастными аналогами карамалыташской свиты являются **александринская** толща и нижняя подсвита **гумбейской** свиты [Артюшкова, Маслов, 1998; Мосейчук и др., 2000 г.] (см. табл. 3.1 на вкладке, колонки 14, 15). Александринская толща по составу и мощностям, а также по фауне конодонтов *Tortodus* cf. *kockelianus australis* (Jack.), *T.* cf. *kockelianus kockelianus* Bisch. et Zieg., *Polygnathus* aff. *angustipennatus* Bisch. et Zieg., *Pol. eiflii* Bisch. et Zieg., *Pol. linguiformis linguiformis* Hinde, *Pol. linguiformis linguiformis* Hinde morphotype *gamma* Bult., *Pol. linguiformis pinguis* Wed., *Pol. pseudofoliatu* Wit., *Pol. trigonicus* Bisch. et Zieg., *Pol. robusticostatus* Bisch. et Zieg. сопоставима со стратотипическим разрезом карамалыташской свиты. Нижняя подсвита гумбейской свиты заметно отличается по составу, однако по набору конодонтов: *Tortodus* aff. *kockelianus australis* (Jack.), *Pol. eiflii* Bisch. et Zieg., *Polygnathus linguiformis linguiformis* Hinde, *Pol. pseudofoliatu* Wit., *Pol.* cf. *robusticostatus* Bisch. et Zieg., *Pol.* cf. *trigonicus* Bisch. et Zieg., *Pol. costatus costatus* Klap. они идентичны.

В Медногорском рудном районе Курагано-Сакмарской зоны с карамалыташской свитой коррелируется **ишмуратовская** свита, также сложенная базальтами с яшмами, содержащими конодонты карамалыташского комплекса *Polygnathus linguiformis linguiformis* Hinde, *Pol. eiflii* Bisch. et Zieg., *Pol. trigonicus* Bisch. et Zieg., *Pol. robusticostatus* Bisch. et Zieg. Мощность ишмуратовской свиты достигает 400 м.

В Сухтелинской зоне карамалыташской свите аналогична нижняя часть **сухтелинской** толщи (см. табл. 3.1 на вкладке, колонка 17), представленная яшмовидными радиоляриевыми кремнями с характерной ассоциацией конодонтов *Eognathodus* sp., *Polygnathus linguiformis linguiformis* Hinde morphotype *gamma* Bult., *Pol.* ex gr. *costatus* Klap., *Pol.* aff. *robusticostatus* Bisch. et Zieg., обычно присутствующей в карамалыташском комплексе.

В Зауралье, в Кочкарско-Адамовской зоне (в северной части западной подзоны), с карамалыташской свитой сопоставляется **аджатаровская** толща (см. табл. 3.1 на вкладке, колонка 18), представленная базальтами, андезибазальтами, андезитами и дацитами с пачками и прослоями яшмоидов, охарактеризованных конодонтами *Tortodus* cf. *kockelianus kockelianus* (Bisch. et Zieg.), *Polygnathus* aff. *eiflii* Bisch. et Zieg., *Pol. linguiformis linguiformis* Hinde morphotype *gamma* Bult., *Pol.* cf. *pseudofoliatu* Wit., *Pol. trigonicus* Bisch. et Zieg. На юге с ней, возможно, следует сопоставлять верхнюю половину айдырлинской толщи.

В Троицко-Буруктальской зоне карамалыташской свите, согласно унифицированной схеме [Стратиграфические ..., 1993], отвечает часть **камышлыяатской** толщи.

Стратон, соответствующий живетскому ярусу среднего и нижней части франского яруса верхнего девона в Западно-Магнитогорской зоне выделен как **ултауская** свита. Она представлена преимущественно ритмично-слоистыми вулканомиктовыми образованиями. Ее нижняя граница

принимается нами по границе эйфельского и живетского ярусов среднего девона. Основанием для такого заключения являются находки *Polygnathus* aff. *ensensis* Stauf., *Pol.* ex gr. *xylus* Stauf., *Pol. linguiformis linguiformis* Hinde, *Pol. linguiformis linguiformis* Hinde morphotype *gamma* Bult., *Pol. linguiformis linguiformis* Hinde morphotype *epsilon* Zieg., Klap. et John., *Pol.* aff. *kluepfeli* Wit., *Pol.* cf. *parawebbi* Chat. В комплексе вместе с транзитными формами, переходящими из подстилающей ярлыкаповской свиты верхнего эйфеля, появляются виды, характерные для более высокого стратиграфического интервала. Во всех предыдущих схемах стратиграфии в палеонтологическую характеристику улутауской свиты включены таксоны, входящие в зональный комплекс *Stringocephalus burtini* Defr., которые приурочены к глыбам или биогермам известняков. Верхняя часть свиты, выделенная нами в **таш-тугайскую** толщу, содержит нижефранские остракоды *Amphissites* aff. *irinae* Gleb. et Zasp., *Bairdia orenburgica* Schev., *Bairdiohealdites gregalis* Rozhd., *Newsomites* cf. *multicavus* Rozhd., *Orthocypris parilis* Rozhd., известные в саргаевском горизонте западного склона Южного Урала. Верхняя граница свиты проводится в подошве зоны *punctata*, датирующей вышележащий стратон — мукасовскую свиту. Мощность улутауской свиты колеблется в пределах 500—1800 м (см. табл. 3.1 на вкладке, колонки 3—11, см. рис. 2.33 на вкладке). Эта свита имеет широкое распространение к востоку от хребта Ирэндик. К западу от полосы развития ирэндикской свиты одновозрастные улутауской свите отложения представлены маломощной кремнистой, кремнисто-глинистой толщей, входящей в состав **актауской** свиты и охарактеризованной верхнеживетскими и нижефранскими конодонтами: *Klapperina* aff. *disparalvea* (Orr et Klap.), *Mesotaxis* cf. *dengleri* (Bisch. et Zieg.), *Polygnathus* cf. *angustidiscus* Young., *Pol. cristatus* Hinde, *Pol. limitaris* Zieg. et Klap., *Pol.* cf. *ovatinodosus* Zieg., Klap. et John., *Palmatolepis transitans* Müll., *Mesotaxis asymmetricus* (Bisch. et Zieg.), *M.* cf. *falsiovalis* Sand., Zieg. et Bult., *Ancyrodella alata* Glen. et Klap., *An.* cf. *rotundiloba* Bryant.

В Восточно-Магнитогорской зоне полным аналогом улутауской свиты является **урлядинская** толща (см. табл. 3.1 на вкладке, колонка 14). Существенную роль в ее строении играют базальты, андезибазальты, дациты, риолиты, тефроиды и известняки. Мощность толщи значительная и достигает 2000 м. Комплекс фаунистических остатков в урлядинской толще подобен улутаускому: живетские конодонты *Schmidtoognathus* sp., *Polygnathus dubius* Hinde, *Pol. cristatus* Hinde, *Pol.* aff. *ordinatus* Bryant, *Pol. linguiformis linguiformis* Hinde morphotype *gamma* Bult., *Pol. linguiformis linguiformis* Hinde morphotype *epsilon* Zieg., Klap. et John., *Pol. xylus ensensis* Zieg. et Klap., *Pol. xylus* Stauf. и нижефранские остракоды *Paraschmidella* aff. *lucida* Zasp., *Tricornina* sp., *Uchtovia* cf. *ajensis* Rozhd., *Healdianella cuneata* Rozhd., *H.* aff. *zohnensis* Pol., *H.* aff. *netchaevae* Dem., *Amphissites irinae* Gleb. et Zasp., *Bairdia kynovensis* Rozhd., *B.* aff. *kelleri* Eg., *B.* cf. *subanerta* Rozhd., *Bairdiohealdites gregalis* Rozhd., *Bekena rozhdestvenskajae* (Shev.), *Baschkirina* aff. *tikhyi* Rozhd.

В Гумбейской подзоне с ней коррелируется верхняя подсвита *гумбейской* свиты и нижняя часть *новобуранной* толщи, в которой найдены верхнеживетские конодонты *Mesotaxis* aff. *dengleri* (Bisch. et Zieg.), *Polygnathus* cf. *cristatus* Hinde (см. табл. 3.1 на вкладке, колонка 15).

В Уйско-Новооренбургской подзоне с улугауской свитой условно сопоставляется *копаловская* толща (см. табл. 3.1 на вкладке, колонка 16). Она сложена базальтовыми порфиритами, тефроидами, вулканомиктовыми песчаниками и алевролитами, кремнистыми туффитами мощностью 400–600 м. Фаунистической характеристики толща не имеет. Верхняя возрастная граница толщи отбивается надежно, благодаря конодонтовой характеристике перекрывающей арсинской толщи.

В северной части Курагано-Сакмарской мегазоны, в Медногорском рудном районе, к аналогу улугауской свиты отнесена кремнистая, кремнисто-глинистая толща с вулканомиктовыми песчаниками небольшой мощности (до 100 м) с конодонтами *Schmidtnathus* aff. *hermanni* Zieg., *Klapperina* cf. *disparilis* Zieg. et Klap., *Polygnathus linguiformis linguiformis* Hinde, входящая в состав *сарбайской* толщи (см. табл. 3.1 на вкладке, колонка 1).

В Зауралье, в Сухтелинской зоне с улугауской свитой сопоставляется верхняя часть *сухтелинской* толщи, представленная преимущественно кремнистыми сланцами, алевропесчаниками и в меньшей степени туфами базальтов и риодацитов. Мощность толщи достигает (?) 1000 м<sup>1</sup>.

В Кочкарско-Адамовской зоне данному стратиграфическому интервалу, возможно, отвечает верхняя часть *аджатаровской* толщи.

В Троицко-Буруктальской зоне ей соответствует какая-то часть конденсированного разреза *камышлыяатской* толщи ниже охарактеризованных франских отложений. Сложена она алевролитами и кремнисто-глинистыми сланцами неясной мощности.

## Верхний отдел

Верхнедевонские отложения в Магнитогорской мегазоне и в сопредельных районах пользуются широким распространением. Расчленение их на свиты и толщи подкреплено детальными сборами фауны конодонтов.

Франскому ярусу в Западно-Магнитогорской зоне соответствует *мукасовская* свита. Она имеет очень широкое распространение на всем протяжении зоны и сложена характерным набором пород, делающим свиту маркирующим горизонтом. Породами, определяющими ее состав, являются черные и темно-серые кремни, иногда рассланцованные. Немаловажную роль в ней играют полимиктовые песчаники, алевролиты и крайне

---

<sup>1</sup> Возможно, отнесение вулканитов к сухтелинской толще является ошибочным. Свидетельством тому может быть факт находки ордовикских конодонтов в толще, которая считалась среднедевонской, в районе пос. Петропавловский на р. Этювая.

редко — грубообломочные разности. Мощность свиты варьирует от 7—10 м, когда она представлена исключительно кремнями, до 700—800 м за счет присутствия в разрезе песчано-глинистых пород. Свита занимает стратиграфический объем, охватывающий четыре конодонтовые зоны (*punctata* — *rhenana*), и соответствует среднему — верхнему франу (доманиковый — аскынский горизонты западного склона Южного Урала; см. табл. 3.1 на вкладке, колонки 3—11), а не нижнему, как было принято в ранних стратиграфических схемах. Для низов свиты характерны *Mesotaxis* cf. *asymmetricus* (Bisch. et Zieg.), *M.* cf. *falsiovalis* Sand., Zieg. et Bult., *Palmatolepis transitans* Müll., *Pa. plana* Zieg. et Sand., *Pa.* cf. *proversa* Zieg., *Pa. punctata* (Hinde), *Ancyrodella nodosa* Ullr. et Bas., а в верхней части обычно встречаются *Pa. rhenana rhenana* Bisch., *Pa. rhenana nasuta* Müll., *Pa. rhenana brevis* Zieg. et Sand., *Pa. subrecta* Mill. et Young., *Pa.* cf. *gigas gigas* Mill. et Young., *Pa. hassi* Müll. et Müll., *Pa.* cf. *kireevae* Ovn., *Pa.* cf. *rotunda* Zieg. et Sand., *Pa.* cf. *simplicis* Zieg. et Sand., *Pa.* cf. *lijaschenkoae* Ovn., *Pa. jamieae* Zieg. et Sand., *Pa.* cf. *foliacea* Young.

В Восточно-Магнитогорской зоне с мукасовской свитой сопоставляется **бабарыкинская** толща, являющаяся ее полным возрастным и литологическим аналогом. Об этом свидетельствует близкий комплекс конодонтов *Mesotaxis* cf. *asymmetricus* (Bisch. et Zieg.), *M.* cf. *falsiovalis* Sand., Zieg. et Bult., *Palmatolepis transitans* Müll., *Pa. punctata* (Hinde), *Pa. gigas* Mill. et Young., *Pa.* cf. *foliacea* Young., *Pa. plana* Zieg. et Sand., *Pa. proversa* Zieg. Мощность толщи достигает 300 м (см. табл. 3.1 на вкладке, колонка 14).

В Курагано-Сакмарской зоне с мукасовской свитой соотносится **егиндинская** свита, сложенная преимущественно кремнистыми породами мощностью 300—400 м.

В Уйско-Новоренбургской подзоне мукасовской свите синхронна **арсинская** толща (см. табл. 3.1 на вкладке, колонка 16), представленная кремнисто-глинистыми сланцами, алевролитами и песчаниками с характерным комплексом конодонтов *Palmatolepis foliacea* Young., *Pa. hassi* Müll. et Müll., *Pa.* cf. *plana* Zieg. et Sand., *Pa. rhenana brevis* Zieg. et Sand., *Pa.* aff. *simplicis* Zieg. et Sand. Мощность толщи довольно велика и составляет не менее 500 м [Мосейчук и др., 2000 г.].

В Зауралье аналоги мукасовской свиты установлены пока только в Троицко-Буруктальской зоне, где они входят в состав **камышлыяатской** толщи.

К франско-фаменскому интервалу в Западно-Магнитогорской зоне относятся вновь выделенные нами стратоны: **бугодакская** и **биягодинская** свиты, соответствующие самым верхам аскынского горизонта франского яруса и барминским слоям нижней части фаменского яруса. Бугодакская свита представляет собой вулканогенную толщу, сложенную базальтами, андезибазальтами, их туфами, с пачками микститов и туффигов. Район ее распространения охватывает территорию севернее оз. Бол. Бугодак. Мощность толщи 500—1300 м. Возраст по конодонтам соответствует зонам

linguiformis—Early—Middle triangularis (см. табл. 3.1 на вкладке, колонки 3—11). Комплекс конодонтов включает *Ancyrognathus* aff. *triangularis* Young., *Palmatolepis hassi* Müll. et Müll., *Pa. juntianensis* Han, *Pa. rhenana brevis* Zieg. et Sand., *Pa. rhenana nasuta* Müll., *Pa. cf. lyaiolensis* Khr. et Kuz., *Pa. cf. subrecta* Mill. et Young., *Pa. cf. Pa. delicatula* Br. et Mehl (sensu Ziegler et Sandberg, 1990), *Pa. delicatula delicatula* Br. et Mehl, *Pa. quadrantinosalobata praeterita* Schül., *Pa. subperlobata* Br. et Mehl, *Pa. triangularis* Sann.

По простиранию на юг и в западном направлении бугодакская свита фациально замещается осадочной бягодинской свитой. Последняя имеет отчетливое двучленное строение, хорошо выраженное в разрезах с большой мощностью (стратотипический разрез на р. Бол. Кизил у д. Идяш-Кускарово). Характерно, что в некоторых разрезах в верхней части свиты имеет место развитие конседиментационных микститов (олистостром), которые по простиранию выклиниваются. Нижняя подсвита сложена вулканомиктовыми флишоидами (бывшая карантауская свита по О.А. Нестояновой), во многих разрезах она содержит многочисленную фауну конодонтов, характерных для зоны linguiformis: *Palmatolepis linguiformis* Müll., *Pa. praetriangularis* Zieg. et Sand., *Pa. cf. Pa. delicatula delicatula* Br. et Mehl (sensu Ziegler et Sandberg, 1990), *Pa. juntianensis* Han, *Pa. rhenana brevis* Zieg. et Sand., *Pa. cf. rhenana nasuta* Müll., *Pa. rhenana rhenana* Bisch., *Pa. subrecta* Mill. et Young., *Pa. gigas extensa* Zieg. et Sand., *Pa. gigas gigas* Mill. et Young., *Pa. hassi* Müll. et Müll., *Pa. jamieae* Zieg. et Sand., *Pa. kireevae* Ovn., *Pa. cf. muelleri* Klap. et Fost., *Ancyrodella* aff. *iowaensis* Uyeno, *Anc. nodosa* Ulr. et Bas. Верхняя подсвита с микститом датируется зонами Early—Middle triangularis фамена по комплексу конодонтов *Palmatolepis triangularis* Sann., *Pa. delicatula delicatula* Br. et Mehl, *Pa. subperlobata* Br. et Mehl, *Pa. perlobata perlobata* Ulr. et Bas., *Pa. quadrantinosalobata praeterita* Schül. Мощность свиты варьирует в очень широком диапазоне: от первых метров до 600—800 м (см. табл. 3.1 на вкладке, колонки 4, 6—11).

В Восточно-Магнитогорской зоне аналоги бугодакской (бягодинской) свиты выделены в **аблязовскую** толщу. Она сложена базальтами, андезитбазальтами и их туфами с резко подчиненными туффитами и известняками. Стратиграфическое положение толщи определяется по комплексу конодонтов *Palmatolepis triangularis* Sann., *Pa. clarki* Zieg., *Pa. delicatula delicatula* Br. et Mehl, *Pa. perlobata perlobata* Ulr. et Bas., *Pa. praetriangularis* Zieg. et Sand., *Pa. subperlobata* Br. et Mehl, *Pa. quadrantinosalobata praeterita* Schül., *Pa. linguiformis* Müll., *Pa. praetriangularis* Zieg. et Sand., *Pa. ljaschenkoae* Ovn., *Pa. lyaiolensis* Khr. et Kuz., *Pa. amplificata* Klap., Kuz. et Ovn., *Pa. cf. Pa. delicatula* Br. et Mehl (sensu Ziegler et Sandberg, 1990), *Pa. gigas gigas* Mill. et Young., *Pa. hassi* Müll. et Müll., *Pa. rhenana brevis* Zieg. et Sand., *Pa. rhenana nasuta* Müll., *Pa. rhenana rhenana* Bisch., *Pa. subrecta* Mill. et Young., *Polygnathus brevis* Mill. et Young., *Ancyrodella ioides* Uyeno, *Anc. nodosa* Ulr. et Bas. Мощность аблязовской толщи достигает 1000 м (см. табл. 3.1 на вкладке, колонки 14, 15).



В Курагано-Сакмарской зоне не выделено самостоятельного стратиграфического подразделения, которое бы прямо коррелировалось с бугодакской свитой. Имеющиеся данные позволяют допустить присутствие в разрезе синхронных отложений — переходной толщи от егиндинской к зилаирской свите, но в настоящий момент этот вопрос изучен недостаточно.

В Уйско-Новооренбургской подзоне с бугодакской свитой коррелируется вулканогенно-осадочная *шелудивогорская* толща. Ал.В. Тевелев, И.А. Кошелева [2002] отнесли ее к абсарокит-шонкинитовой вулканоплутонической ассоциации, тем самым подчеркнув ее своеобразие, на которое обращали внимание все исследователи [Кабанов, 1981; Коротеев и др., 1976; Язева, Бочкарев, 1998; Иванов и др., 1996]. Однако находки позднефранских конодонтов *Palmatolepis hassi* Müll. et Müll., *Pa. jamieae* Zieg. et Sand., *Pa. cf. ljaschenkoae* Ovn., *Pa. plana* Zieg. et Sand., *Pa. rhenana brevis* Zieg. et Sand. дают основание сопоставлять шелудивогорскую толщу не с фаменскими вулканогенными комплексами, а именно с бугодакской свитой, занимающей пограничный франско-фаменский интервал. Мощности толщи колеблется в пределах 400–1000 м (см. табл. 3.1, колонка 16).

В Кочкарско-Адамовской зоне, согласно Легенде Южноуральской серии Госгеолкарты РФ масштаба 1:200000 [1999], в этом интервале показана *кабанская* толща. Такое сопоставление условно, поскольку не подкреплено фаунистической характеристикой.

Фаменский ярус в Западно-Магнитогорской зоне полностью представлен одним стратоном — *зилаирской* свитой, которая имеет максимально широкое распространение на Южном Урале (см. табл. 3.1 на вкладке, колонки 1–11). Она сложена граувакковым флишем, которым выполнены синклинальные структуры разного порядка в Западно-Магнитогорской зоне и полностью Зилаирская синформа на западном склоне. Мощности ее составляет от 300 до 1000 м. Стратиграфический диапазон свиты установлен вполне определенно по всей площади распространения в объеме всего фаменского яруса. В основании свиты в очень многих разрезах характерен комплекс конодонтов зон Late triangularis — crepida: *Palmatolepis crepida* Sann., *Pa. cf. regularis* Coop., *Pa. cf. triangularis* Sann., *Pa. quadrantinodosalobata* Sann., *Pa. quadrantinodosalobata praeterita* Schül., *Pa. quadrantinodosalobata sandbergi* Ji et Zieg., *Pa. tenuipunctata* Sann., *Pa. prorhomboides* Sand. et Zieg., *Pa. perlobata perlobata* Ulr. et Bas., *Pa. subperlobata* Br. et Mehl, *Pa. delicatula delicatula* Br. et Mehl, *Pa. clarki* Zieg., *Pa. spathula* Schül., что позволяет нам говорить об изохронном характере нижней границы свиты по всей территории ее распространения [Артюшкова, Маслов, 2005]. Комплекс, состоящий из таксонов *Palmatolepis marginifera marginifera* Helms, *Pa. distorta* Br. et Mehl, *Pa. perlobata sigmoidea* Zieg., *Pa. glabra acuta* Helms, *Pa. glabra glabra* Ulr. et Bas., *Pa. glabra lepta* Zieg. et Huddle, *Pa. glabra pectinata* Zieg., *Pa. cf. glabra prima* Zieg. et Hud., *Pa. cf. inflexoidea* Zieg., *Pa. minuta minuta* Br. et Mehl, *Pa. perlobata schindewolfi* Müll., *Pa. stoppeli* Sand. et Zieg., *Polygnathus*

*obliquicostatus* Zieg., *Pol. semicostatus* Br. et Mehl, характеризует среднюю часть свиты, соответствующую мурзакаевскому горизонту фаменского яруса западного склона Южного Урала. Верхи зилаирской свиты включают *Bispathodus stabilis* (Br. et Mehl) → *B. bispathodus* Zieg., Sand. et Aust., *Palmatolepis gracilis sigmoidalis* Zieg., *Polygnathus znepolensis* Wed., *Pol. delicatulus* Ulr. et Bas., *Bispathodus jugosus* (Br. et Mehl), *Pseudopolygnathus* cf. *brevipennatus* Zieg., распространенные в кушелгинском и лытвинском горизонтах в верхах фамена.

В Восточно-Магнитогорской зоне зилаирской свите соответствуют вулканиты **новоивановской** толщи и нижней части **шумилинской** свиты, суммарная мощность которых 500–1000 м. С верхней частью зилаирской свиты коррелируется карбонатная свита **горы Магнитной** (см. табл. 3.1 на вкладке, колонки 14, 15).

В Зауралье, в Кочкарско-Адамовской зоне, к фаменскому ярусу отнесена верхняя часть **березняковской** толщи. Она сложена осадочными и вулканогенно-осадочными, а также вулканогенными породами основного, среднего и кислого состава мощностью не менее 500–2000 м. Сопоставление с зилаирской свитой условное.

В Нижнесанарско-Текельдытауской и Троицко-Буруктальской зонах с зилаирской свитой коррелируется **ащисуйская** толща (см. табл. 3.1 на вкладке, колонка 19), сложенная органогенными слоистыми известняками с многочисленной фауной с редкими прослоями базальтов. Мощность толщи 300–800 м. В Троицко-Буруктальской зоне к фамену относится верхняя часть кремнисто-терригенной **камышлыаятской** толщи [Иванов, 1989, 2001; Дегтярев и др., 2000; Веймарн и др., 2002].

В разработанной нами схеме стратиграфии девона корреляция девонских отложений, как в пределах Магнитогорской мегазоны, так и с соседними районами Южного Урала, проведенная на основе ортостратиграфической группы фауны — **конодонтов**, позволяет сделать некоторые выводы, выходящие за рамки собственно стратиграфии.

Интенсивное накопление фактического материала при проведении стратиграфических исследований, пик которого пришелся на 80-е годы прошлого столетия, позволило приступить к разработке обновленной схемы стратиграфии девонских отложений для Западно-Магнитогорской зоны и внести существенные коррективы в схему Курагано-Сакмарской подзоны. Все местные стратиграфические подразделения получили конодонтовую характеристику, что весьма повысило степень достоверности корреляции разнофациальных толщ [Стратиграфические ..., 1993].

Стратиграфические исследования последнего десятилетия были направлены на решение проблемы возраста вулканогенных образований и разработку стратиграфических схем для палеозоя Восточно-Магнитогорской зоны и Зауралья, чему в немалой степени способствовали работы по созданию новой серии Государственных геологических карт масштаба 1:200000. Благодаря участию в Федеральной программе ГДП–200 на 16 планшетах, авторами был получен огромный палеонтологический материал, который использован при составлении карт и легенд к ним. На основе новых данных проведена корреляция девонских отложений на территории Южного Урала.

Наиболее значимые достижения в области биостратиграфии вулканогенных и вулканогенно-осадочных толщ на основе конодонтов способствовали пересмотру сложившихся представлений о геологическом строении Южного Урала.

Палеонтологическое обоснование по конодонтам получили девонские стратотипической местности, выделенные Л.С. Либровичем [1936], Ф.И. Ковалевым [1944] и О.А. Нестояновой в Западно-Магнитогорской зоне. Возраст их в настоящее время твердо установлен, и корреляция разновозрастных палеозойских толщ на Южном Урале проводится на единой основе. Первостепенное внимание было уделено выяснению возраста и стратиграфического положения свит, вмещающих крупные месторождения медноколчеданных руд — баймак-бурибайской и карамылгашской.

В Магнитогорской мегазоне нижнедевонские (допозднеэмские) отложения представлены осадочными образованиями: известняками, кремнистыми породами (мазовская, ускульская, ильгибановская, тургоякская толщи). Отчетливые признаки первого проявления вулканизма в девоне

в Западно-Магнитогорской зоне зафиксированы в начале эмского века раннего девона (субшелочные базальты мостостроевского комплекса). Синхронные однофациальные отложения установлены в Курагано-Сакмарской зоне, где они сложены сходными толщами: осадочными аччуринской и кызылфлотской толщами и вулканогенной чанчарской свитой.

Установленный возраст рудовмещающей баймак-бурибайской свиты в объеме конодонтовых зон *serotinus* – *patulus* определил время начала масштабного островодужного вулканизма в позднем эмсе. Доказаны разновозрастные вулканыты в Курагано-Сакмарской (нижняя подсвита утягуловской свиты), в Восточно-Магнитогорской (кимбаевская свита) зонах. Выяснено, что площадь распространения разновозрастных баймак-бурибайской свите вулканогенных образований не ограничена только югом Западно-Магнитогорской зоны, как считалось ранее. Ее аналоги распространены в верхнем течении р. Бол. Кизил, в Аратауской структуре, на р. Краснохты, в районе д. Шарипово. Крупные месторождения медноколчеданных руд (Гайское, Бурибайское, Юбилейное, Подольское и др.) приурочены к верхней подсвите баймак-бурибайской свиты (верхне-таналыкской).

Повсеместно завершение баймак-бурибайского вулканизма фиксируется толщей яшмоидов различной мощности — сагитовской. В разрезах, где наблюдаются взаимоотношения баймак-бурибайской свиты с перекрывающей ирендыкской, эта толща содержит одинаковый комплекс конодонтов, что доказывает изохронный характер нижней границы ирендыкской свиты.

Однозначно определено стратиграфическое положение рудовмещающей карамалыташской свиты в объеме конодонтовых зон *australis* – *koskelianus*. Яшмовые прослои и пачки с венчающей бугулыгырской толщей вместе вмещающими базальтами составляют единую базальт-яшмовую ассоциацию, в которой осадочные яшмы выполняют роль индикатора кратковременных фаз затухания вулканизма.

По конодонтам доказано, что яшмовая толща, залегающая на ирендыкской свите, соответствует полному объему карамалыташской свиты вместе с бугулыгырской толщей. Она выделена нами в самостоятельное стратиграфическое подразделение — ярлыкаповскую свиту. Карамалыташская свита, таким образом, не является фациальным аналогом верхов ирендыкской свиты, а полностью синхронна ярлыкаповской свите.

В Восточно-Магнитогорской зоне полным возрастным аналогом карамалыташской свиты является рудовмещающая александринская толща и нижняя часть гумбейской свиты.

Установлен стратиграфический объем улутауской свиты. Она соответствует всему живетскому ярусу и нижней части франского яруса (до доманикового горизонта). В Восточно-Магнитогорской зоне ей синхронна вулканогенная урлядинская толща, содержащая близкие комплексы фауны.

Мукасовский маркирующий горизонт переведен в ранг свиты. Доказано его стратиграфическое положение в средней и верхней части франского яруса, соответствующее четырем конодонтовым зонам: *punctata*, *hassi*, *jamieae*, *rhenana*. Литологический облик свиты определяют черные и серые кремни. Установлено, что в северном направлении от стратотипической местности мощность свиты раздувается до 200–800 м, и в ее составе заметную роль начинают играть песчаники и алевролиты.

Время формирования мукасовской свиты отмечено кремненакоплением на всей территории Южного Урала. Аналогом мукасовской свиты в Восточно-Магнитогорской зоне являются бабарькинская и арсинская толщи.

Детальное расчленение стратиграфического интервала между мукасовской и зилаирской свитами с послынным отбором конодонтов позволило выделить новые стратиграфические подразделения. Выше мукасовской свиты в объеме конодонтовых зон *linguiformis*–*Early–Middle triangularis* выделена бугодакская свита, представленная вулканогенным и вулканогенно-осадочным типом разреза довольно большой мощности (до 1300 м), и ее фациальный аналог — биягодинская свита, имеющая двучленное строение. Мощность варьирует от первых метров до 700–800 м. В Присакмарско-Вознесенской зоне данный стратиграфический интервал устанавливается по фауне и наличию в разрезе кремнистых прослоев, которые не характерны для вышележащей зилаирской свиты.

В Зилаирской мегазоне и Курагано-Сакмарской зоне аналогом бугодакской и биягодинской свит в последовательных разрезах является переходная кремнисто-глинистая толща небольшой мощности.

Аргументирован изохронный характер нижней границы зилаирской свиты. На всей площади своего развития на Южном Урале она датируется зоной *Late triangularis*.

В Магнитогорской мегазоне, Сухтелинской и Курагано-Сакмарской зонах установлены конденсированные разрезы, охватывающие большой стратиграфический интервал. Ярким примером является кремнистая актауская свита, объем которой соответствует всему среднему и нижней части верхнего девона. Открытие таких толщ приближает нас к более объективному пониманию сложных палеогеографических обстановок Южно-Уральского палеобассейна и созданию обоснованных схем реконструкции геологического развития территории.

По конодонтам доказана непрерывная стратиграфическая последовательность для девонских отложений Западно-Магнитогорской зоны.

## Литература

**Абрамова А.Н., Артюшкова О.В.** К проблеме границы франских – фаменских отложений в разнофациальных разрезах на западном склоне Южного Урала // Геология девонской системы. – Сыктывкар: Геопринт, 2002. – С. 126–130.

**Андронов С.М.** Новые данные по стратиграфии девонских отложений восточного склона Южного Урала // Докл. АН СССР. – 1961. – Т. 137, № 5. – С. 1166–1169.

**Аристов В.А., Борисенко Д.В., Руженцев С.В.** Конодонтовая стратиграфия девонских отложений западного склона Южного Урала // Очерки по региональной тектонике (Южный Урал). – М.: Наука, 2005. – Т. 1. – С. 36–55. – (Тр. ГИН РАН; Вып. 561).

**Артюшкова О.В.** О конденсированных разрезах девона северной части Сакмарской зоны на Южном Урале // Палеонтология и стратиграфия девона и карбона Южного Урала. – Уфа: БНЦ РАН, 1991. – С. 41–45.

**Артюшкова О.В.** Стратиграфия среднедевонских вулканогенно-кремнистых толщ Магнитогорского мегасинклинория на основе фауны конодонтов: Автореф. дис. ... канд. геол.-мин. наук. – Екатеринбург, 1992. – 24 с.

**Артюшкова О.В.** Биостратиграфия по конодонтам вулканогенно-осадочных отложений девона Магнитогорской мегазоны Южного Урала: Автореф. дис. ... д-ра геол.-минер. наук. Новосибирск, 2009. 40 с.

**Артюшкова О.В., Барышев В.Н.** О границе между франскими и фаменскими отложениями юга Магнитогорского мегасинклинория // Верхний докембрий и палеозой Южного Урала. – Уфа: БФАН СССР, 1982. – С. 77–82.

**Артюшкова О.В., Маслов В.А.** Палеонтологическое обоснование стратиграфического расчленения дофаменских вулканогенных комплексов Верхнеуральского и Магнитогорского районов. – Уфа, 1998. – 156 с.

**Артюшкова О.В., Маслов В.А.** Стратиграфия «надмукасовских» отложений (фаменский ярус, зилайская свита) на Южном Урале по конодонтам // Стратиграфия. Геологическая корреляция. – 2005. – Т. 13, № 2. – С. 57–73.

**Артюшкова О.В., Якупов Р.Р., Абрамова А.Н., Маслов В.А.** Новые данные о возрасте «бетринской свиты» на севере Восточно-Зилайской зоны // Геологический сборник № 3 / ИГ УНЦ РАН. – Уфа, 2003. – С. 53–55.

**Бобохов А.С.** Генезис туфолов Сибайского медноколчеданного месторождения // Петрология горных пород, вмещающих сульфидные месторождения Южного Урала. – Уфа: БФАН СССР, 1971. – С. 101–107.

**Бобохов А.С.** Магматогенные брекчии кислого состава колчеданных месторождений Южного Урала. – М.: Наука, 1976. – 128 с.

**Бородаевская М.Б., Вахрушев М.И., Контарь Е.С.** Геологическое строение Гайского рудного поля и условия локализации в нем медноколчеданного оруденения (Южный Урал). – М., 1968. – 214 с. (Тр. ЦНИГРИ; Вып. 83).

**Бородаевская М.Б., Требухин В.С., Зубко Н.Ф.** Гайский рудный район // Типы рудных районов колчеданосных провинций Южного Урала и Западного Казахстана. – М., 1973. – С. 146–154. (Тр. ЦНИГРИ; Вып. 105).

**Бурикова И.А.** Петрогенетические особенности кислых экструзий на Южном Урале // Материалы научной конференции, посвященной 50-летию кафедры петрографии. – М.: Изд-во МГУ, 1972. – С. 16–18.

**Вахромеев И.С.** Геологическое строение Сибайского и Баймакского рудных районов на Южном Урале и закономерности размещения колчеданных месторождений: Автореф. дис. д-ра геол.-минер. наук. – М., 1971. – 47 с.

**Вахромеев И.С., Чибрикова Е.В.** К стратиграфии и структуре Гайского колчеданного месторождения на Южном Урале // Биостратиграфия девона и карбона Урала. – Уфа: БНЦ УрО АН СССР, 1988. – С. 77–83.

**Веймарн А.Б., Абрамова А.Н., Артюшкова О.В. и др.** Корреляция разрезов фанерального яруса Южного Урала // Бюлл. МОИП. Отд. геол. – 2002. – Т. 77, вып. 1. – С. 32–42.

**Водорезов Г.И., Лозовой М.В., Маслов В.А.** К вопросу о выделении на Южном Урале в среднем девоне гадиловской толщи // Материалы по геологии и полезным ископаемым Южного Урала. – М.: Недра, 1965. – Вып. 4. – С. 42–48.

**Воинова Е.В., Кириченко Г.И., Константинова Л.И.** Геологическое строение Орско-Халиловского района. – М.; Л.: Гостгеолиздат, 1941. – 131 с.

**Вулканизм Южного Урала / Серавкин И.Б., Косарев А.М., Салихов Д.Н. и др.** – М.: Наука, 1992. – 195 с.

Геологическая карта СССР. Серия Южно-Уральская. Лист N-40-XXIX (Сибай) / *И.В. Ленных, Е.А. Шумихин / Под ред. В.М. Сергиевского.* – 1:200000. – Л., 1960.

Геологическая карта СССР. Серия Южно-Уральская. Лист N-40-XVIII / *О.А. Нестоянова, Г.А. Ленных.* – 1:200000. – М., 1959.

Геологическая карта Урала / *Под ред. И.Д. Соболева.* – 1:1000000. – Свердловск, 1971.

**Горожанина Е.Н., Павлов В.В.** Базальты хр. Биягода (восточный склон Ю. Урала) // Докембрий и палеозой Южного Урала. – Уфа: БФАН СССР, 1986. – С. 89–92.

**Гофман Е., Гельмерсен Г.** Описание Южного Урала // Горный журнал. – 1835. – Ч. 2, Книжка 4. – С. 40–100.

**Гофман Е., Гельмерсен Г.** Описание Южного Урала // Горный журнал. – 1835. – Ч. 4, Книжка 12. – С. 398–462.

**Дегтярев К.Е., Аристов В.А., Степанова М.М.** Верхнедевонские кремнисто-туфогенно-терригенные комплексы Зауралья // Общие и региональные вопросы геологии. – М.: ГЕОС, 2000. – Вып. 2. – С. 59–66.

**Заварицкий А.Н.** Таналык-Баймакский меднорудный район // Приложение № 4 к журналу «Горное дело». – 1920. – Т. 1. – 38 с.

**Заварицкий А.Н.** Геологический очерк месторождений медных руд на Урале // Тр. Геолкома. – 1927. – Вып. 173. – 151 с.

**Знаменский С.Е.** Структура Ильинского рудного поля и закономерности размещения золота-полиметаллического оруденения: Автореф. дис. ... канд. геол.-минер. наук. – Свердловск:, 1986. – 17 с.

**Иванов К.С.** К стратиграфии кремнистых толщ Зауралья // Новые данные по геологии Урала и Средней Азии. – Свердловск: УрО АН СССР, 1989. – С. 28–36.

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

**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.

**Иванов К.С., Иванов С.Н., Пучков В.Н. и др.** Возраст вулканогенных толщ и колчеданного оруденения Сакмарской зоны Урала // Докл. АН СССР. – 1989. – Т. 306, № 5. – С. 1189–1192.

**Иванов К.С., Козлов П.С., Ерохин Ю.В., Хакинов Ю.В.** Серпентинитовые песчаники на Среднем Урале (состав, генезис, тектоническое значение) // Осадочные бассейны Урала и прилегающих регионов: закономерности строения и минерагения. – Екатеринбург, 2000. – С. 141–147.

**Иванов К.С., Пучков В.Н.** Геология Сакмарской зоны Урала: Препр. / АН СССР. Уральский науч. центр. Ин-т геологии и геохимии. – Свердловск, 1984. – 86 с.

**Иванов К.С., Пучков В.Н., Пелевин И.А.** К геологии Ушельских гор Южного Урала // Ежегодник – 1995 / ИГиГ УрО РАН. – Екатеринбург, 1996. – С. 40–45.

**Иванов К.С., Пушаев А.М., Пучков В.Н.** Новые данные по стратиграфии и тектонике восточного края Магнитогорской зоны Урала // Новые данные по палеонтологии и биостратиграфии палеозоя Урала: Информационные материалы. – Свердловск: УНЦ АН СССР, 1984. – С. 51–64.

**Иванов С.Н.** О геологическом строении окрестностей Сибайского месторождения // Изв. АН СССР. Сер. геол. – 1946. – Вып. 4. – С. 175–179.

**Иванов С.Н.** К вопросу о происхождении кварцевых альбитофиров в спилито-кератофировой формации Восточного склона Урала // Тез. докл. I Уральск. петрогр. совещ. – Свердловск, 1961. – Т. 2. – С. 21–22.

**Иванов С.Н., Курицина Г.А., Ходалевиц А.Н.** Новые данные о генезисе колчеданных месторождений Урала // Генетические проблемы руд. – М.: Госгеолтехиздат, 1960. – С. 100–107.

Инструкция по составлению и подготовке к изданию листов Государственной геологической карты Российской Федерации масштаба 1:200000 (Роскомнедра). – М., 1995. – 244 с.

**Кабанов Б.Л.** Вулканогенные образования Шелудивых гор (Южный Урал) // Древний вулканизм Южного Урала. – Свердловск: УНЦ АН СССР, 1981. – С. 31–44.

**Казанцева Т.Т., Камалетдинов М.А., Петровский Д.Л.** Новые данные об объеме колтубанской свиты в Магнитогорском синклинии // Геология и нефтеносность Башкирии. – Уфа: БФАН СССР, 1975. – С. 88–94.

**Карпинский А.Н.** Геологическая карта восточного склона Урала. Масштаб 1:420000, в англ. дюйме 10 верст. – СПб., 1884. – На 3-х листах.

**Кириченко Г.И.** Геологическое строение Таналык-Суундукского района (геологическая карта Урала в масштабе 1:200000, лист Таналык-Суундукский) // Тр. ЦНИГРИ. – М.; Л., 1940. – Вып. 122.

**Клюжина М.Л., Магадеев Б.Д., Силантьев Е.В.** Олистостромовый комплекс в северной части Кизило-Уртазымского синклиния // Литология и условия образования палеозойских осадочных толщ Урала. – Свердловск: УНЦ АН СССР, 1980. – С. 5–30.

**Ковалев Ф.И.** Генезис колчеданных и золото-баритовых месторождений Баймакского района (Южный Урал) // Сов. геология. – 1944. – № 2. – С. 13–23.

**Коптева В.В.** Позднеирендыкские мелководные отложения и осадочно-тектонические брекчии в Ирендыкской зоне Магнитогорского прогиба // Геосинклиальный вулканизм Урала и колчеданосность вулканогенных формаций. – Свердловск: УНЦ АН СССР, 1980. – С. 112–130.

**Коптева В.В.** Осадочно-тектонические брекчии «гадилевской толщи» (Южный Урал) // Литология и полезные ископаемые. – 1981. – № 1. – С. 55–68.

**Кориневский В.Г.** Подводные вулканоколлювиальные отложения Урала // Литология и полезные ископаемые. – 1982. – № 1. – С. 41–54.

**Коротеев В.А., Кабанов Б.Л., Кабанова Л.Я.** О природе обломочных образований Сухтелинской структуры Южного Урала // Шелочные, основные и ультраосновные комплексы Урала. – Свердловск, 1976. – С. 55–61.

**Косарев А.М.** Вулканогенные формации Магнитогорской мегазоны: колчеданосность и геодинамика // Эндогенное оруденение в подвижных поясах: Докл. конф. / XIII чтения памяти А.Н. Заварицкого. 10–14 сент. 2007 г. – Екатеринбург, 2007. – С. 255–259.

**Косарев А.М., Аргюшкова О.В.** Джусинский палеовулканический комплекс: стратиграфическое положение, геохимические особенности, геодинамические реконструкции // Геологический сборник № 6 / ИГ УНЦ РАН. – Уфа: ДизайнПолиграфСервис, 2007. – С. 174–180.

**Кочеткова Н.М., Лутфуллин Я.Л., Пазухин В.Н., Аржавитина М.Ю.** Новые материалы к стратиграфии пограничных отложений девона и карбона района г. Верхнеуральска // Стратиграфия и палеонтология палеозоя Южного Урала. – Уфа: БФАН СССР, 1980. – С. 26–33.

**Кривцов А.И.** Палеовулканизм эвгеосинклиальных зон Урала и колчеданообразование. – М.: Недра, 1979. – 169 с.

**Кригер М.А.** Стратиграфия, литология и фации живецких вулканогенно-осадочных образований Бриентско-Ащевутацкой зоны Магнитогорского мегаинклиния



// Вопросы геологии Южного Урала и Поволжья. — Саратов, 1969. — Вып. 4, ч. 3. — С. 14–24.

**Кригер М.А.** Петрографические и петрохимические особенности среднедевонских вулканогенных образований восточного крыла Магнитогорского мегасинклиория // Вопросы геологии Южного Урала и Поволжья. — Саратов, 1973. — Вып. 11, ч. 1. — С. 3–19.

**Кригер М.А., Рихтер Я.А.** К стратиграфии девонских отложений Суундук-Кумакского района (восточный склон Южного Урала) // Вопросы геологии Южного Урала и Поволжья. — Саратов, 1965. — Вып. 11, ч. 1. — С. 121–129.

**Куваевский Ю.Л.** Некоторые новые данные о карамалыташской свите и бугулыгирском горизонте в Сибайском районе // Материалы по геологии и полезным ископаемым Южного Урала. — М.: Недра, 1965. — Вып. 4. — С. 49–51.

Легенда Южно-Уральской серии листов Государственной геологической карты Российской Федерации. — 2-е изд. / *Ред. Ю.П. Беккер.* — 1:200000. — Санкт-Петербург: ВСЕГЕИ, 1999. 160 с.

**Либрович Л.С.** К геологии южной части Башкирского Урала (Отчет о маршрутных геологических исследованиях на Южном Урале в 1929 г.). — М.; Л.: Геол. изд-во Всесоюзного геологоразведочного объединения, 1932. — 67 с. — (Тр. Всесоюз. Геол.-развед. Объединения ВСНХ СССР; Вып. 144).

**Либрович Л.С.** Геологическое строение Кизило-Уртазымского района на Южном Урале. — Л.; М.: ОНТИ НКТП СССР, — 1936. — 208 с. — (Тр. ЦНИГРИ; Вып. 81).

**Лядский П.В., Галимов А.Г., Губанов Л.И.** Особенности локализации колчеданного оруденения в силурийско-девонских вулканогенных образованиях Джайлганского рудного поля (Южный Урал) // Силуро-девонский вулканизм Южного Урала: Мат-лы конф. / Чтения им. акад. А.Н. Заварицкого. — Уфа: БФАН СССР, 1975. — Ч. 3. — С. 160–167.

**Маслов В.А.** Основные вопросы стратиграфии силурийских и девонских отложений Магнитогорского мегасинклиория // Материалы юбилейной научной сессии по геологии Южного Урала и Русской платформы. — Уфа: БФАН СССР. — 1967. — С. 34–35.

**Маслов В.А.** К вопросу о соотношении ирендыкской свиты с нижележащими толщами в Таналык-Баймакском районе на Южном Урале // Вопросы геологии восточной окраины Русской платформы и Южного Урала. — Уфа: БФАН СССР. — 1969<sub>1</sub>. — Вып. 9. — С. 42–48.

**Маслов В.А.** Об объеме колтубанской свиты в Таналык-Баймакском районе на Южном Урале // Вопросы геологии восточной окраины Русской платформы и Южного Урала. — Уфа: БФАН СССР. — 1969<sub>2</sub>. — Вып. 9. — С. 104–112.

**Маслов В.А.** Особенности соотношения вулканотерригенных и эффузивных фаций живетского яруса девона Магнитогорского мегасинклиория // Тез. докл. II симпозиума по вулканизму Южного Урала. — Свердловск, 1974<sub>1</sub>. — С. 62–67.

**Маслов В.А.** Стратиграфическое положение карамалыташской свиты среднего девона западного борта Магнитогорского мегасинклиория // Вопросы геологии восточной окраины Русской платформы и Южного Урала. — Уфа: БФАН СССР, 1974<sub>2</sub>. — Вып. 24. — С. 3–9.

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

**Маслов В.А.** Девон восточного склона Южного Урала (стратиграфия, история развития): Автореф. дис ... д-ра геол.-минер. наук. — Свердловск, 1984. — 41 с.

**Маслов В.А., Артюшкова О.В.** Актауская свита западного борта Магнитогорского мегасинклиория (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.** Ревизия возраста вулканогенно-осадочной толщи горы Острой // Ежегодник — 1994 / ИГ УНЦ РАН. — Уфа, 1995. — С. 30–32.

**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.** Нижнедевонские (доэмские) отложения Магнитогорской мегазоны // Геологический сборник № 2 / ИГ УНЦ РАН. Уфа, 2001. С. 80–87.

**Маслов В.А., Артюшкова О.В.** Стратиграфия и корреляция девонских отложений Сибай-Баймакского района Башкирии. – Екатеринбург, 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., Барышев В.Н.** Стратиграфическое расчленение девонских отложений Магнитогорского мегасинклинория // Сов. геология. – 1987<sub>1</sub>. – № 9. – С. 61–71.

**Маслов В.А., Артюшкова О.В., Нурмухаметов Э.М.** Об объеме франских отложений Магнитогорского мегасинклинория // Ежегодник – 1995 / ИГ УНЦ РАН. – Уфа, 1996. – С. 47–50.

**Маслов В.А., Артюшкова О.В., Нурмухаметов Э.М.** Франские отложения Магнитогорского мегасинклинория: Препр. / РАН. Уфимский науч. центр. Ин-т геологии. – 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): Препр. / РАН. Уфимский науч. центр. Ин-т геологии. – Уфа, 1987<sub>2</sub>. – 31 с.

**Маслов В.А., Артюшкова О.В., Пазухин В.Н.** К вопросу о возрасте вулканогенно-осадочного комплекса района дер. Новобайрамгулово // Ежегодник – 1993 / ИГ УНЦ РАН. – Уфа, 1994. – С. 43–47.

**Маслов В.А., Родионов В.Ю., Микрюков А.М.** К вопросу о возрасте пород района хр. Биягода // Стратиграфия и палеонтология палеозоя Южного Урала. – Уфа: БФАН СССР, 1980. – С. 13–15.

**Матвеева Е.А., Артюшкова О.В., Якупов Р.Р. и др.** Конденсированный разрез девона Уйской шовой зоны Южного Урала // Бюлл. МОИП. Отд. геол. – 2008. – Вып. 6. – С. 53–55.

**Меглицкий Н.Г., Антипов А.И.** Геогностическое описание южной части Уральского хребта, исследованной в течение 1854–1855 годов // Горный журнал. – 1858.

**Мизенс Г.А.** Осадочные комплексы позднего девона – карбона на юге Урала и проблема коллизии континентальных плит // Палеозоны субдукции: тектоника, магматизм, метаморфизм, седиментогенез. – Екатеринбург, 2000. – С. 65–84.

**Мизенс Г.А.** Седиментационные бассейны и геодинамические обстановки в позднем девоне – ранней перми юга Урала. – Екатеринбург: ИГиГ УрО РАН, 2002. – 190 с.

**Мизенс Г.А.** О строении среднедевонской ишкининской толщи в стратотипической местности (Магнитогорская зона Южного Урала) // Ежегодник – 2003 / ИГиГ УрО РАН. – Екатеринбург, 2004. – С. 118–123.

**Мизенс Г.А., Черных В.В., Мизенс А.Г.** О нижней границе верхнедевонской зилаирской серии на восточном склоне Южного Урала // Докл. РАН. – 2001. – Т. 380, № 2. – С. 224–227.

**Мурчисон Р.И., Вернейль Э., Кейзерлинг А.** Геологическое описание Европейской России и хребта Уральского: Пер. с англ. А. Озерского // Горный журнал. – 1848. – Ч. 2, книжка 4, гл. XVIII. – С. 1–113.

**Наседкина В.А., Бороздина Г.Н.** Конодонты из пограничных отложений среднего – верхнего девона на восточном склоне Среднего Урала // Проблемы стратиграфии и палеонтологии Урала. – Екатеринбург: ОАО УГСЭ, 1999. – С. 45–51.

**Нестоянова О.А.** Стратиграфия силура и девона Магнитогорского синклиниория // Сов. геология. – 1959. – № 11. – С. 16–28.

**Нестоянова О.А.** Основные черты стратиграфии, тектоники и вулканизма зелено-каменного комплекса Учалинского рудоносного района (восточный склон Южного Урала) // Материалы по геологии и полезным ископаемым Южного Урала. – М.: Госгеолтехиздат, 1960. – Вып. 2. – С. 55–75.

**Нестоянова О.А.** Вулканизм восточного склона Южного Урала // Магматизм, метаморфизм, металлогения Урала: Труды I Уральск. петрогр. совещ. – Свердловск: УФАН СССР, 1963. – Т. 2. – С. 27–48.

**Нестоянова О.А.** Восточный слон Южного Урала // Стратиграфия СССР. – Книга 1: Девонская система / Под ред. Д.В. Наливкина. – М.: Недра, 1973. – С. 358–376.

**Нестоянова О.А., Корень Т.Н.** О новых находках лудловских граптолитов на Южном Урале // Докл. АН СССР. – 1963. – Т. 151, № 2. – С. 407–410.

Объяснительная записка к геологической карте Казахской ССР. Серия Тургайско-Мугоджарская. / Отв. ред. Б.Е. Милецкий. – 1:500000. – Алма-Ата, 1981. – 228 с.

Объяснительная записка к геологической карте СССР. Сер. Южно-Уральская. N-40-XXIV / К.П. Плюснин, А.А. Плюснина. – 1:200000. – М.: Недра, 1964. – 104 с.

Объяснительная записка к геологической карте СССР. Сер. Южно-Уральская. N-40-XXX / К.П. Плюснин, А.А. Плюснина. – 1:200000. – М.: Недра, 1965. – 91 с.

**Пазухин В.Н., Пучков В.Н., Барышев В.Н.** Новые данные по стратиграфии зилаирской серии (Ю. Урал) // Ежегодник – 1995 / ИГ УНЦ РАН. – Уфа, 1996. – С. 34–41.

**Петренко А.А.** Геологический очерк Орско-Домбаровского промышленного района // Записки ВМО. – 1939. – Сер. 2, вып. 3, ч. 68. – С. 480–503.

**Плюснина А.А.** Стратиграфия верхнедевонских отложений северной части Магнитогорского синклиниория // Сов. геология. – 1974. – № 5. – С. 76–87.

Постановления Межведомственного стратиграфического комитета и его постоянных комиссий // Мат-лы страт. совещ.: Межд. Симпозиум «Биостратиграфическое обоснование ярусных границ каменноугольной системы Вост. Европы». Выездная сессия комиссии по каменноугольной системе. Спб.: Изд-во ВСЕГЕИ, 2003. С. 36–40.

