

О ПАЛЕОГЕОГРАФИИ УРАЛА В ДЕВОНЕ

Г.А. Мизенс*, И.А. Свяжина**

**Институт геологии и геохимии УрО РАН
620151, г. Екатеринбург, Почтовый пер., 7*

E-mail: mizens@igg.uran.ru

***Институт геофизики УрО РАН
620016, г. Екатеринбург, ул. Амундсена, 100*

E-mail: paleomag@mail.ru

Поступила в редакцию 2 мая 2006 г.

На основе геологических и палеомагнитных данных рассмотрены главные вехи палеогеографии и палеотектоники южных районов Урала в девонском периоде. Описаны основные седиментационные бассейны (Западное окраинное море, ранне-среднедевонский преддуговой и средне-позднедевонский задуговой бассейны), их происхождение и эволюция, области сноса, охарактеризованы условия осадконакопления. Отмечена роль кордильеры Уралтау как основного источника обломочного материала в интервале времени от позднего девона до среднего карбона. Показано, что в девоне приуральский край Восточно-Европейского континента находился вблизи экватора (5-8° с.ш.), приблизительно там же, где Тагильская и Ирландская островные дуги (5-9° с.ш.). Этот вывод согласуется с геологическими данными, свидетельствующими, что уже в эйфеле произошло столкновение Ирландской островной дуги с микроконтинентом Уралтау, что привело к перескоку зоны субдукции на восток и образованию новой (Магнитогорской) островной дуги. Ирландская дуга уже в среднем девоне составляла единое целое с Восточно-Европейским континентом, это была аккреционная окраина континента. Структуры Восточно-Уральской и Зауральской мегазон приобрели в девоне северо-западное простирание и расположились напротив юго-восточной окраины континента почти на таких же широтах (2° ю.ш.-6° с.ш.), что не исключает существования океанического пространства восточнее Магнитогорской дуги. К началу карбона все структурные элементы Урала уже имели северо-западное простирание.

Ключевые слова: *Южный Урал, Восточно-Европейский континент, палеогеография, палеомагнетизм, девон, бассейны осадконакопления, микроконтинент, области сноса, обломочные породы.*

ON THE URALS DEVONIAN PALEO GEOGRAPHY

G.A. Mizens*, I.A. Svyazhina**

**Institute of Geology and Geochemistry, Urals Branch of RAS*

***Institute of Geophysics, Urals Branch of RAS*

The main phases of paleogeography and paleotectonics of the Southern Urals in Devonian are considered on the base of geological and paleomagnetic data. The sedimentary basins (Western marginal sea, Early-Middle Devonian fore-arc and Middle-Late Devonian back-arc basins), their origin and evolution, the source areas, the conditions of sedimentation are described. The role of Uraltau cordillera as the main source of clastics in the time interval from the Late Devonian to the Middle Carboniferous is noted. Uralian margin of East-European continent disposed in the Devonian near equator (5-8°N), approximately in the same place where Tagil and Irendyk island arc (5-9°N) were placed. This conclusion consist with geological data about the collision of Irendyk island arc and Uraltau microcontinent already in the Eifelian. The collision brought about the jump of subduction zone to the East and the forming of the new (Magnitogorsk) island arc. Already in the Middle Devonian Irendyk arc was a single entity with East-European continent. It was the continent accretional margin. In the Devonian the structures of East-Uralian and Transuralian megazones struck northwestward and were placed

against the South-East continent margin nearly in the same latitudes (2°S-6°N), that doesn't exclude the existence of the ocean space to the east of Magnitogorsk arc. In the beginning of the Carboniferous all Urals structure elements struck northwestward.

Key words: Southern Urals, Devonian, East-European continent, paleogeography, paleomagnetism, sedimentary basins, microcontinent, source areas, island arc, clastics.

Вопросы палеогеографии юга Урала в среднем палеозое в той или иной мере затрагивали Л.С. Либрович, Г.А. Смирнов, И. В. Хворова, М.Л. Ключина, В.А. Маслов, В.Н. Пучков, