

КОЛЕБАНИЯ УРОВНЯ МИРОВОГО ОКЕАНА И ОСАДКОНАКОПЛЕНИЕ В ДЕВОНСКИХ ГЛУБОКОВОДНЫХ БАСЕЙНАХ ЮГА УРАЛА

Г.А. Мизенс

*Институт геологии и геохимии УрО РАН
620151, Екатеринбург, Почтовый пер., 7
E-mail: mizens@igg.uran.ru*

Поступила в редакцию 22 июля 2003 г.

Дана краткая характеристика девонских отложений юга Урала. Описаны основные седиментационные бассейны девонского периода, их происхождение и эволюция, области сноса обломочного материала, охарактеризованы условия осадконакопления. На основе сопоставления с трансгрессивными и регрессивными событиями, установленными в мелководных эпиконтинентальных бассейнах этого возрастного интервала, делается вывод, что колебания уровня мирового океана оставили следы и в глубоководных комплексах. Речь идет, прежде всего, об эйфельском и фран-фаменском трансгрессивно-регрессивных циклах. Показано, что образование широко распространенных на восточном склоне Урала силицитовых комплексов эйфеля и верхнего франа может быть связано с всеобщим повышением уровня моря, а сменяющие их вверх по разрезу глыбовые микститы отражают понижение этого уровня. Влияние локальных тектонических событий в рассмотренных случаях, по-видимому, было второстепенным.

Ключевые слова: *Южный Урал, девон, эйфель, фран, фамен, бассейны осадконакопления, силициты, микститы, колебания уровня моря.*

WORLD OCEAN LEVEL FLUCTUATIONS AND SEDIMENTATION IN DEVONIAN DEEP-WATER BASINS OF THE SOUTH OF URALS

Gunar A. Mizens

Institute of Geology and Geochemistry, Urals Branch of RAS

The brief survey of Devonian deposits of the Southern Urals is given. The major sedimentation basins of the Devonian period are described, their origin and evolution, source of clastic supply, environments are characterized. On the base of comparison with transgressive and regressive events established in shallow-water epicontinental basins of this time interval, it is concluded, that fluctuations of the world ocean level have left traces in deep-water complexes as well. The question is, first of all, about Eifelian and Frasnian-Famennian transgressive-regressive cycles. It is shown, that formation of widespread Eifelian and Upper Frasnian siliceous complexes on east slope of Urals can be connected to general rising of sea level. Clumpy mixtites superposing the silicites in the section is evidence of the sea-level downturn. Influences of tectonic events in the considered cases, apparently, were secondary.

Key words: *Southern Urals, Devonian, Eifelian, Frasnian, Famennian, sedimentary basin, cherts, olistostrome, sea-level fluctuation.*

Колебания уровня мирового океана обычно оставляют заметные следы в геологической летописи платформенных областей, в разрезах, формировавшихся в мелководных бассейнах. Прослеживающиеся на всех континентах направленные изменения условий осадконакопления, про-

явление перерывов и эрозионных поверхностей чаще всего связаны с всеобщими трансгрессиями и регрессиями. К ним нередко приурочены еще и массовые вымирания организмов. Эти процессы хорошо изучены и описаны в многочисленных работах, чего, однако, нельзя сказать о глубоко-

водных бассейнах складчатых областей. Здесь изменения характера седиментогенеза, как правило, объясняются местными тектоническими событиями. В большинстве случаев это, по-видимому, справедливо, так как на условия осадконакопления в бассейнах глубиной во многие сотни метров и километры не влияют относительно небольшие колебания уровня моря. Они могли, тем не менее, повлиять на области размыва, на источники обломочного материала, как это в свое время показал А.П. Лисицын [1988 и др.], и таким образом отразиться в характере поступающего в бассейн обломочного материала.

Упомянутые процессы, по-видимому, имели место и в палеозойских (в том числе девонских) бассейнах Южного Урала, характер седиментогенеза которых в последние годы активно изучается.

Общая характеристика девонских отложений Южного Урала

Главными структурными элементами южной части Урала являются (рис. 1) Западноуральская, Магнитогорская, Восточноуральская и Зауральская мегазоны и Предуральский прогиб [Формирование ..., 1986]. На территории Западного склона Урала (в пределах Западноуральской мегазоны) располагаются также три крупных аллохтона (Сакмарский, Кракинский и Бардымский), которые, предположительно, перемещены из восточных районов.

Девонские отложения присутствуют в составе всех упомянутых структур, но наиболее полно они развиты на территории Западноуральской и Магнитогорской мегазон, а также в фундаменте Предуральского прогиба. В Восточноуральской и Зауральской мегазонах этот возрастной интервал представлен фрагментарно и, вследствие крайне слабой обнаженности, изучен плохо, поэтому здесь рассматриваться не будет. Предуральский прогиб образовался в позднем палеозое на окраине платформы. Девонские отложения входят в состав его фундамента и будут охарактеризованы в разделе, посвященном платформе, также как и комплексы, обрамляющие Башкирский мегантиклинорий.

Западноуральская мегазона объединяет Зилаирский синклиний (синформу), Башкирский мегантиклинорий и антиформу Уралтау, хотя некоторые исследователи [Пучков, 2000; и др.] последние две структуры относят к самостоятельной мегазоне – **Центральноуральской**.

Стратиграфия нижнего и среднего девона территории Зилаирского синклиория (табл. 1) не совсем ясна. Особенно это касается границ между ярусами, а также деталей строения и состава. Эмский ярус нижнего девона и средний девон в восточной части синклиория представлены переслаивающимися кварцевыми песчаниками, кремнистыми и глинистыми сланцами, иногда с конгломератами и глыбами известняков [Пучков, 1979; 2000]. В кремнях обнаружены эмские, эйфельские и живетские конодонты, но точки находок единичные. В центральных районах синклиория эти слои глубоко погружены и не изучены. А в тектонически сильно нарушенных Кракинской и Сакмарской зонах нижне- и среднедевонские отложения обнажаются только в виде отдельных фрагментов разрезов. Существует мнение [Пучков, 2000] о наличии в районе серпентинитовых массивов Крака двух типов разреза этого возрастного интервала – параавтохтонного (кремни с прослоями кварцевых песчаников) и аллохтонного (кремни, ассоциирующие с вулканитами и ультрабазитами, разрозненные глыбы известняков). Однако пока нет полной уверенности, что с вулканическими породами связаны силициты. Исследователи, изучавшие в последние годы стратиграфию зоны Крака [Якупов и др., 2002], отмечают, что надежные седиментогенные контакты кремней с вулканитами не встречены. Возраст кремней, по их данным, во всех случаях отвечает нижнему девону и эйфельскому ярусу среднего девона. Живетские конодонты в силицитах этого района до сих пор не обнаружены. Возможно, упомянутый интервал представлен отложениями другого типа (песчаниками или вулканитами?).

Территория Сакмарской зоны имеет не менее сложное строение. В целом здесь выделяют до пяти структурно-формационных комплексов, среди которых большая часть предположительно является аллохтонной [Руженцев, Аристов, 2003]. В первом приближении это кремнистый сакмарский комплекс (O_2-D_2), вулканогенно-кремнистый сугралинский (O_2-D_3), кремнисто-терригенный херсонковский (D_1-C), кремнисто-вулканогенный губерлинско-косистекский (O_2-D_2), кремнистый сарбаевский (D_1-D_3). Тем не менее, наличие здесь параавтохтонных образований, объединяемых в два типа разрезов, вероятно [Иванов, Пучков, 1984; Пучков, Иванов, 1985; Стратиграфия ..., 1993; Пучков, 2000].

1. Глинистые и кремнистые сланцы с прослоями глинистых известняков, содержащих конодонты пражского яруса нижнего девона и

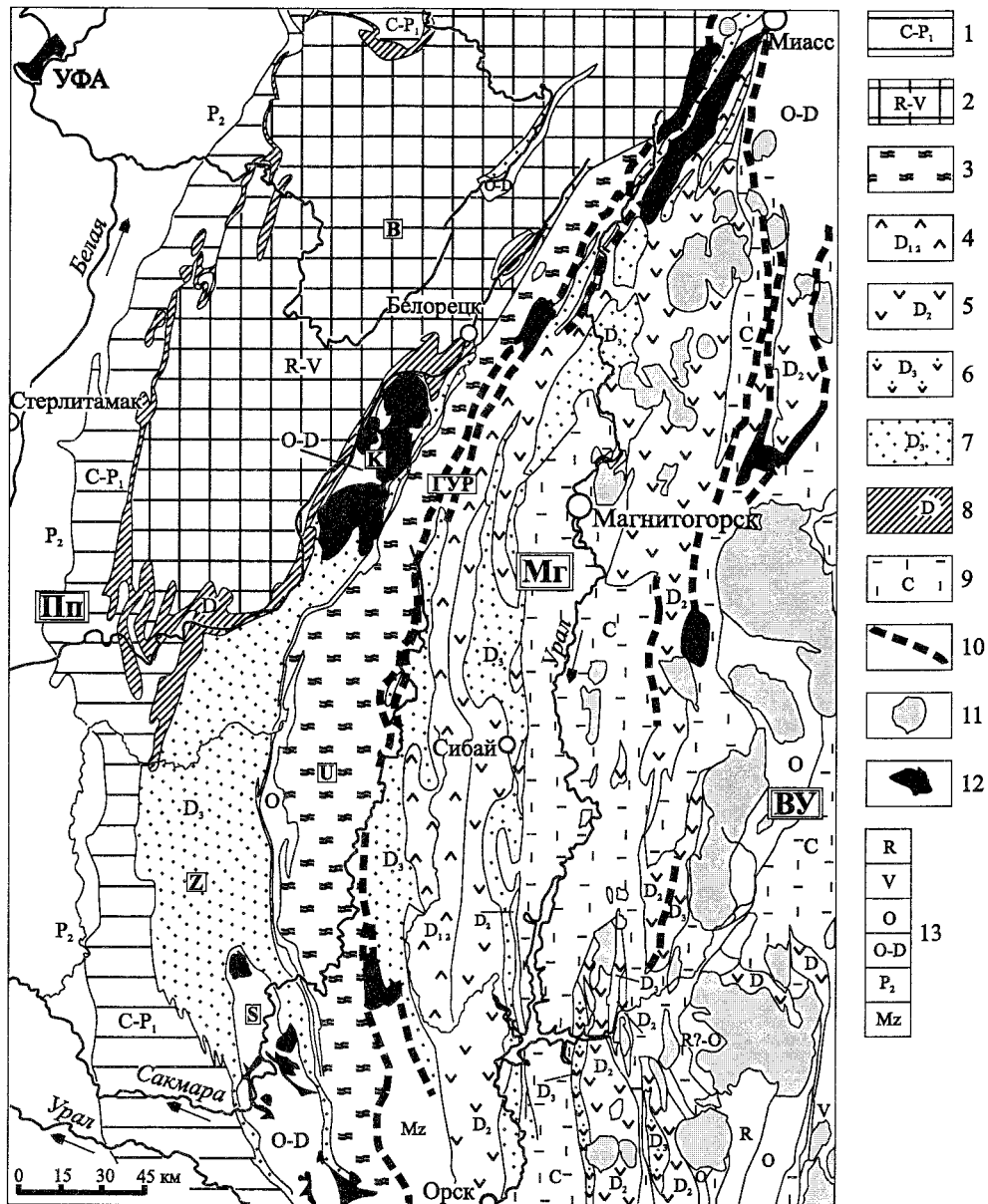


Рис. 1. Схематическая геологическая карта западного сегмента Южного Урала на основе Геологической карты Урала масштаба 1:500 000, (1979).

1 – карбон и нижняя пермь Предуральского прогиба и восточного края Русской платформы, 2 – рифей и венд Башкирского мегантиклинория, 3 – метаморфические комплексы Уралтау; 4-6 – вулканические комплексы: 4 – эмса и нижнего эйфеля, 5 – среднего девона, 6 – верхнего девона; 7 – осадочные отложения верхнего девона, 8 – верхнедевонские карбонатные комплексы, 9 – вулканические и осадочные комплексы каменноугольного возраста, 10 – зоны серпентинитовых мегамеланжей, 11 – гранитоиды и габбро, 12 – основные серпентинитовые массивы, 13 – поля развития рифейских (R), вендских (V), ордовикских (O), ордовикско-девонских (O-D), верхнепермских (P₂) и мезозойских (Mz) отложений. Буквенные обозначения: Пп – Предуральский прогиб, Мг – Магнитогорская мезозона, ВУ – Восточно-Уральская мезозона, ГУР – зона Главного уральского разлома, U – зона Уралтау, В – Башкирский мегантиклинорий, Z – Зилаирский синклиний, аллохтоны: К – Кракинский, S – Сакмарский.

кремней с конодонтами верхов эйфеля. Выше этих пород залегают плитчатые кремни, глинистые и углисто-глинистые сланцы егиндинской

свиты, которая в верхах франа постепенно сменяется флишем зилаирской серии, а на западе – карбонатно-глинистой киинской свитой.

Расчленение и корреляция девонских отложений Зилаирского синклинория

		Восточная зона	Зона Крака		Сакмарская зона	
Верхний девон	Фамен	Переслаивание полимиктовых песчаников и аргиллитов, местами прослой и пачки кремнистых сланцев, в верхней части прослой калькаренитов (зилаирская серия) более 3000 м				
	Фран					
Средний девон	Живет	Кремнистые и глинистые сланцы, кварцевые песчаники, иногда глыбы известняков и конгломераты более 300 м	?		?	
	Эйфель		Кремни, кремнистые сланцы, кварцевые песчаники 100-200(?) м	Кремни, базальтоиды, местами глыбы известняков ?	Глинистые и кремнистые сланцы, прослой глинистых известняков до 200 м	Кремни, глинистые сланцы, кремне-кластовые брекчии, часто с глыбами известняков до 500 м
Нижний девон	Эмс	?	?		?	?
	Прагмен		?			
	Лохков		?			

Примечание. При составлении таблицы использованы работы [Пучков, 2000; Иванов, Пучков, 1984; Иванов, 1998; Якупов и др., 1998, 2002].

2. Кремни и глинистые сланцы раннедевонско-эйфельской кызылфлотской и раннедевонско-живетской айтпайской свит, надстраивающие ордовикско-силурийскую сакмарскую свиту. В пределах этой толщи довольно обычными являются подводнооползневые образования: комковатые и сложноскладчатые кремни, кремнекластовые брекчии, гравелиты и песчаники, часто блоки мелководных, в том числе биогермных известняков в основном прагско-эмского возраста (в айтпайской свите также и живетских).

Верхний девон в Зилаирском синклинории представлен силицитами франа, которые сменяются граувакковым флишем зилаирской серии (фамен-турне). Плитчатые кремни франского яруса (ибрагимовский горизонт) прослеживаются

по всему восточному крылу синклинория [Пучков, 2000], в то время как на западном борту этот интервал представлен кремнисто-глинистыми породами [Якупов и др., 2002]. В верхах франа-низах фамена силициты постепенно, через переслаивание, сменяются песчаниками и аргиллитами зилаирской серии. Причем, в восточных районах это происходит в интервале конodontовых зон *Late rhenana-linguiformis* [Пучков, 2000], а на западе несколько позже – в пределах верхней подзоны зоны *triangularis* [Якупов и др., 2002]. Для зилаирского флиша свойственны относительно однообразное строение и большие (свыше 3–4 км) мощности. Грубообломочные образования для них не характерны. Можно назвать лишь серию известняковых

олистоплак вблизи западного (платформенного) борта синклинория, содержащих конодонты зон *triangularis* и *Early crepida* (определения В.В. Черных), и редкие, относительно мало мощные, валунно-галечные микститы в средней части зилаирской толщи. По данным изучения гиероглифов, течения в бассейне были ориентированы с юга на север (в современных координатах), тем не менее, происхождение обломочного материала очевидно связано с кордильерой Уралтау [Мизенс, 2000; 2002а; 2002б].

В южных районах Зилаирского синклинория (Сакмарская зона) в составе девонских отложений наблюдается, по крайней мере, четыре уровня микститов [Руженцев, Аристов, 2003; Иванов, Пучков, 1984; Пучков, 2000] – раннедевонский – прагиен-эмс (полимиктовый шандинский олистостром), эйфельский (монмиктовые кремневые олистостромы, содержащие блоки известняков и кремней пражского и эмского возраста), живетско-франский (акчуринская свита и ее аналоги с глыбами кремней, базальтов и живетских известняков) и фаменский (рысаевские олистостромы с глыбами осадочных и магматических пород).

Антиформа Уралтау представлена двумя резко различающимися по составу и степени метаморфизма комплексами – суванякским на западе и максютовским на востоке. Кварцито-видные песчаники и кварциты суванякского комплекса метаморфизованы в фацию зеленых сланцев, метаморфизм максютовского (аркозовые песчаники, вулканиты, кремни, редко карбонаты) – достигает эклогит-глаукофан-сланцевой фации. Возраст того и другого комплекса преимущественно палеозойский (верхний ордовик–средний девон), но присутствие докембрийского ядра не исключается [Краснобаев и др., 1996]. В силуре, в раннем и среднем девоне на территории Уралтау осаждались мелководные известняки (по крайней мере, местами). Об этом, прежде всего, свидетельствуют перемещенные глыбы и обломки этих пород, встречающиеся в составе девонских глинисто-кремнистых и флишевых образований вдоль восточного борта Зилаирского синклинория [Келлер, 1949; Ожиганов, 1964; Пучков, 1979; Самыгин и др., 1987; и др.], а также в меланже гипербазитовых массивов Крака [Жамалетдинов, Казанцева, 1983]. Глыбы известняков прагиена-живета распространены и в олистостромах Сакмарской зоны [Иванов, Пучков, 1984]. Они не могли образоваться за счет выноса с шельфо-

вой зоны Восточно-Европейского континента, так как нередко сопровождаются полимиктовыми образованиями, содержащими зерна и гальки метаморфических и магматических пород, в том числе серпентинитов. Источником их мог быть только массив Уралтау. Среднепалеозойские конодонты были обнаружены и непосредственно на современном Уралтау – в мраморизованных известняках суванякского и максютовского комплексов [Захаров, Захарова, 1998].

Геологическое строение **Магнитогорской мегазоны**, прослеживающейся (вместе с ее южным продолжением – Западно-Мугоджарской зоной) приблизительно от широты г. Миасс на севере до южного погружения Уральских структур, гораздо сложнее. Она охватывает Вознесенско-Присакмарскую (Присакмарско-Вознесенскую), Западно-, Центрально- и Восточно-Магнитогорскую зоны. Вознесенско-Присакмарская структура фактически представляет собой зону Главного Уральского разлома (ГУР) – серпентинитовый мегамеланж, в составе которого значительную роль играют офиолиты ордовикского и, в меньшей мере, силурийского возраста. Нижнепалеозойский комплекс со структурным несогласием перекрыт осадочными породами верхнего и, местами, среднего девона, которые, тем не менее, нередко входят в состав меланжа, что, возможно, свидетельствует о неоднократной активизации движений по разлому. С востока Магнитогорская мегазона также ограничена поясом серпентинитового мегамеланжа, выделяющегося обычно как Восточно-Магнитогорская зона разломов. В отличие от ГУР-а, он имеет западное падение. Внутренние зоны мегаструктуры – Западно- и Центрально-Магнитогорская сложены преимущественно осадочными и вулканогенными образованиями девонского и каменноугольного возраста.

Девонские отложения Магнитогорской мегазоны характеризуются большим разнообразием и изменчивостью (табл. 2). Корреляцию породных комплексов затрудняет также сложная тектоника. Однако за последние 20–25 лет, благодаря активному использованию конодонтов, стратиграфия этой территории стала относительно понятной. Основная заслуга в этом принадлежит В.А. Маслову, О.В. Артюшковой и их коллегам [Маслов, 1980; Артюшкова, Маслов, 1998; Маслов и др., 1999; Маслов, Артюшкова, 2000; 2002; Стратиграфия и корреляция ..., 1993; и др.].

Отложения нижнего девона известны практически только в пределах Вознесенско-

Расчленение и корреляция девонских отложений Магнитогорской мегазоны

		Вознесенско-Присакмарская зона	Западно-Магнитогорская зона	Центрально- и Восточно-Магнитогорская зона
Верхний девон	Фамец	Полимиктовые песчаники и аргиллиты, на востоке тефроиды (зилаирская серия) более 2000 м		Известняки 40-200 м Субщелочные базальты, андезиты, дациты, туфы, известняки до 2000 м
	Фран	Кремни, кремнистые сланцы, на севере и востоке с пачками туфов и туффитов (мукасовская свита) от 50-100 м до 700-800 м		Туфы, тефроиды кремни до 400 м
Средний девон	Жизет	Кремни, глинисто-кремнистые сланцы, вулканомиктовые песчаники, микститы до 250 м	Тефроиды, туфы, глинисто-кремнистые сланцы, микститы (улутауская свита) 500-1800 м	Базальты, андезибазальты, туфы, кремни до 2000 м
	Эйфель	Вулканомиктовые и тефрогенные песчаники, глинистые сланцы, микститы до 400 м	Микстит до 120 м Яшмы до 2000 м Базальты, риолиты до 2000 м	Базальты, андезиты, риолиты, яшмы 1500- 2300 м
Нижний девон	Эмс	Субщелочные вулканиты до 1000 м	Базальты, риолиты до 2000 м	?
	Прагнен	Кремнистые и глинистые сланцы, вулканомиктовые и тефрогенные песчаники, гравелиты, иногда глыбы известняков	?	Известняки, вулканомиктовые песчаники, аргиллиты до 200 м
	Лохков	300-700 м		?

Примечание. При составлении таблицы использованы работы [Артюшкова, Маслов, 1998; Маслов, Артюшкова, 2000, 2002; Мизенс, 2002б].

Присакмарской зоны в виде изолированных, локальных фрагментов разреза, чаще всего с тектоническими границами. Это преимущественно вулканомиктовые и тефрогенные песчаники, кремнистые аргиллиты, кремни, реже известняки, субщелочные вулканиты. Средний девон уже развит значительно шире. В его нижней части (эйфельский ярус) наблюдается чередование в различных соотношениях вулканогенных, вулканогенно-обломочных, обломочных и кремневых комплексов. Существенную

роль играют микститы. Чрезвычайно изменчивы также мощности – от 3000–4000 м в полосе развития вулканитов ирендыкской свиты до 100–150 м в конденсированных разрезах актауской свиты, расположенных западнее. Мощный ирендыкский вулканогенный комплекс (сложенный в значительной степени вулканогенно-обломочными породами) на востоке частично перекрыт карамалытаецкими вулканитами и яшмами ярлыкаповской свиты. Стратиграфически выше на значительной территории

прослеживается маломощная толща бугулыгырских яшм, возраст которой, по данным В.А. Маслова и О.В. Артюшковой [2002], соответствует верхней части эйфельского яруса (конодонтовая зона *kockelianus*).

У восточного подножья хребта Ирэндьк распространены микститы эйфельского возраста (так называемая гадилевская толща), сложенные неокатанными и слабо окатанными обломками вулканических пород (преимущественно андезито-базальтов, реже кислого состава), среди которых рассеяны обломки и тела известняков размером до десятков и сотен метров, иногда обломки кремней. Местами микститы замещаются и переслаиваются с песчаниками и конгломератами. Характерна интенсивная гематитизация, в том числе присутствие тел окрашенных в красный цвет метасоматических кварцитов (яшмоидов). Толща прослеживается с перерывами вдоль вулканического комплекса ирендыкской свиты на расстоянии более 250 км (рис. 2) – приблизительно от широты пос. Аксьяр (51°50') до оз. Узункуль на севере (54°). В свое время она была довольно детально изучена В.В. Коптевой [1980; 1981], в том числе с применением горных работ. Тем не менее, ее взаимоотношения с вмещающими комплексами и особенности изменения по простиранию не всегда ясны. В.В. Коптева пришла к выводу, что в гадилевской толще на всем ее протяжении совмещены два разновозрастных, но практически одинаковых по составу и строению обломочных комплекса – позднеирендыкский (нижний эйфель по современной шкале) и предулутауский (верхи эйфеля). Как правило, микститы подстилаются ирендыкскими вулканитами, туфами и тефроидами, и чаще всего перекрывается турбидитами живетской улутауской свиты, в том числе и в стратотипической местности (в нижнем течении р. Таналык). В то же время есть разрезы (например, районы д. Баймурзино, Файзуллинского месторождения марганца и др.), где описываемая толща перекрывается яшмами ярлыкаповской свиты среднего эйфеля [Маслов, Артюшкова, 2002], что предполагает отсутствие

в этих точках верхнеэйфельских обломочных пород. Кроме того, многие тела известняков внутри микстита содержат брахиоподы бийского горизонта (низы эйфеля). На этом основании В.А. Маслов и О.В. Артюшкова относят гадилевскую толщу целиком к нижней части эйфельского яруса. Такая постановка вопроса в целом логична, но, тем не менее, вызывает ряд вопросов.

1. Брахиоподы, скорее всего, происходят из перемещенных глыб. Допустить, что в составе грубообломочного микстита имеются тела известняков, залегающие *in situ*, трудно. Тем более, что в одной из глыб около д. Гадилево нами были собраны среднеэйфельские формы (соответствующие конодонтовым зонам *costatus-australis*): *Pentamerella yavorskyi breviplicata* Sap. et Miz., *Ivdelinia anfracta* (Khod. et M. Breiv.), *Areostrophia* ? sp., *Beckmannia angularis* (Phill.), *Spinatrypa* sp., *Vagrana (Mimatrypa) flabellata* (Roem.), *Punctatrypa sibirica* Rzhon., *Merista* sp., *Rensselandia cf. ovata* (M. et I. Breiv.), *Chascothyris* ? sp. (определения Л.И. Мизенс). На находки средне- и верхнеэйфельских органических остатков (живетских по шкале 1980 года) указывает и В.В. Коптева [1980].

2. Нет удовлетворительного объяснения характера и значения перерыва между отложениями гадилевской толщи (или непосредственно ирендыкскими вулканитами) и турбидитами

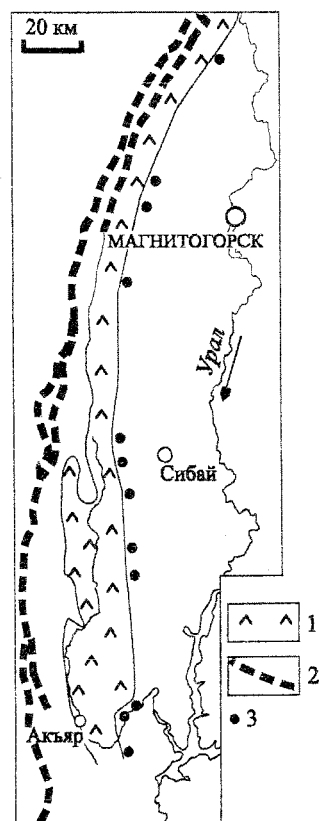


Рис. 2. Схема расположения основных разрезов гадилевской толщи.

1 – пояс развития вулканитов ирендыкской свиты, 2 – зона Главного уральского разлома, 3 – основные разрезы гадилевской толщи.

улутауской свиты. Если ограничить возраст упомянутой толщи низами эйфеля, то надо принять, что перерыв в осадконакоплении существовал в этих местах на протяжении почти всего эйфельского века, но без размыва, так как на соседних участках формировались кремни ярлыкаповской и вулканиты карамалыташской свит, практически не содержащие чуждый обломочный материал и иногда залегающие на той же гадилевской толще, мощность которой не изменилась. Кроме того, неизвестны переходные отложения между зоной перерыва (размыва?) и зоной кремненакопления.

3. Считается, что имеет место постепенный переход между ирендыкской и гадилевской толщами [Маслов, 1980; Маслов, Артиюшкова, 2002], и в качестве довода приводятся данные по скважине, пробуренной восточнее д. Гадилево. Она, по данным упомянутых исследователей, вскрыла переслаивание туфов, тефроидов, лав и лавобрекчий «типично ирендыкского облика», содержащих обломки известняков. Однако такое доказательство не очень надежно. Сходные породы встречаются на разных уровнях ирендыкской свиты и не обязательно имеют отношение к гадилевской толще. К тому же ирендыкские отложения, подстилающие гадилевскую толщу в районе самой д. Гадилево, представлены массивными шаровыми лавами.

4. Микститы гадилевской толщи по составу и строению несколько отличаются от типичных туфов ирендыкской свиты, у них более сложный набор обломочных компонентов, но гематитизация наблюдается также и в верхней части ирендыкских туфов.

Возможно, была права В.В. Коптева, и под названием «гадилевская толща» в настоящее время объединяются два комплекса – туфы и тефроиды верхов ирендыкской свиты и образовавшиеся позже обломочные отложения, местами залегающие на них в виде крупных линз. К гадилевской толще, по-видимому, должны быть отнесены только последние. Слагающий их обломочный материал происходит из той же ирендыкской свиты, но, в отличие от нижнеэйфельских тефроидов, содержит больше глыб и обломков рифовых известняков, а матрикс заметно более глинистый. Яшмы в этих разрезах отсутствуют или встречаются в виде обломков. Данные о том, что на участках, где яшмы исчезают из разреза, на их продолжении появляются обломочные породы с глыбами рифогенных известняков (например, западнее оз. Банное, в

Талкаско-Гадельшинском районе), приводят также И.В. Хворова и М.Н. Ильинская [1963]. Там, где живетские турбидиты лежат непосредственно на ирендыкских вулканитах, в среднем эйфеле, возможно, также осаждались кремни или глинистые породы, но они были разрушены и смещены в конце эйфеля. Одним из доказательств того, что кремни на этих участках находились, является, с моей точки зрения, наличие средне- и верхнеэйфельских яшм в понижениях древнего рельефа вулканогенной толщи. Например, по данным И.Б. Серавкина и др. [2001], яшмы залегают в реликтовой кальдере вулканического аппарата на территории Подольского месторождения, в то время как на соседних участках, за исключением восточного направления, они отсутствуют. Обломочные потоки, формировавшие гадилевский микстит, обладали большой эрозивной силой, так как они перемещали блоки известняков размером до нескольких сотен метров. Следовательно, эта масса вполне могла разрушить маломощную (не больше первых десятков метров) толщу кремней или глин и переместить ее фрагменты. Сложная складчатость, проявляющаяся в нижней части некоторых разрезов кремней вблизи западной границы их распространения (район Файзуллинских карьеров, бассейн речки Карагайлы и др.), позволяет думать, что слои после отложения сползли вниз по склону. В этом отношении показательное строение разреза на субмеридиональном хребтике севернее Южного карьера Файзуллинского марганцево-рудного месторождения. Здесь ровные участки (блоки) длиной до 100 м чередуются с участками (до 10–20 м), где слои яшм нарушены, смяты, раздроблены (рис. 3). Причем складки в этих участках достаточно сложные (рис. 4), в том числе лежащие и неправильные, осевые плоскости и оси складок нередко ориентированы в различных направлениях. Вероятность, что яшмы отдельными блоками сползли вниз по склону вскоре после отложения достаточно большая. К сожалению, здесь не видно, как далеко вверх по разрезу такое строение прослеживается. Хорошо обнажены только нижние 10–15 м. Однако в другом разрезе, в левом борту р. Карагайлы – в 6 км к ЗСЗ от с. Старый Сибай, аналогичная складчатость присутствует еще в 50–70 м выше подошвы. Кремни в описанном разрезе (в районе д. Файзуллино) залегают на метасоматических кварцитах, относящихся к гадилевской толще, без признаков тектонического нарушения.

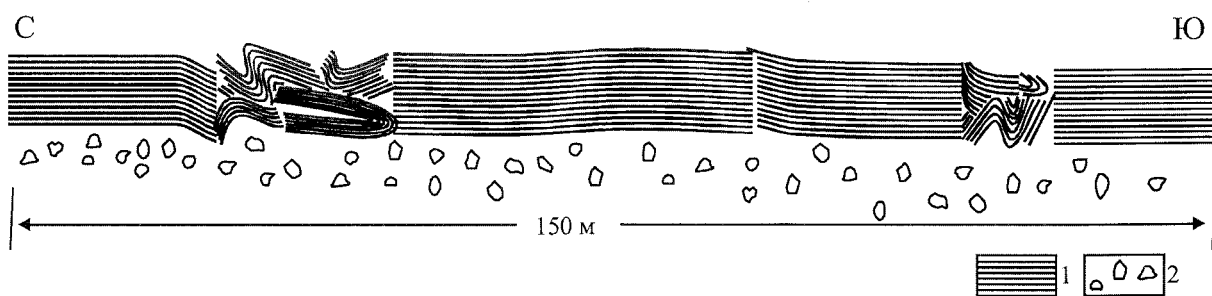


Рис. 3. Блоковое строение нижнего горизонта кремней ярлыкаповской толщи в районе Файзуллинского марганцеворудного месторождения.

1 – кремни, 2 – микститы гадилевской толщи.

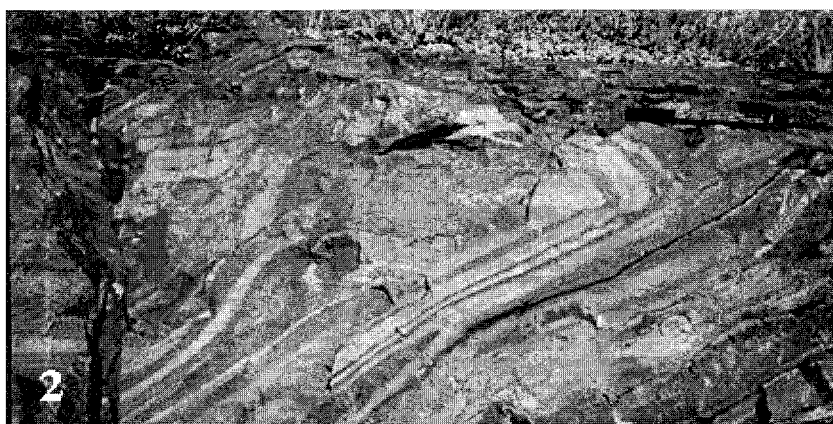


Рис. 4. Складки, образовавшиеся при оползании кремней ярлыкаповской толщи. 1, 2 – район Файзуллинского месторождения. 3 – бассейн р. Карагайлы.

Характерным является разрез гадилевской толщи в бассейне р. Карагайлы. В правом борту левого притока речки, в 1 км к ЮЮЗ от высоты с отметкой 707 м на бомбовых туфах ирендыкской свиты по неровной границе залегают плохо сортированные и плохо сгруженные гравелиты и конгломераты мощностью менее 10 м. В отличие от ирендыкских отложений, они, наряду с порфиритами, содержат обломки красноватых песчаников, песчаных силицитов размером до 1 м, реже песчаных известняков с криноидеями, иногда глыбы красных метасоматических кварцитов. Матрикс представлен глинистым песчаником. В составе этих отложений прослеживаются 3 или 4 пласта песчаников, нередко смятых в результате оползания. В упомянутом разрезе нет постепенного перехода между ирендыкскими туфами и микститом. Кроме того, здесь наблюдается очень неровная (перепады не менее 6–7 м) граница между гадилевскими образованиями и перекрывающими песчаниками улутауской свиты. Но решить однозначно, является ли граница эрозионной или мы имеем дело с остаточным рельефом, образовавшимся в результате оползания, пока не удастся.

Отложения гадилевской толщи, по-видимому, формировались в глубоководной обстановке. Непосредственная связь с яшмами и турбидитами, в том числе переслаивание с турбидитами, говорит об отложениях глубоководных дебитных потоков. Предположение о мелководном характере упомянутых образований, высказанное В.В. Коптевой [1980], а также в некоторых более поздних работах, маловероятно. Тела рифовых известняков, как я уже отмечал, являются переменными. По ним нельзя судить об условиях формирования вмещающих пород.

На протяжении живецкого века и в начале франа в Западно-Магнитогорской зоне формировался мощный (до 2000 м) вулканогенный флиш улутауской свиты, представленный вулканомиктовыми образованиями, тефроидами и туфами преимущественно среднего и кислого, в меньшей степени основного, состава. Преобладают песчаники, но обычными являются также грубообломочные породы – конгломераты, микститы, содержащие, в том числе, гальки и глыбы известняков. Источником обломочного материала при этом служила уже Магнитогорская островная дуга [Мизенс, 2002б], располагавшаяся на востоке (в современных координатах) и частично представленная вулканическими комплексами (лавами и туфами) Центрально- и Восточ-

но-Магнитогорской зоны. В течение всего этого времени массив раннедевонской Ирендыкской дуги существовал как барьер, несмотря на то, что уже был погружен ниже уровня моря. К западу от него (Вознесенско-Присакмарская зона) осаждались преимущественно маломощные кремни и глинисто-кремнистые осадки, туда турбидные потоки с Магнитогорской дуги не проникали.

Верхняя часть франского яруса, соответствующая конодонтовым зонам *punctata*, *hassii*, *jamiae*, *rhenana* [Артюшкова, Маслов, 1998; Маслов и др., 1999; Маслов, Артюшкова, 2002], представлена кремнями и кремнисто-глинистыми сланцами мукасовской свиты, на севере с прослоями тефрогенных песчаников, иногда конгломератов. Эти отложения распространены на большую часть территории Магнитогорской мегазоны (за исключением восточных районов, где развиты вулканические комплексы). Ее мощность меняется от 50–100 м на юге до 700–800 м на севере. Сохранялся ли в это время Ирендыкский барьер неясно, кремни осаждались как к западу, так и к востоку от него.

Верхи девонского разреза (фаменский ярус) Магнитогорской мегазоны имеют некоторое сходство с таковым западного склона Урала. Здесь также развита песчано-глинистая толща зилаирской серии, но ее строение несколько иное. В зависимости от вещественного состава и источников обломочного материала в Магнитогорской мегазоне различаются две свиты: западная – присакмарская и восточная – большекизильская [Мизенс, 2002б]. Нижняя граница флиша присакмарской свиты проходит в верхней части франа, в пределах конодонтовой зоны *linguiformis*. Областью размыва для него служила кордильера, образовавшаяся на месте бывшего микроконтинента Уралтау. Большекизильская свита начала формироваться несколько позже, приблизительно на уровне конодонтовой зоны *Middle triangularis*, за счет вулканической островной дуги на востоке.

В основании большекизильской свиты прослеживается серия глыбовых микститов – биягодинский олистостром, колтубанские известняковые конгломераты, бугодакская толща и др. (рис. 5). Наиболее мощный из них (до 700–800 метров) – биягодинский олистостром, развитый в бассейне р. Большой Кизил, представляет собой сложное неравномерное нагромождение глыб и обломков вулканитов (основных и кислых), известняков, кремней, песчаников и песчано-глинистых пород (рис. 6). Причем некоторые оторженцы достигают раз-

мера 1–2 км. Матриksom олистострома является плохо сортированная гравийно-песчаная масса. Повсюду он подстилается турбидитами нижней части присакмарской свиты [Мизенс, 2002б], мощность которых с запада на восток быстро сокращается. Так называемые колтубанские известняки – несортированные глыбовые конгломераты преимущественно известнякового состава распространены в южных районах Магнитогорской мегазоны. А на широте города Гай они уже сменяются полимиктовыми конгломератами с рассеянными глыбами известняков. Конгломераты образуют прерывистый горизонт протяженностью до 150 км и мощностью иногда до 100 м. Местами это плотно сгруженная валунно-галечная масса с неравномерно распределенными глыбами (иногда до сотен метров по длинной оси), в других местах гальки и глыбы рассеяны в преобладающем по объему матриксе. На севере Магнитогорской мегазоны аналогом упомянутых микститов является верхняя часть вулканогенно-осадочной бугодакской толщи, описанной О.В. Артюшковой и В.А. Масловым [1998]. Она также содержит мощные (до 100–200 м) тела грубообломочных пород с глыбами и обломками основных вулканитов и верхнеживетских известняков. Палеонтологические данные и взаимоотношения с вмещающими породами свидетельствуют [Мизенс, 2001; 2002б], что все охарактеризованные микститы формировались приблизительно в одно время – в интервале соответствующем средней и верхней частям зоны *triangularis*, иногда до средней части зоны *crepida*.

Основные бассейны осадконакопления, их происхождение и эволюция

В среднем палеозое на территории современного Южного Урала существовало несколько крупных бассейнов осадконакопления (рис. 7). На западе (в современных координатах) это было глубоководное окраинное море или пролив типа современного Мозамбикского пролива между Африкой и Мадагаскаром [Мизенс, 2002а; 2002б]. Восточнее реконструируется океан. Широко распространенная точка зрения, что территория Зилаирского синклинория вместе с

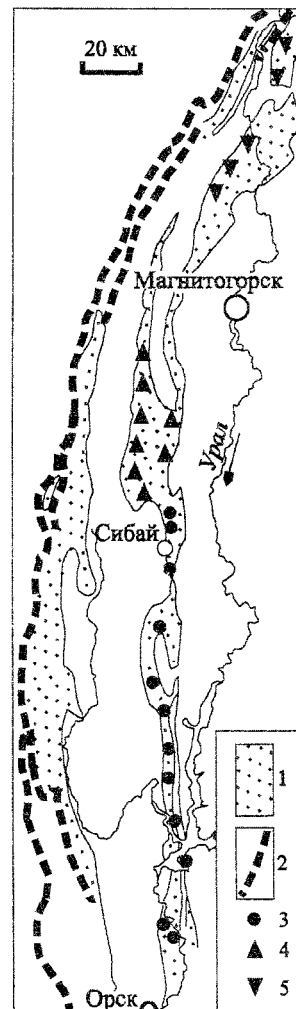


Рис. 5. Схема расположения основных разрезов микститов основания фамена.

1 – поле развития отложений зилаирской серии, 2 – зона Главного уральского разлома; 3–5 – основные разрезы: 3 – колтубанских конгломератов, 4 – биягодинского комплекса, бугодакской толщи.

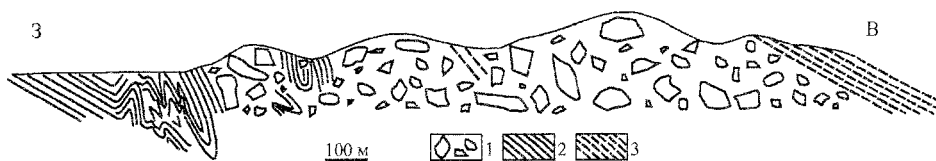


Рис. 6. Геологический разрез биягодинского микстита. Река Икстимер. 1 – микстит; 2-3 – флиш: 2 – присакмарской свиты, 3 – большекизильской свиты.

Уралтау в палеозое представляла собой бативальный склон Восточно-Европейского континента и его подножье [Пучков, 1979; 1993; 2000; Иванов, Пучков, 1984; Иванов, 1998; Формирование ..., 1986], не подтверждается. Область Уралтау отделяла окраинное море от палеозойского Уральского океана и в разные периоды времени служила источником обломочного материала (в том числе грубообломочного).

Согласно имеющимся представлениям, основанным на изучении магматических образований восточного склона Урала [Язева, Бочкарев, 1998], зона субдукции вблизи края Восточно-Европейского континента образовалась только во второй половине раннего девона. Сейсмофокальная плоскость при этом была наклонена на восток. Вулканические комплексы баймак-бурибайской и ирендыкской свит сформировались в пределах связанной с ней островной дуги. В начале эйфеля микроконтинент Уралтау подтянулся к этой дуге. При этом преддуговая аккреционная призма, состоящая из комп-

лексов океанического дна, была частично шарьирована на микроконтинент. Такой вывод делается на основе строения и состава максютовского комплекса Уралтау [Пучков, 1993, 2000; Мизенс, 2002б]. Неметаморфизованные части аккреционной призмы в настоящее время сохранились в зоне Главного Уральского разлома и ее окружении. Это гипербазиты, вулканиты и глинисто-кремнистые толщи ордовика, силура и нижнего девона. Вслед за океанической корой в зону субдукции, по-видимому, был затаян и край микроконтинента, который после отрыва океанической плиты начал всплывать. Этот процесс, очевидно, привел к поднятиям, к образованию кордильеры в самом конце франа [Мизенс, 2002а, 2002б].

Аккреционная призма была надвинута на микроконтинент уже в среднем девоне. Об этом говорит состав конгломератов (дебритов), залегающих среди глинисто-кремнистых слоев среднедевонской бетринской свиты на территории Зилаирского синклинория. Гальки в этих конгломе-

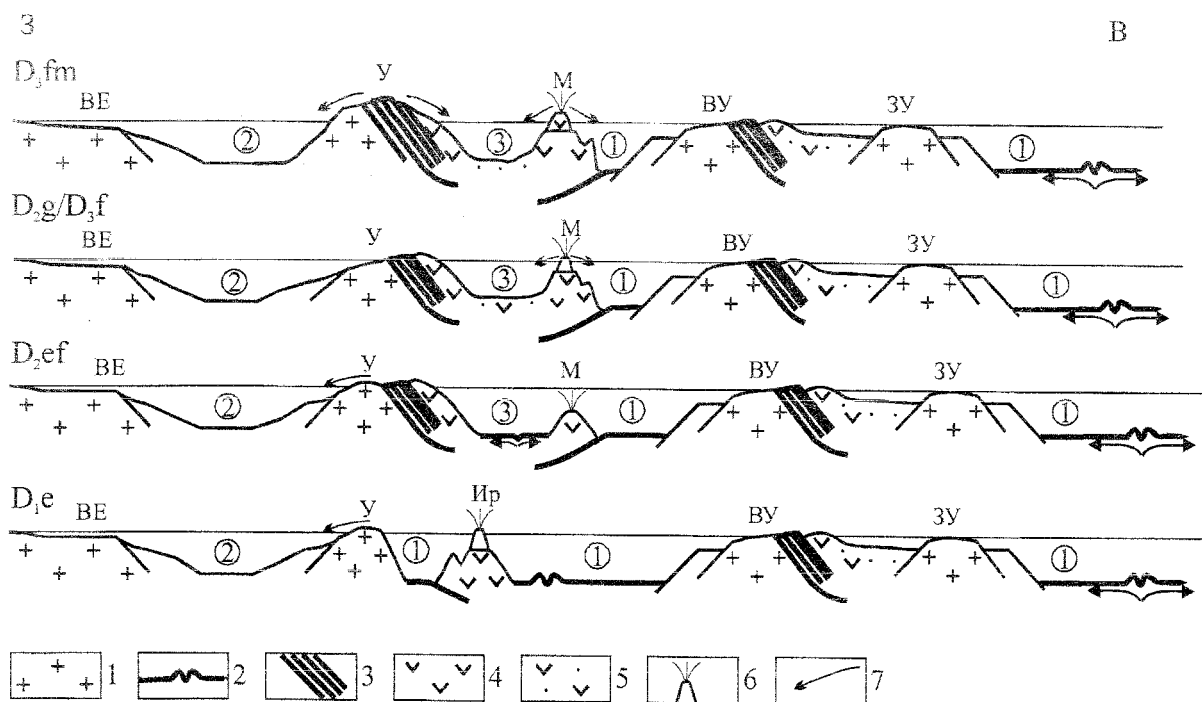


Рис. 7. Схематическая модель основных седиментационных бассейнов в среднем палеозое Южного Урала.

1-2 – литосфера: 1 – континентальная, 2 – океаническая; 3 – аккреционная призма, 4 – вулканические комплексы, 5 – вулканогенно-осадочные комплексы, 6 – островные дуги, 7 – основные направления перемещения обломочного материала. Буквенные обозначения: ВЕ – Восточно-Европейский континент, микроконтиненты: У – Уралтау, ВУ – Восточно-Уральский, ЗУ – Зауральский, островные дуги: М – Магнитогорская, Ир – Ирендыкская. Цифры в кружочках показывают тип бассейна: 1 – океанический, 2 – окраинное море, 3 – задуговой.

ратах представлены известняками, кристаллическими сланцами, гнейсами, кварцитами, вулканитами основного состава, серпентинитами.

Описанное столкновение коренным образом изменило обстановку восточнее Уралтау. Следы среднедевонских океанических отложений в этом районе уже отсутствуют. Тем не менее, на некоторых участках сохранились реликты глубоководного преддугового бассейна. Его представляют, в том числе, отложения туратской и актауской свит (кремни, кремнисто-глинистые породы, вулканомиктовые турбидиты и дебриты). Зона субдукции после столкновения островной дуги с микроконтинентом сместилась на восток, в океан, и на ее основе сформировалась новая островная дуга – Магнитогорская, существовавшая с конца эйфеля до позднего девона включительно [Мизенс, 2002а, 2002б]. Магматизм этой дуги закономерно эволюционировал [Язева, Бочкарев, 1998] от толеитов примитивной островной дуги типа Тонга (выявлены среди вулканитов карамалыташского комплекса – D_2ef) к образованиям юной дуги (улутауский комплекс – D_2g), развитой дуги (нововоронинский = колтубанский комплекс – D_3f) и закончился вулканическими и интрузивными формированиями зрелой дуги (верхнеуральский комплекс – D_3fm). Таким образом, достаточно очевидно, что Магнитогорская дуга не возникла в результате эволюции Ирландской, это образование самостоятельное. Такой вывод еще ранее сделал И.Б. Серавкин [1986], отмечавший, что не вызывает сомнения проявление примитивных островодужных комплексов на двух уровнях – эйфельском (ныне эмс) на западе и живетском (ныне эйфель) на востоке. Геологические данные говорят о том, что субдукция океанической плиты под Магнитогорскую дугу была ориентирована с востока на запад [Самыгин и др., 1987; Зоненшайн и др., 1990; Вулканизм ..., 1992; Сурин, Мосейчук, 1995; Мизенс 2000, 2002а, 2002б и др.]. Об этом же свидетельствуют палеомагнитные данные [Буртман и др., 2000]. Геохимические исследования дают противоречивые результаты [Язева, Бочкарев, 1998; Зелепугин, Козловский, 1999], но в целом также допускают падение описываемой сейсмофокальной плоскости на запад. А если это так, то между Магнитогорской дугой и микроконтинентом Уралтау в среднем и позднем девоне находился задуговой бассейн. Нижнюю часть его разреза (эйфельский ярус) слагают вулканиты карамалыташской свиты, геохимические осо-

бенности которых предполагают происхождение их в условиях задугового спрединга [Язева, Бочкарев, 1998], а также яшмы ярлыккаповской и бугулыгырской толщ. Живетский ярус и низы франа сложены тефроидами и туфами улутауской свиты, происхождение которых связано с извержениями вулканов на островной дуге. Верхи франа представлены кремнистыми породами мукасовской свиты, а фаменский ярус – флишевой толщей зилаирской серии, состав которой свидетельствует уже о двух источниках материала: размыве кордильеры на западе и деятельности вулканической дуги на востоке [Мизенс, 2001, 2002а, 2002б].

На востоке Магнитогорской мегазоны намечается преддуговой бассейн (по отношению к средне-позднедевонской островной дуге), но соответствующие отложения (преимущественно турбидиты) обнажены на территории Восточно-Магнитогорской зоны разломов лишь фрагментарно и плохо изучены.

Характер осадконакопления в девонских мелководных бассейнах соседних платформ

На территории Восточно-Европейской (Русской) платформы в течение среднего и позднего девона существовало эпиконтинентальное шельфовое море, акватория и глубина которого неоднократно изменялись [Тихомиров, 1995; Фокин, Никишин, 1999 и др.]. В начале эйфеля море в пределах платформы занимало относительно небольшие участки. Однако уже к середине века морской бассейн с нормальной соленостью распространился со стороны Урала на восточную окраину континента от Южной Башкирии до Восточного Притиманья. Площадь морского осадконакопления значительно расширилась также в пределах Московской синеклизы, в восточной части Балтийской синеклизы, Львовской мульде. Трансгрессия охватила и Западную Европу. В Германии (Рейнская область) ее максимум отмечается на уровне зоны *Late ensensis*, в Бельгии – *australis* [Weddige, 1977]. В Польше [Racki, 1997] повышение уровня моря имело место в интервале зоны *kockelianus*, на территории Скифской плиты (Кавказ) – в пределах зоны *ensensis* [Karaulov, Gretschnikova, 1997]. По данным М. Хауса [House, 2002], высокий уровень моря в конце эйфеля (зоны *kockelianus* и *ensensis*) фиксируется и в других регионах Западной Европы, а

также на севере Африки, в Марокко. На этом же уровне следы трансгрессии описываются на Северо-Востоке России [Gagiev, 1997].

На восточной окраине Русской платформы, отложения которой обнажаются на западном склоне современного Южного Урала, девонский разрез начинается с известняков эмса, в том числе рифовых (широта р. Белая), трансгрессивно залегающих на силурийских отложениях [Якупов и др., 2002]. К югу они сменяются песчано-глинистой толщей. Известняками, в основном микрозернистыми, битуминозными, с прослоями углисто-глинистых сланцев, мергелей и кремней, представлены также эйфельские конодонтовые зоны *costatus*, *australis*, *kockelianus* [Якупов и др., 2002]. В конце эйфеля они во многих районах сменяются субконтинентальными образованиями, главным образом песчаниками, в том числе и на западном склоне Урала, где переход к живету маркируется плохо выдержанной пачкой (3–30 м) кварцевых песчаников, не содержащих органических остатков. На рубеже эйфеля и живета (конодонтовая зона *ensensis*) море ушло со значительной части территории Русской платформы [Тихомиров, 1995; Alekseev et al., 1996; Yunusov et al., 1997; Фокин, Никишин, 1999]. Образовался наиболее крупный в среднем девоне перерыв в осадконакоплении. При этом особенно интенсивными процессы эрозии были в восточной части платформы, где они продолжались до подзоны *Upper ensensis* включительно [Alekseev et al., 1996]. На территории Западной Европы [Weddige, 1977; Racki, 1997], Кавказа [Kargulov, Gretschnikova, 1997] и Северо-Востока Азии [Gagiev, 1997] пик регрессии наступил еще позже – в низах зоны *varcus*. Высокий уровень трансгрессии в конце эйфеля, приводивший к распространению бескислородных обстановок, и последующая быстрая трансгрессия привели к вымиранию многих организмов. Это событие в Западной Европе известно под названием «качакское» [House, 2002].

В живете началась новая обширная трансгрессия, на Русской платформе достигшая максимума в середине века [Тихомиров, 1995]. Морские отложения (глины, известняки, песчаники) формировались в пределах Татарстана, западных районов Башкортостана, Саратовской области, юга Пермской области и Удмуртии, Львовской мульды. Особенно ярко эта трансгрессия проявилась на территории Сибирской платформы – в Алтае-Саянской области, на се-

веро-западе платформы, на Таймыре и в других районах [Дубатовол, Краснов, 2000]. Она описывается также и на северо-западе Африки и в Северной Америке [House, 2002]. В конце живетского века на Русской платформе имел место кратковременный перерыв в осадконакоплении, заметно проявившийся на северо-востоке – в Тимано-Печорской провинции [Меннер и др., 2001]. На юге западного склона Урала живетские известняки сменяются субконтинентальными кварцевыми песчаниками (пашийский горизонт), по появлению которых в разрезе проводится граница живета и франа. Признаки регрессии на этом уровне отмечаются и в других регионах, в том числе на Северо-Востоке России [Gagiev, 1997], в Китае [Hsien Ho Tsien, Fong, 1997], Германии [Weddige, 1977].

Новая трансгрессия началась в позднем девоне. На Русской платформе максимум она достигла в конце саргаевского и в доманиковом времени (конодонтовые зоны *transitans*, *punctata*, *Early hassi*) и в целом оставалась на очень высоком уровне почти до конца франа [Alekseev et al., 1996; Yunusov et al., 1997]. Хотя местами (например, на северо-востоке Русской платформы) имеются следы значительной регрессии на уровне зоны *Late hassi*. Франский век характеризуется наиболее широким в девоне распространением морских бассейнов не только на Русской платформе [Тихомиров, 1995; Веймарн и др., 1998; Фокин, Никишин, 1999], но и почти на всех других континентах [Johnson et al., 1985; Racki, 1997]. Известняки накапливались как во впадинах, так и на сводах кристаллических массивов. На Южном Тимане, в Печорской впадине и в Волго-Уральской области, в прогибах Камско-Кинельской системы формировались отложения так называемых доманиковых фаций – обогащенные органическим веществом темные микрозернистые известняки, мергели, аргиллиты, кремни. Отмечается [Тихомиров, 1995], что развитие трансгрессии сопровождалось значительным сокращением поступления в бассейн обломочного материала. В самом конце франа (в интервале конодонтовых зон *rhenana* и *linguiformis*) имели место два кратковременных максимума трансгрессии, сопровождавшиеся, как и в конце эйфеля, возникновением во многих бассейнах бескислородных обстановок. Эти уровни известны под названием событий – нижнее келлвассерское и верхнее келлвассерское [Schindler, 1993].

В пограничной зоне франа и фамена на обширных площадях Русской платформы развитая эрозионная поверхность, свидетельствующая о перерыве в осадконакоплении [Тихомиров, 1995; Yunusov et al., 1997; Веймарн и др., 1998; Меннер и др., 2001; и др.]. Выше этой поверхности, в самом начале фамена, осаждалось значительное количество терригенного материала, который отличается крупнозернистым составом. Причем области размыва находились как в центральных районах платформы, так и на ее окраинах. Признаки всеобщей регрессии отчетливо наблюдаются и на западном склоне Южного Урала, где обнажаются отложения восточного края платформы. Здесь на многих участках имеет место полное или частичное выпадение пограничных отложений франа и фамена, на других – относительно глубоководные отложения сменяются мелководными. Регрессия началась, по-видимому, в интервале зоны *linguiformis* и достигла максимума в пределах зоны *triangularis* [Веймарн и др., 1996; 2002]. Упомянутыми авторами были детально изучены разрезы карбонатных отложений вкрест простирания одного из рассекавших край платформы палеопрогибов Камско-Кинельской системы (Инзеро-Усоляского). При этом было установлено, что для большинства разрезов, относящихся к мелководному шельфу и склону прогиба, характерен перерыв на границе франа и фамена. Частично или полностью отсутствуют отложения зон *linguiformis* и *triangularis*, а местами даже *rhomboidea*. Полным является только разрез глубоководной зоны прогиба (Лемезинский), но и там тонкослоистые светло-серые известняки на уровне зоны *triangularis* сменяются темными известняками с прослоями песчаников, алевролитов и аргиллитов. Отчетливо фиксируется перерыв в осадконакоплении и размыв на уровне конодонтовой зоны *triangularis* на мелководных бортах и на более северных ответвлениях названной системы прогибов [Беляева, Сташкова, 1999]. Среди отложений глубоководной зоны (битуминозных мергелей, аргиллитов) здесь отмечаются прослойки обломочных известняков и проявления подводных оползней. Горизонт с мощными подводнооползневыми образованиями, охватывающий зону *linguiformis* и почти всю зону *triangularis*, прослеживается и на западном склоне Среднего Урала в разрезе по р. Чусовой, стратиграфия которого детально изучена А.З. Бикбаевым и др. [2001]. Признаки изменения условий осадконакопления в самом начале фамена наблю-

даются и на территории Тимано-Печорской впадины. Среди темноцветных доманиковых мергелей и известняков появляются линзы органических кремней, прослойки аргиллитов [Yudina et al., 2002]. В мелководных отложениях (прежде всего рифовых известняках) наблюдаются следы карстовых процессов, начавшихся в зоне *linguiformis*, но максимальное развитие получивших во второй половине зоны *triangularis* [Веймарн и др., 1998]. На Полярном и Приполярном Урале, на гряде Чернышева и Пай-Хос конец франа и начало фамена характеризовались преимущественно глубоководными условиями. Но и здесь на рассматриваемом уровне изменились условия осадконакопления – увеличивается объем глинистых пород и алевролитов (Приполярный Урал), разрезы обогащаются турбидитами (Пай-Хой), а иногда (Лемвинская зона Полярного Урала) наблюдаются гиатусы объемом до 2 и более конодонтовых зон: *linguiformis*, *triangularis*, Early и Middle *crepida* [Веймарн и др., 1996, 1998; Yudina et al., 2002].

Признаки значительной регрессии среди шельфовых отложений на рубеже фран/фамен отмечаются практически по всему Земному шару – относительно глубоководные породы сменяются мелководными, появляются конгломераты, брекчии, часто встречаются гиатусы. Они описаны в многочисленных работах на территории Западной и Центральной Европы [Hladil et al., 1991; Racki, 1997, 1998; Schindler et al., 1998; Piecha, 2002; и др.], Казахстана [Веймарн и др., 1996, 1998] Восточной Азии [Hsien Ho Tsien, Fong, 1997; Gagiev, 1997 и др.], Северной Америки [Johnson, Murphy, 1984; Johnson et al., 1985; Geldsetzer et al., 1993; Over, 2002 и др.], Австралии [Becker, House, 1997; Southgate et al., 1993; George, Chow, 2002 и др.] и связываются обычно с понижением уровня мирового океана, пик которого приходился на середину конодонтовой зоны *triangularis*.

Колебания уровня океана на границе франа и фамена были относительно высокими: по разным оценкам от 60–100 м до 170–200 м [Van Buchem et al., 1996; Racki, 1998; Беляева, Сташкова, 1999], но кратковременными. Причем нередко фиксируются два сопряженных пика (падение-подъем), длившихся по 0,1–0,2 млн лет и отстоящих друг от друга на 0,5 млн лет [Sandberg et al., 1992]. Первое падение приурочено к верхам зоны *linguiformis*, второе – наиболее сильное, к верхней части нижней подзоны зоны *triangularis*.

Далее, на протяжении почти всего фамена морские обстановки были распространены достаточно широко на территориях почти всех континентов [Johnson et al., 1985; House, 2002], за исключением середины века, где во многих регионах реконструируются регрессивные процессы. К концу фамена отмечается постепенное сокращение занятых морем площадей, которое завершилось перерывами в осадконакоплении, совпавшими с глобальной регрессией на рубеже фамена и турне [Racki, 1997; Alekseev et al., 1996 и др.].

Обсуждение

Из изложенного материала следует, что некоторые особенности осадконакопления в девонских глубоководных бассейнах Урала практически идеально сопоставляются с трансгрессивными и регрессивными событиями, оставившими следы в мелководных отложениях всех континентов (рис. 8). Частично это было замечено уже ранее [Фокин, Никишин, 1999; Yudin et al., 2002], но трактовалось как проявление тектонических процессов. Особенно по отношению к уральским грубообломочным комплексам, которые коррелируются с поверхностными размыва на платформах, в то время как горизонты осадочных силицитов обычно объясняются затихшем в тектонических процессах. Тем не менее, изучение условий осадконакопления в глубоководных бассейнах Урала и их взаимоотношений с палеотектоникой и геодинамическими обстановками [Мизенс, 2002а, 2002б] показало, что такая связь нередко отсутствует. Напротив, характер осадочных образований позволяет, в некоторых случаях, предположить влияние изменения уровня мирового океана. К таким отложениям относятся две пары сопряженных пелитовых (в основном кремневых) и грубообломочных комплексов – эйфельский и фран-фаменский, широко развитые на восточном склоне Южного Урала и сформировавшиеся в задуговом бассейне. Следы живетских колебаний уровня океана пока не обнаружены. Эйфельская пара представлена яшмами бугулыгырского горизонта и предулутауской эрозионной поверхностью, с которой, вероятно, коррелируются глыбовые микститы гадилевской толщи. Причем характерно, что горизонт верхнеэйфельских силицитов развит по всей территории задугового бассейна – как восточнее, так и западнее остаточной Ирландской

вулканической дуги, которая в это время еще не была погружена. Кремни перекрывают вулканические и глинисто-кремнистые образования на востоке (карамалыташскую и ярлыкпаповскую свиты) и обломочные толщи на западе (туратскую свиту и песчано-конгломератовую часть актауской свиты). Их возраст, по данным В.А. Маслова и О.В. Артюшковой [2002], соответствует уровню зоны *kockelianus*, а мощности колеблются от 15–20 м до, вероятно, 100 м. Можно предположить, что бугулыгырские яшмы формировались в условиях максимально высокого уровня моря, когда основные источники обломочного материала находились под водой. Терригенные отложения в этом интервале не известны. Как было показано в предыдущем разделе, в позднем эйфеле трансгрессия охватила также значительную часть эпиконтинентальных бассейнов, в том числе на Русской платформе. На ее восточной окраине конодонтовые зоны *costatus*, *australis* и *kockelianus* представлены микрозернистыми известняками, часто битуминозными, с прослоями глинистых сланцев, мергелей и кремней.

На рубеже эйфеля и живета (конодонтовая зона *ensensis*) море ушло со значительной части территории Русской платформы. Образовался наиболее крупный в среднем девоне перерыв в осадконакоплении, которому на восточном склоне Урала, вероятно, соответствует прерывистая гадилевская толща и эрозионная поверхность перед началом формирования улутауской свиты. Чаще всего гадилевская толща представлена вулканогенными микститами с отторженцами эйфельских биогермных известняков и кремней. Ее происхождение может быть связано со сбросом обломочного материала из прибрежной зоны вулканических островов остаточной Ирландской дуги. Обломочная масса, которая во время трансгрессии могла в этой зоне накопиться, при понижении уровня моря должна была обрушиться вниз по склону, разрушая на своем пути биогермы, расположенные на склонах, и выпаживая кремнистые илы, залегающие в нижней части склона (рис. 9). Возможно, это было последнее поступление обломочного материала с территории уже потухшей Ирландской дуги. В дальнейшем размыв ее полностью прекратился, острова опустились ниже уровня моря.

На территории Зилаирского синклиория эйфельский уровень трансгрессии–регрессии, вероятно, также проявился. Об этом свидетель-

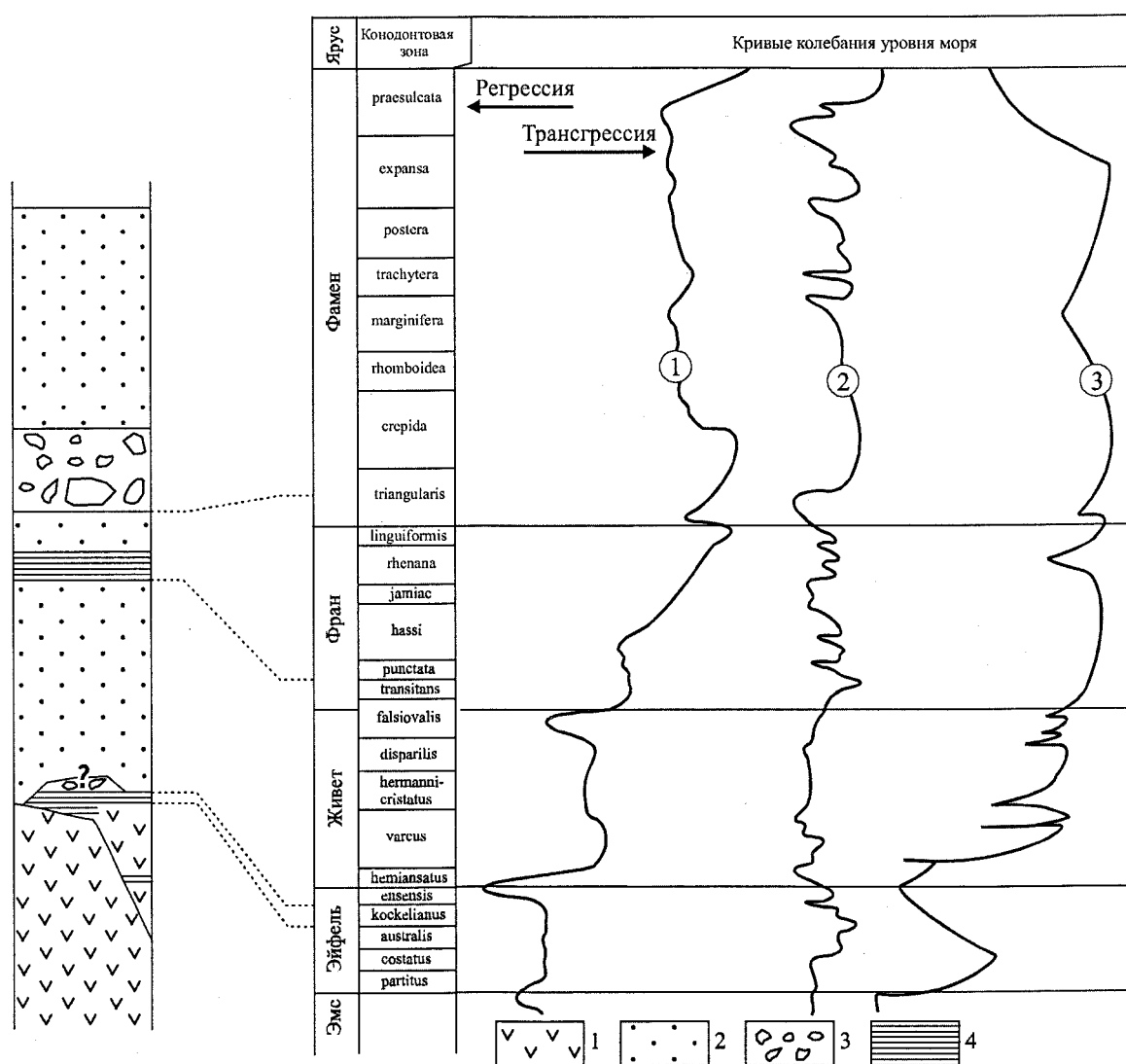


Рис. 8. Обобщенный разрез средне- и верхнедевонских отложений Западно-Магнитогорской зоны и его корреляция с кривыми колебания уровня океана, установленными на платформах Евразии: 1 – в Южном Китае [Hsien Ho Tsien, Fong, 1997], 2 – в центральной части Русской платформы [Karaulov, Gretschnikova, 1997], 3 – в юго-восточных районах Русской платформы [Yunusov et al., 1997].

1 – вулканические комплексы ирендыкской и карамалыташской свит, 2 – песчаники и аргиллиты, 3 – микститы, 4 – кремневые толщи.

ствует широкое развитие эйфельских кремней и их исчезновение (или уменьшение количества) на рубеже эйфеля и живета, что наблюдается как в северных, так и южных районах синклинория. В Сакмарской зоне среднедевонские отложения характеризуются также многочисленными грубообломочными дебритами и подводноползновыми образованиями, но точный возраст этих пород пока не удается определить.

Ситуация, сходная с эйфельской, имела место во франском веке и в начале фаме-

на. В среднем и позднем фране (конодонтовые зоны *punctata*, *hassi*, *jamiac*, *rhenana*) в задуговом бассейне формировалась толща силицитов и кремнистых аргиллитов (мукасовская свита). На юге это конденсированные разрезы мощностью до 30–50 м, а на севере (севернее города Сибай) кремни переслаиваются с вулканитами, туфами, вулканомиктовыми песчаниками и аргиллитами. Здесь общая мощность толщи достигает до 600–800 м. Однообразное осадконакопление на большей части территории бассей-

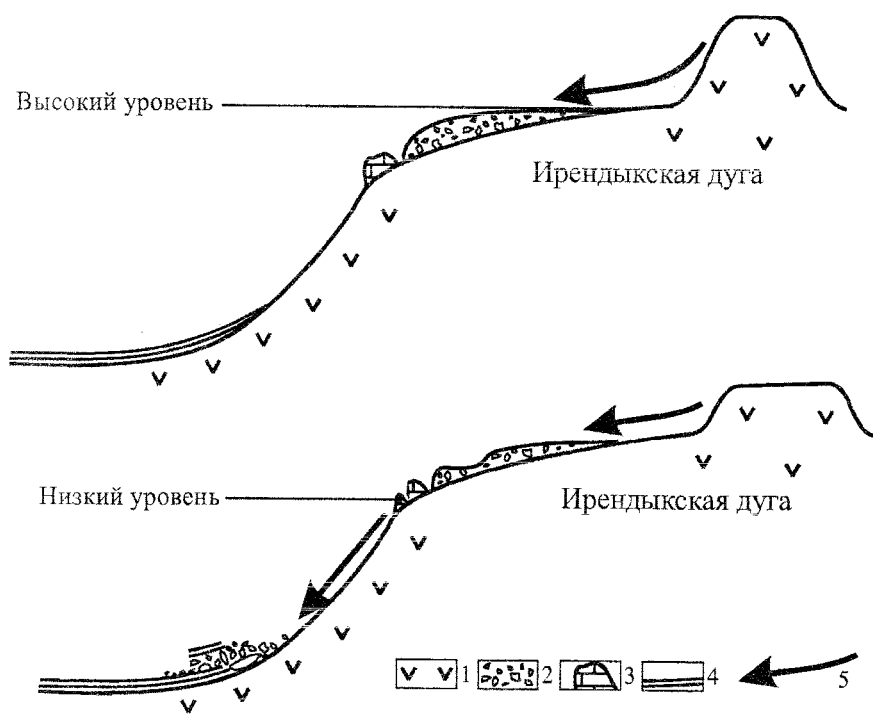


Рис. 9. Возможный механизм перемещения обломочных накоплений к подножию склона островной дуги при понижении уровня моря (схематическая модель).

1 – вулканический цоколь, 2 – обломочный материал, 3 – рифовые постройки, 4 – кремни, 5 – направление перемещение обломочных масс.

на при отсутствии обломочных отложений (за исключением района с активным вулканизмом) может свидетельствовать о затоплении областей размыва. Прибрежная зона моря была отодвинута от склона, и попадание обломочного материала в глубоководную часть бассейна уменьшилось. На территории Зилаирского синклинория (в его восточной части) характерные для живецкого времени прослой кварцевых песчаников во фране исчезают. Здесь также формировалась толща кремней (ибрагимовский горизонт). Совпадение времени накопления мукасовской свиты и ибрагимовского горизонта с проявлением трансгрессии на платформах (в том числе и на Русской платформе) позволяет предположить одинаковую причину этих явлений – повышение уровня мирового океана.

Серия мощных (до 700–800 м), протяженных и синхронных глыбовых микститов, залегающих в нижней части зилаирского флиша, вероятно, свидетельствует о падении уровня моря. Их формирование, как это было показано выше, происходило в основном в интервале зоны *triangularis*, что в точности коррелируется со следами регрессии на всех континентах. Предполагавшаяся некоторыми исследователями [Nikishin et al., 1996; Салихов, 1997; Иванов, 1998; Yudin et al., 2002 и др.] непосредственная связь с коллизионными процессами, с передвижениями крупных надвигов, мало вероятно, так как нигде на всем протяжении миксти-

товых комплексов в их составе нет материала чуждого островной дуге и ее склону. Не изменился и характер бассейна после схода оползней и обломочных потоков, не изменился характер осадконакопления. Можно предположить, что произошло крупное землетрясение. Но тогда бы мы имели одноразовое обрушение прибрежных уступов, и обломки были бы угловатыми. Однако строение микститов показывает, что обвалы и оползни происходили неоднократно, хотя и за относительно короткий временной интервал, а значительная часть обломков в той или иной мере окатаны.

Образование биягодинского микстита и верхней части бугодакской толщи, вероятно, связано с обрушением тефровых масс, накопившихся в прибрежной зоне вулканических островов во время трансгрессии и, с понижением уровня моря, попавших в зону размыва, также как и в случае с эйфельской гадилевской толщей. Потоки тефры увлекли за собой отторженцы лавовых покровов и подстилающих франских и верхнеживецких известняков. На юге (на широте г. Сибай и южнее), где активного вулканизма в конце франа уже не было, в результате регрессии обнажились и начали разрушаться позднефранские рифы. Этот процесс привел к образованию колтубанских глыбовых конгломератов. Следует здесь отметить, что крупномасштабные разрушения прибрежных рифов, образование грубообломочных склоновых брек-

чий и дебритов отмечаются на этом рубеже во многих регионах мира [Hladil et al., 1991; Wendt, Belka, 1991; Holmes, Christie-Blick, 1993; Southgate et al., 1993; Veimarn et al., 1997; Racki, 1998]. Кроме того, в начале фамена резко изменился характер новообразованных рифов. По данным В.Г. Кузнецова [2002], в интервале зоны *triangularis* полностью отсутствуют каркасные постройки, характерные для живета и франа.

Обращает на себя внимание, что описанные микститы образовались за счет материала островной дуги и ее шельфовой зоны. Они залегают в основании большекизильской свиты зилаирской серии. После того как грубообломочные массы были отложены, началось формирование толщи турбидитов, представляющей названную свиту. На склонах кордильеры Уралтау значительные обломочные потоки и подводные оползни не возникали, что, вероятно, было связано с отсутствием накоплений обломочного материала в пределах прибрежной зоны. В течение всего франа территория Уралтау находилась полностью под водой. Поднятия с образованием кордильеры там начались только в самом конце франского века, в интервале зоны *linguiformis*. Вероятно, поэтому на уровне основания фамена грубообломочных пород практически нет и в восточных районах Зилаирского синклинория. Только на западе, вблизи края платформы, среди флиша встречаются тела известняков (гальки и, скорее всего, олистоплаки), содержащие конодонты зоны *triangularis*.

Верхнедевонские микститы, представленные конгломератами с глыбами и блоками известняков франского возраста, широко распространены и на южном продолжении Магнитогорской мегазоны, на юге Западных Мугоджар [Фауна и биостратиграфия ..., 1987]. По данным А.Б. Веймарна и др. [2001], образование этой толщи также охватывает интервал зон *Late triangularis-crepida*.

На основе анализа многочисленной литературы Г. Рацки [Racki, 1998; Racki et al., 2002] пришел к выводу, что основной причиной колебаний уровня океана на рубеже фран/фамен были тектонические процессы, связанные преимущественно с перемещением континентальных плит. С глобальными тектоническими событиями эти колебания связывал и Э. Шиндлер [Schindler, 1993]. Вероятно, в целом этот вывод справедлив. И, скорее всего, он относится не только к упомянутому рубежу. Процессы спрединга и субдукции литосферных плит, пе-

редвижение мантийных плюмов, несомненно, оказывали и оказывают существенное влияние на уровень мирового океана, так как они сопровождаются выделением и поглощением огромных масс воды, увеличением и уменьшением объема литосферы и ее элементов, в том числе изменением рельефа поверхности Земли. Однако, высказанное Г. Рацки [Racki et al., 2002; Yudina et al., 2002] предположение о значительной роли локальных тектонических проявлений не подтверждается на уральском материале. К такому выводу приходят исследователи и по другим регионам [House, 2002]. Правда, имеются довольно многочисленные данные о том, что с резким падением уровня мирового океана коррелируются проявления магматизма, в том числе вулканизма [Веймарн и др., 1998; Racki et al., 2002 и др.], возможно, связанные с передвижением мантийных плюмов. Привлекать импактные события для объяснения колебаний уровня океана и возникновения многочисленных горизонтов и линз конгло-брекчий, приуроченных к эрозионным поверхностям, нет оснований. С этим соглашается большинство исследователей, в том числе и Г. Рацки и М. Хаус. Тем не менее, некоторые авторы отдают предпочтение именно этой модели [McLaren, Goodfellow, 1990].

Нередко колебания уровня воды в древних океанах связывают с эвстатическими процессами, вызванными оледенениями. Но в конце франа и в начале фамена значительных оледенений, скорее всего, не было. Хотя имеются данные о кратковременном понижении температуры воды в это время [Астафьева-Урбайтис, Ясаманов, 1996; Joachimski, Bugisch, 2002]. Измерения соотношения изотопов кислорода ($^{18}\text{O}/^{16}\text{O}$) в апатите, слагающего конодонты, а также углерода в известняках, произведенные М. Йоахимским (M. Joachimski) и В. Бугишем (W. Bugisch), показали, что на коротком интервале времени дважды (зоны *Late rhenana* и *Early/Middle triangularis*) имело место снижение температуры воды на 5–7 градусов. Авторы отмечают, что эти цифры сопоставимы с понижением температуры верхнего слоя воды в низких широтах во время плейстоценовых оледенений (4–8°), следовательно, образование ледовых шапок в полярных областях конца франа и начала фамена вероятно. Характерно, что в обоих случаях понижение температуры происходило сразу после келлвассерских событий, когда наблюдалась наиболее высокая температура, а также наиболее высокая биопродуктивность морских вод [Yudina et al., 2002]. Однако, если

быстрые и кратковременные понижения уровня океана и можно как-то объяснить оледенениями, то длительные и значительные трансгрессии таянием льдов объяснить уже труднее. В этих случаях более вероятным является влияние геодинамических процессов. Правда, по мнению А.Б. Веймарна с коллегами [1998], невозможно объяснить причину катастрофических событий (прежде всего массовое вымирание организмов) на рассматриваемых рубежах только одним фактором. В каждом конкретном случае она представляла собой суммарный эффект эндогенных, экзогенных, а в ряде случаев и космогенных групп факторов.

Работа выполнена при финансовой поддержке РФФИ (гранты 99-05-64264 и 02-05-64479).

Список литературы

- Артюшкова О.В., Маслов В.А.* Палеонтологическое обоснование стратиграфического расчленения дофаменских вулканогенных комплексов Верхнеуральского и Магнитогорского районов. Уфа: ИГ УНЦ РАН, 1998. 156 с.
- Астафьева-Урбайтис К.А., Ясаманов Н.А.* Палеотермометрия девона и карбона Тимана, Урала, Закавказья и некоторых районов Средней Азии // Жизнь Земли: Строение и эволюция литосферы. Вып. 29. М.: МГУ, 1996. С. 133–138.
- Беляева Н.В., Сташкова Э.К.* Модель седиментации франско-турнейских отложений Калининской впадины в системе Камско-Кинельских прогибов. Екатеринбург: УрО РАН, 1999. 125 с.
- Бикбаев А.З., Спигирева М.П., Циглер В. и др.* О границе франского и фаменского ярусов на западном склоне Среднего Урала // Ежегодник-2000. Екатеринбург: ИГГ УрО РАН, 2001. С. 24–30.
- Буртман В.С., Гурарий Г.З., Дворова А.В. и др.* Уральский палеоокеан в девонское время (по палеомагнитным данным) // Геотектоника. 2000. № 5. С. 61–71.
- Веймарн А.Б., Абрамова А.Н., Артюшкова О.В. и др.* Корреляция разрезов фаменского яруса Южного Урала // Бюлл. МОИП. Отдел геол. 2002. Т. 77. Вып. 1. С. 32–42.
- Веймарн А.Б., Кузьмин А.В., Кононова Л.И. и др.* Рубеж франского и фаменского веков в Тимано-Печорской провинции, на Урале и в Казахстане (геологические события и их интерпретация) // Бюлл. МОИП. Отдел геол. 1996. Т. 71. Вып. 3. С. 42–55.
- Веймарн А.Б., Найдин Д.П., Копачевич Л.Ф. и др.* Методы анализа глобальных катастрофических событий при детальном стратиграфическом исследовании. Методические рекомендации. М.: МГУ, 1998. 189 с.
- Вулканизм Южного Урала / Серавкин И.Б., Косарев А.М., Салихов Д.Н. и др. М.: Наука, 1992. 197 с.
- Дубатов В.Н., Краснов В.И.* Фаменский этап в эволюции географических обстановок Сибирских морей // Геология и геофизика. 2000. Т. 41. № 2. С. 239–254.
- Захаров О.А., Захарова А.А.* К истории формирования зоны Уралтау // Ежегодник-1996. Уфа: УНЦ РАН, 1998. С. 55–58.
- Зеленугин В.Н., Козловский К.П.* Палеозоны субдукции и девонские островные дуги Магнитогорского синклиория // Тезисы докладов Международной научной конференции «Чтения А.Н. Заварицкого». Екатеринбург: УрО РАН, 1999. С. 58–61.
- Зоненшайн Л.П., Кузьмин М.И., Натанов Л.М.* Тектоника литосферных плит территории СССР. Книга 1. М.: Недра, 1990. 327 с.
- Иванов К.С.* Основные черты геологической истории (1,6–0,2 млрд лет) и строения Урала. Дис. ... докт. геол.-мин. наук в форме научного доклада. Екатеринбург: ИГГ УрО РАН, 1998. 252 с.
- Иванов К.С., Пучков В.Н.* Геология Сакмарской зоны Урала: новые данные. Свердловск: УрО АН СССР, 1984. 86 с.
- Камалетдинов М.А., Казанцева Т.Т.* Аллохтонные офиолиты Урала. М.: Наука, 1983. 167 с.
- Келлер Б.М.* Флишевая формация палеозоя в Зилайском синклиории на Южном Урале и сходные с ней образования. М.: Изд-во АН СССР, 1949. 165 с.
- Коптева В.В.* Позднеирендыкские мелководные отложения и осадочно-тектонические брекчии в Ирендыкской зоне Магнитогорского прогиба // Геосинклинальный вулканизм Урала и колчеданность вулканогенных формаций. Свердловск: УНЦ АН СССР, 1980. С. 112–130.
- Коптева В.В.* Осадочно-тектонические брекчии «гадилевской толщи» (Южный Урал) // Литология и полез. ископаемые. 1981. № 1. С. 55–68.
- Краснобаев А.А., Давыдов В.А., Ленных В.И. и др.* Возраст цирконов и рутилов максютовского комплекса (предварительные данные) // Ежегодник-1995. Екатеринбург: ИГГ УрО РАН, 1996. С. 13–16.
- Кузнецов В.Г.* Закономерности позднедевонского рифообразования // Стратиграфия. Геол. корреляция. 2002. Т. 10. № 5. С. 23–43.
- Лисицын А.П.* Лавинная седиментация и перерывы в осадконакоплении в морях и океанах. М.: Наука, 1988. 309 с.
- Маслов В.А.* Девон восточного склона Южного Урала. М.: Наука, 1980. 224 с.
- Маслов В.А., Артюшкова О.В.* Стратиграфия палеозойских образований Учалинского района Башкирии. Уфа: УНЦ РАН, 2000. 139 с.
- Маслов В.А., Артюшкова О.В.* Стратиграфия и корреляция девонских отложений Сибай-Баймакского района Башкирии. Уфа: УНЦ РАН, 2002. 199 с.
- Маслов В.А., Артюшкова О.В., Нурмухаме-*

тов Э.М. Франские отложения Магнитогорского мегасинклиория. Уфа: УНЦ РАН, 1999. 82 с.

Меншер В.В., Шувалова Г.А., Обуховская Т.Г. и др. Колебания уровня моря и история позднедевонского бассейна в Тимано-Печорской провинции // Изв. ВУЗов. Геология и разведка. 2001. № 5. С. 18–33.

Мизенс Г.А. К геологической истории Южного Урала в среднем палеозое // Докл. АН. 2000. Т. 371. № 3. С. 356–357.

Мизенс Г.А., Черных В.В., Мизенс А.Г. О нижней границе верхнедевонской зилаирской серии на восточном склоне Южного Урала // Докл. АН. 2001. Т. 380. № 2. С. 224–227.

Мизенс Г.А. Обломочные комплексы зилаирской серии и геологическая история Южного Урала // Геотектоника. 2002а. № 2. С. 43–58.

Мизенс Г.А. Седиментационные бассейны и геодинамические обстановки в позднем девоне-ранней перми юга Урала. Екатеринбург: ИГТ УрО РАН, 2002б. 190 с.

Ожиганов Д.Г. Девонские отложения восточной части западного склона Южного Урала (Приуралтауская зона) // Геология СССР. Т. XIII. Ч. 1. Геологическое описание. М.: Недра, 1964. С. 186–199.

Пучков В.Н. Батинальные комплексы пассивных окраин геосинклинальных областей. М.: Наука, 1979. 260 с.

Пучков В.Н. Палеоокеанические структуры Урала // Геотектоника. 1993. № 3. С. 18–33.

Пучков В.Н. Палеогеодинамика Южного и Среднего Урала. Уфа: Даурия, 2000. 145 с.

Пучков В.Н., Иванов К.С. Пелагические «петельчатые» известняки на западном склоне Урала // Бюл. МОИП. Отд. геол. 1985. Т. 60. Вып. 2. С. 59–69.

Руженцев С.В., Аристов В.А. Девонские микстит-турбидитовые серии в аккреционной структуре Южного Урала // Тектоника и геодинамика континентальной литосферы. Т. 2. Материалы 36 тектонического совещания. М.: ГЕОС, 2003. С. 161–165.

Салихов Д.Н. Средне-позднепалеозойская коллизионная история развития Магнитогорского мегасинклиория. Дис. ... докт. геол.-мин. наук в форме научного доклада. Екатеринбург: УрО РАН, 1997. 86 с.

Самыгин С.Г., Перфильев А.С., Рихтер А.В. Тектоническое скупивание и сейсмофокальные зоны в островодужных системах геологического прошлого // Строение сейсмофокальных зон. М.: Наука, 1987. С. 132–150.

Серавкин И.Б. Вулканизм и колчеданные месторождения Южного Урала. М.: Наука, 1986. 268 с.

Серавкин И.Б., Знаменский С.Е., Косарев А.М. Разрывная тектоника и рудоносность Башкирского Зауралья. Уфа: Полиграфкомбинат, 2001. 318 с.

Стратиграфия и корреляция среднепалеозойских вулканогенных комплексов основных медноколчеданных районов Южного Урала / Маслов В.А., Черкасов В.Л., Тищенко В.Т. и др. Уфа: УНЦ РАН, 1993. 217 с.

Сурин Т.Н., Мосейчук В.М. Геодинамика развития Магнитогорского палеовулканического пояса (Южный Урал) // Вестник С-ПбГУ. Сер. 7. 1995. Вып. 4 (№ 28). С. 11–18.

Тихомиров С.В. Этапы осадконакопления девона Русской платформы и общие вопросы развития и строения стратиферы. М.: Недра, 1995. 445 с.

Фауна и биостратиграфия пограничных отложений девона и карбона Берчогура (Мугоджары). М.: Наука, 1987. 120 с.

Фокин П.А., Никишин А.М. Тектоническое развитие Восточно-Европейской платформы в девоне-начале карбона // Вестн. Моск. ун-та. Сер. 4. Геология. 1999. № 6. С. 9–20.

Формирование земной коры Урала / Иванов С.Н., Пучков В.Н., Иванов К.С. и др. М.: Наука, 1986. 247 с.

Хворова И.В., Ильинская М.Н. Сравнительная характеристика двух вулканогенно-осадочных формаций Южного Урала // Вулканогенно-осадочные и терригенные формации. М.: Изд-во АН СССР, 1963. С. 87–160.

Язева Р.Г., Бочкарев В.В. Геология и геодинамика Южного Урала. Екатеринбург: УрО РАН, 1998. 204 с.

Якупов Р.Р., Мавринская Т.М., Артюшкова О.В. Новые данные по стратиграфии палеозойских отложений Межкрайинской зоны // Ежегодник-1996. Уфа: УНЦ РАН, 1998. С. 35–38.

Якупов Р.Р., Мавринская Т.М., Абрамова А.Н. Палеонтологическое обоснование схемы стратиграфии палеозоя северной части Зилаирского мегасинклиория. Уфа: ИГ УНЦ РАН, 2002. 160 с.

Alekseev A.S., Kononova L.I., Nikishin A.M. The Devonian and Carboniferous of the Moscow Syncline (Russian Platform): Stratigraphy and sea-level changes // EUROPROBE: Intraplate Tectonics and Basin Dynamics of the Eastern European Platform // Tectonophysic. 1996. Vol. 268. P. 149–168.

Becker R.T., House M.R. Sea-level changes in the Upper Devonian of the Canning Basin, Western Australia // Courier Forschungsinstitut Senckenberg, 199. Frankfurt am Main. 1997. P. 129–146.

McLaren D.J., Goodfellow W.D. Geological and biological consequences of giant impacts // Annu. Rev. Earth Planet. Sci. 1990. Vol. 18. P. 123–171.

Gagiev M.H. Sedimentary evolution and sea-level fluctuations in the Devonian of North-east Asia // Courier Forschungsinstitut Senckenberg, 199. Frankfurt am Main. 1997. P. 75–82.

Geldsetzer H.H.J., Goodfellow W.D., McLaren D.J. The Frasnian-Famennian extinction event in a stable cratonic shelf setting: Trout River, Northwest Territories, Canada // Palaeogeogr., Palaeoclimatol., Palaeoecol. 1993. 104. P. 81–95.

George A.D., Chow N. The depositional record of the Frasnian / Famennian boundary interval in a fore-reef succession, Canning Basin, Western Australia // Palaeogeogr., Palaeoclimatol., Palaeoecol. 2002. Vol. 181. P. 347–374.

- Hladil J., Krejci Z., Kalvoda J. et al.* Carbonate ramp environment of Kellwasser time-interval (Lesní lom, Moravia, Czechoslovakia) // *Bull. Soc. Belg. Geol.* 1991. 100. P. 57–119.
- Holmes A.E., Christie-Blick N.* Origin of sedimentary cycles in mixed carbonate-siliclastic systems: an example from the Canning Basin Western Australia // *Am. Assoc. Pet. Geol. Memoir.* 1993. 57. P. 181–212.
- House R.M.* Strength, timing, setting and cause of mid-Palaeozoic extinctions // *Palaeogeogr., Palaeoclimatol., Palaeoecol.* 2002. Vol. 181. P. 5–25.
- Hsien Ho Tsien, Fong C.C.K.* Sea-level fluctuations in South China // *Courier Forschungsinstitut Senckenberg*, 199. Frankfurt am Main. 1997. P. 103–116.
- Joachimski M., Buggisch M.* Conodont apatite $\delta^{18}\text{O}$ signatures indicate climatic cooling as a trigger of the Late Devonian mass extinction // *Geology.* 2002. V. 30. N 8. P. 711–714.
- Johnson J.G., Klapper G. & Sandberg C.A.* Devonian eustatic fluctuations in Euramerica. *Geological Society of America Bulletin*, 96. 1985. P. 567–587.
- Johnson J.G., Murphy M.A.* Time-rock model for Siluro-Devonian continental shelf, western United States // *Geological Society of America Bulletin*. Vol. 95. 1984. P. 1349–1359.
- Karaulov V.B., Gretschnikova I.A.* Devonian eustatic fluctuations in North Eurasia // *Courier Forschungsinstitut Senckenberg*, 199. Frankfurt am Main. 1997. P. 13–23.
- Nikishin A.M., Ziegler P.A., Stephenson R.A. et al.* Late Precambrian to Triassic history of the East European Craton – dynamics of sedimentary basin evolution // *Tectonophysics.* 1996. 268. P. 23–63.
- Over D.J.* The Frasnian/Famennian boundary in central and eastern United States // *Palaeogeogr., Palaeoclimatol., Palaeoecol.* 2002. Vol. 181. P. 153–169.
- Piecha M.* A considerable hiatus at the Frasnian/Famennian boundary in the Rhenish shelf region of northwest Germany // *Palaeogeogr., Palaeoclimatol., Palaeoecol.* 2002. Vol. 181. P. 195–211.
- Racki G.* Devonian eustatic fluctuations in Poland // *Courier Forschungsinstitut Senckenberg*, 199. Frankfurt am Main. 1997. P. 1–12.
- Racki G.* Frasnian-Famennian biotic crisis: undervalued tectonic control? // *Palaeogeogr., Palaeoclimatol., Palaeoecol.* 1998. Vol. 141. P. 177–198.
- Racki G., Racka M., Matyja H., Devleeschouwer X.* The Frasnian-Famennian boundary interval in the South Polish-Moravian shelf basins: integrated event-stratigraphical approach // *Palaeogeogr., Palaeoclimatol., Palaeoecol.* 2002. Vol. 181. P. 251–297.
- Sandberg C.A., Ziegler W., Dreesen R., Butler J.L.* Conodont biochronology, biofacies, taxonomy, and event stratigraphy around Middle Frasnian Lion mudmound (F2h) Frasnies, Belgium // *Courier Forschungsinstitut Senckenberg*, 150. Frankfurt am Main. 1992. P. 1–87.
- Schindler E.* Event-stratigraphic markers within the Kellwasser crisis near the Frasnian/Famennian boundary (Upper Devonian) in Germany // *Palaeogeogr., Palaeoclimatol., Palaeoecol.* 1993. Vol. 104. P. 115–125.
- Schindler E., Schulke I., Ziegler W.* The Frasnian / Famennian boundary at the Sessacker Trench section near Oberscheid (Dill Syncline, Rheinisches Schiefergebirge, Germany) // *Senckenbergiana lethaea.* 1998. Bd. 77. N 1–2. P. 243–261.
- Southgate P.N., Kennard J.M., Jackson M.J. et al.* Reciprocal lowstand clastic and highstand carbonate sedimentation, subsurface Devonian reef complex, Canning Basin, Western Australia // *Am. Assoc. Pet. Geol. Mem.* 1993. 57. P. 157–179.
- Van Buchem F.S.P., Eberli G.P., Whalen M.T. et al.* The basinal geochemical signature and platform margin geometries in the Upper Devonian mixed carbonate-siliclastic system of Western Canada // *Bull. Soc. Geol. Fr.* 1996. 167. P. 685–699.
- Veimarn A.B., Kuzmin A.V., Kononova L.I. et al.* Geological events at the Frasnian/Famennian boundary on the territory of Kazakhstan, Urals and adjacent regions of the Russian Plate // *Courier Forschungsinstitut Senckenberg*, 199. Frankfurt am Main. 1997. P. 37–50.
- Wendt J., Belka Z.* Age and depositional environment of Upper Devonian (early Frasnian to early Famennian) black shales and limestones (Kellwasser facies) in the Eastern Anti-Atlas // *Facies.* 1991. 25. P. 51–90.
- Weddige K.* Die Conodonten der Eifel-Stufe im Typusgebiet und in benachbarten Faziesgebieten // *Senckenbergiana lethaea.* 1977. V. 58. S. 271–419.
- Yudina A.B., Racki G., Savage N.M. et al.* The Frasnian-Famennian events in a deep-shelf succession, Subpolar Urals: biotic, depositional, and geochemical records // *Acta Palaentologica Polonica.* 2002. 47 (2). P. 355–372.
- Yunusov M.A., Masagutov R.K., Arkhipova V.V., Yunusova G.M.* Devonian sea-level changes in the platform region of Bashkortostan // *Courier Forschungsinstitut Senckenberg*, 199. Frankfurt am Main. 1997. P. 65–73.

Рецензент доктор геол.-мин. наук А.Б. Веймарн