**Прокин В.А.** Закономерности размещения колчеданных месторождений на Южном Урале. – М.: Недра, 1977. – 174 с.

**Пучков В.Н.** Находки девонских конодонтов на западном склоне Урала и их значение для стратиграфии палеозоя лемвинского типа // Конодонты Урала и их стратиграфическое значение. – Свердловск: УНЦ АН СССР, 1979. – С. 33–52.

**Пучков В.Н.** Палеогеодинамика Южного и Среднего Урала. – Уфа: Даурия, 2000. – 146 с.

**Пучков В.Н., Барышев В.Н., Пазухин В.Н.** Новые данные по стратиграфии терригенно-кремнистого девона на западном склоне Башкирского Урала // Ежегодник – 1996 / ИГ УНЦ РАН. – Уфа, 1998. – С. 24–31.

**Пучков В.Н., Иванов К.С.** К стратиграфии верхнедевонско-нижнекаменноугольных толщ Сакмарской зоны // Новые данные по геологии Урала. – Свердловск: УНЦ АН СССР, 1987. – С. 84–93.

**Пучков В.Н., Иванов К.С., Пелевин И.А.** К стратиграфии ирендыкской свиты Южного Урала / Ежегодник – 1988 / ИГиГ УрО АН СССР. – Свердловск, 1989. – С. 13–16.

Решение VI пленума комиссии по девонской системе // Постановления Межведомственного стратиграфического комитета России и его постоянных комиссий. Спб.: ВСЕГЕИ. – 1994. – Вып. 27. – С. 28–30.

**Рихтер Я.А., Кригер М.А.** Новые данные по стратиграфии и тектонике восточного крыла Магнитогорского мегасинклиниория в Домбаровском районе (Южный Урал) // Вопросы геологии Южного Урала и Поволжья. – Саратов: Изд-во СГУ, 1969. – Ч. 1, вып. 4. – С. 25–37.

**Родионов В.Ю., Радченко В.В.** О стратиграфии палеозойских отложений восточного крыла Зилаирского синклинория // Биостратиграфия девона и карбона Урала. — Уфа: БНЦ УрО АН СССР, 1988. — С. 15–22.

**Руженцев С.В., Самыгин С.Г.** Структура и тектоническое развитие области сочленения Восточно-Европейской платформы и Южного Урала // Геотектоника. — 2004. — № 4. — С. 20–44.

**Сагло В.В., Ходаевич А.Н., Шаратов А.Ф.** Живетские отложения восточного склона Южного Урала // Материалы по геологии и полезным ископаемым. — Челябинск, 1972. — Вып. 3. — С. 3–18.

**Салихов Д.Н.** Средне-позднепалеозойская коллизионная история развития Магнитогорского мегасинклинория: Дис. ... д-ра геол.-минер. наук. в форме науч. докл. — Екатеринбург, 1997. — 85 с.

**Салихов Д.Н., Яркова А.В., Салихова Р.Н., Мосейчук В.М.** Вулканизм позднего девона Магнитогорского мегасинклинория (геология, петрохимия, геохимия): Препр. / АН СССР. Уральск. отд. Башкирск. науч. центр. Ин-т геологии. — Уфа, 1987. — 33 с.

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

**Серавкин И.Б.** Вулканизм и колчеданные месторождения Южного Урала. — М.: Наука. — 1986. — 267 с.

**Серавкин И.Б., Знаменский С.Е., Косарев А.М.** Разрывная тектоника и рудоносность Башкирского Зауралья. — Уфа: Полиграфкомбинат, 2001. — 318 с.

**Скрипиль В.И., Недождогин М.С., Сибирская Н.А.** Гайский рудный район // Материалы по геологии и полезным ископаемым Южного Урала. — М.: Недра, 1962. — Вып. 3. — С. 111–130.

**Смирнов Г. А., Смирнова Т. А.** Материалы к палеогеографии Урала. Очерк III. Фаменский век. — Свердловск: УФАН СССР, 1961. — 85 с.

**Смирнов Г.А., Смирнова Т.А., Ключина М.Л., Анфимов Л.В.** Материалы к палеогеографии Урала. Очерк 5. Франский век. — М.: Наука, 1974. — 218 с.

Среднепалеозойский вулканизм Башкирского Зауралья и связь с ним колчеданного оруденения / *П.Ф. Сопко, И.Б. Серавкин, А.С. Бобохов и др.* / *Отв. ред. П.Ф. Сопко.* — Уфа: БФАН СССР, 1983. — 116 с.

**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. — (Тр. Ин-та геологии и геофизики СО АН СССР; Вып. 562).

Стратиграфические схемы Урала. — Екатеринбург, 1993.

Стратиграфический кодекс. — 2-е изд., дополн. — СПб.: ВСЕГЕИ, 1992. — 120 с.

Стратиграфический кодекс. — 3-е изд. — СПб.: ВСЕГЕИ. — 2006. — 96 с.

Стратиграфия и корреляция вулканогенных комплексов основных медноколчеданных районов Южного Урала / *В.А. Маслов, В.Л. Черкасов, В.Т. Тищенко и др.* — Уфа: УНЦ РАН, 1993. — 216 с.

Стратиграфия СССР. Девонская система. Книга 1.— М.: Недра, 1973. — 520 с.

**Сурин Т.Н.** Петрология и геохимия вулканитов раннеживетской базальт-риолитовой колчеданосной формации (Южный Урал): Препр. / РАН. Уфимский науч. центр. Ин-т геологии. Уфа, 1993.— 45 с.

**Тевелев Ал.В., Аргюшкова О.В., Борисенко В.И. и др.** Новые данные о возрасте и структуре палеозойских комплексов Сухтелинской зоны на восточном склоне Южного Урала // Бюлл. МОИП. Отд. геол. — 1998. — Т. 73, Вып. 5. — С. 63–65.

**Тевелев Ал.В., Кошелева И.А.** Геологическое строение и история развития Южного Урала (Восточно-Уральское поднятие и Зауралье). — М.: Изд-во МГУ, 2002. — 124 с. — (Тр. лаборатории складчатых поясов).

**Тищенко В.Т.** Шелочно-базальтоидная формация нижнего девона в южной части западного крыла Магнитогорского прогиба // Тез. докл. к 1-му симпозиуму по вулканизму Юж. Урала). – Миасс, 1971. – С. 43–44.

**Тищенко В.Т.** Гайский рудный район // Медноколчеданные месторождения Урала: Геологические условия размещения. – Свердловск: УНЦ АН СССР, 1985. – С. 163–167.

**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. – Уфа: БФАН СССР, 1985. – С. 3–8.

Унифицированные и корреляционные стратиграфические схемы Урала. – Л., 1968.

Унифицированные и корреляционные стратиграфические схемы Урала. – Свердловск, 1980.

**Фролова Т.И., Бурикова И.А.** Геосинклинальный вулканизм. – М: Изд-во МГУ, 1977. – 264 с.

**Хабаков А.В.** Тектоника // Геологическое строение Орско-Халиловского района. – М.; Л.: Госгеолиздат, 1941. – С. 75–83.

**Халымбаджа В.Г., Мингалеев Н.М.** Новые фаменские полигнатидные конодонты из зилаирской серии восточного склона Южного Урала // Бюлл. МОИП. Отд. геол. – 1994. – Т. 69, Вып. 3. – С. 81–98.

**Хворова И.В., Вишневская В.С.** Кремнистые породы складчатых поясов фанерозоя // Происхождение и практическое использование кремнистых пород. – М.: Наука, 1987. – С. 59–85.

**Хворова И.В., Ильинская М.Н.** Сравнительная характеристика двух вулканогенно-осадочных формаций Южного Урала // Вулканогенно-осадочные и терригенные формации. – М., 1963. – С. 87–160. – (Тр. ГИН АН СССР; Вып. 81).

**Хворова И.В., Ильинская М.Н.** Девонская олистострома Южного Урала // Литология и полезн. ископ. – 1981. – № 6. – С. 25–37.

**Херасков Н.П.** Геология и генезис Восточно-Башкирских марганцевых месторождений // Вопросы литологии и стратиграфии СССР. Памяти А.Д. Архангельского. – М.: Изд-во АН СССР, 1951. – С. 328–348.

**Червяковский Г.Ф.** Среднепалеозойский вулканизм восточного склона Урала. – М.: Наука, 1972. – 258 с.

**Черкасов В.Л., Смирнова И.А.** Взаимоотношения и возраст вулканогенных образований восточного крыла Магнитогорского мегасинклинория // Материалы по геологии и полезным ископаемым Оренбургской области. – Челябинск, 1972. – Вып. 3. – С. 73–84.

**Черкасов В.Л., Смирнова И.А., Тищенко В.Т.** О возрасте рудовмещающих толщ и колчеданного оруденения Оренбургского Урала // Сов. геология. – 1990. – № 7. – С. 46–52.

**Чернышев Ф.Н.** Геологические исследования произведенные на Урале летом 1884 г. – СПб, 1885. – 107 с. (Изв. Геолкома; Т. 4).

**Чернышев Ф.Н.** Общая геологическая карта России. Лист 139-й. Описание центральной части Урала и западного его склона. – СПб., 1889. – 393 с. – (Тр. Геолкома; Т. 3, № 4).

**Чибрикова Е.В.** Стратиграфия девонских и более древних палеозойских отложений Южного Урала и Приуралья (по растительным микрофоссилиям). – М.: Наука, 1977. – 160 с.

**Чибрикова Е.В., Олли В.А.** Первые находки спор растений в ирендыкской свите на восточном склоне Южного Урала // Стратиграфия и палеонтология палеозоя Южного Урала. – Уфа: БФАН СССР, 1980. – С. 9–12.

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

**Чибрикова Е.В., Олли В.А.** Соотношение силурийских и девонских (ирендыкских) пород в разрезе «Мансурово» // Геологический сборник № 2 / ИГ УНЦ РАН. — Уфа, 2003. — С. 51–52.

**Чибрикова Е.В., Олли В.А.** Верхнедевонские отложения северной части Казахстанского Урала // Стратиграфия. Геологическая корреляция. — 2005. — Т. 13, № 6. — С. 19–36.

**Шарфман В.С.** Стратиграфия и тектоника зеленокаменного синклиория Баймакского района Башкирии // Сов. геология. — 1959. — № 8. — С. 33–45.

**Шарфман В.С.** Положение колчеданных месторождений в силурийском разрезе Баймакского и Бурибаевского районов Башкирии // Материалы по геологии и полезным ископаемым Южного Урала. — М.: Госгеолтехиздат, 1962. — Вып. 3. — С. 107–110.

**Шарфман В.С.** О взаимоотношении силурийских и девонских вулканогенных свит в западном крыле Магнитогорского мегасинклиория // Материалы по геологии и полезным ископаемым Южного Урала. — М.: Недра, 1965. — Вып. 4. — С. 30–36.

**Шарфман В.С.** Сибайский стратовулкан на Южном Урале // Докл. АН СССР. — 1968. — Т. 182, № 5. — С. 1174–1175.

**Шарфман В.С.** Особенности строения и развития палеовулканов в спилитоальбитофировых формациях Южного Урала // Тез. докл. 5-й научно-отчетной конф. геол. факультета МГУ. — М.: Изд-во МГУ, 1970. — С. 47–53.

**Штукенберг А.** Геологические исследования в Южном Урале (предварительный отчет) // Изв. Геол. ком. — 1896. — Т. XV.

**Штукенберг А.** Геологические исследования в Южном Урале, произведенные в 1897 г. (предварительный отчет) // Изв. Геол. ком. — 1898. — Т. XVII, № 3.

**Штукенберг А.** Геологические исследования в Южном Урале, произведенные в 1898 г. (предварительный отчет) // Изв. Геол. ком. — 1899. — Т. XVIII, № 6.

**Щеглова-Бородина О.Н.** Определение фауны в серном колчедане Сибайского месторождения на Южном Урале // Тр. ГГИ УФАИ СССР. — Свердловск, 1956. — Вып. 24. — С. 169–172.

**Язева Р.Г., Бочкарев В.В.** Геология и геодинамика Южного Урала (опыт геодинамического картирования). — Екатеринбург: ИГиГ УрО РАН, 1998. — 203 с.

**Якупов Р.Р., Мавринская Т.М., Абрамова А.Н.** Палеонтологическое обоснование схемы стратиграфии палеозоя северной части Зилаирского мегасинклиория. — Екатеринбург, 2002. — 158 с.

**Abramova A.N., Artyushkova O.V.** The Frasnian-Famennian Boundary in the South Urals // Geological Quarterly — 2004. — 48 (3). — P. 217–232.

**Becker R.Th., House M.R.** Proposals for an international substage subdivision of the Frasnian. — I.U.G.S Subcommission on Devonian Stratigraphy. Newsletter. — No. 15, December 1998. — P. 17–21.

**Karig D.E., Anderson R.N., Bibee L.D.** Characteristics of back arc spreading in the Mariana Trough // J. Geophys. Research. — 1978. — Vol. 83, No. 83. — P. 1213–1226.

**Schülke I.** Evolutive Prozesse bei Palmatolepis in der Frühen Famenne-Stufe (Conodonts, Ober-Devon) // Göttingen Arb. Geol. Paläont. — Göttingen, 1995. — 67. — S. 1–108.

**Ziegler W., Sandberg C.F.** The Late Devonian Standard Conodont Zonation // Cour. Forsch. — Inst. Senckenberg. — 1990. — 121. — P. 1–115.

Предисловие.....	3
<b>Введение</b> .....	4
<b>Глава 1. Современное состояние изученности стратиграфии палеозойских отложений на восточном склоне Южного Урала</b> .....	7
<b>Глава 2. Стратиграфия вулканогенно-осадочных отложений девона Магнитогорской мегазоны</b> .....	17
Западно-Магнитогорская зона.....	17
Девонская система .....	18
Нижний отдел .....	18
Лохковский, пражский и эмский ярусы.....	18
Мазовская свита ( <i>D<sub>1</sub>mz</i> ) .....	18
Рыскужинская толща ( <i>D<sub>1</sub>rs</i> ).....	21
Ильтибановская толща ( <i>D<sub>1</sub>il</i> ).....	29
Мансуровская толща ( <i>D<sub>1</sub>mn</i> ) .....	38
Ускульская толща ( <i>D<sub>1</sub>us</i> ) .....	41
Мостостроевский щелочной вулканогенный комплекс ( <i>D<sub>1</sub>emt</i> ) ....	43
Баймак-бурибайская свита ( <i>D<sub>1</sub>bb</i> ) .....	46
Гайский вулканогенный комплекс ( <i>D<sub>1-2</sub></i> ) .....	55
Средний девон .....	57
Эйфельский и живетский ярусы.....	57
Ирендыкская свита ( <i>D<sub>2</sub>ir</i> ).....	59
Туратская свита ( <i>D<sub>2</sub>tr</i> ).....	69
Ишкининская толща ( <i>D<sub>2</sub>iš</i> ).....	75
Актауская свита ( <i>D<sub>2-3</sub>ak</i> ).....	77
Карамальташская свита ( <i>D<sub>2</sub>kr</i> ).....	87
Ярлыкпаповская свита ( <i>D<sub>2</sub>yar</i> ) .....	100
Улутауская свита ( <i>D<sub>2-3</sub>ul</i> ).....	105
Колтакская толща ( <i>D<sub>2-3</sub>kl</i> ) .....	117
Верхний девон .....	120
Франский и фаменский ярусы .....	120
Мукасовская свита ( <i>D<sub>3</sub>mk</i> ) .....	123
Бугодакская свита ( <i>D<sub>3</sub>bd</i> ).....	145
Биягодинская свита ( <i>D<sub>3</sub>bg</i> ) .....	154
Зилаирская свита ( <i>D<sub>3</sub>zl</i> ).....	174

<b>Восточно-Магнитогорская зона</b> .....	194
<b>Девонская система</b> .....	195
Нижний девон .....	195
Лохковский, пражский, эмсский ярусы.....	195
<i>Субутакская толща (D<sub>1</sub>sb)</i> .....	195
<i>Тюлькубайская толща (D<sub>1</sub>tl)</i> .....	197
<i>Андреевская толща (D<sub>1</sub>an)</i> .....	198
<i>Киембаевская свита (D<sub>1</sub>km)</i> .....	201
<i>Кукбуктинская толща (D<sub>1</sub>kt)</i> .....	204
Средний отдел.....	205
Эйфельский и живетский ярусы.....	205
<i>Аул-Кумакская толща (D<sub>2</sub>ak)</i> .....	206
<i>Карагайская толща (D<sub>2</sub>kg)</i> .....	206
<i>Соленодольская толща (D<sub>2-3</sub>sn)</i> .....	207
<i>Александринская толща (D<sub>2</sub>al)</i> .....	210
<i>Гумбейская свита (D<sub>2</sub>gm)</i> .....	218
<i>Урлядинская толща (D<sub>2-3</sub>ur)</i> .....	232
<i>Копаловская толща (D<sub>2-3</sub>kp)</i> .....	235
<i>Новобуранная толща (D<sub>2-3</sub>nb)</i> .....	237
Верхний девон .....	238
Франский и фаменский ярусы .....	238
<i>Бабарыкинская толща (D<sub>3</sub>br)</i> .....	238
<i>Арсинская толща (D<sub>3</sub>ar)</i> .....	240
<i>Аблязовская толща (D<sub>3</sub>ab)</i> .....	245
<i>Шелудивогорская толща (D<sub>3</sub>šg)</i> .....	252
<i>Новоивановская толща (D<sub>3</sub>ni)</i> .....	255
<i>Шумилинская свита (D<sub>3</sub>-C<sub>1</sub>šm)</i> .....	256
<i>Свита горы Магнитной (D<sub>3</sub>-C<sub>1</sub>mg)</i> .....	258
 <b>Глава 3. Схема стратиграфии девонских отложений Западно-Магнитогорской структурно-фациальной зоны и ее сопоставление со схемами соседних зон Южного Урала</b> .....	259
Девонская система.....	261
Нижний отдел.....	261
Средний отдел.....	266
Верхний отдел.....	270
 <b>Заключение</b> .....	275
<b>Литература</b> .....	278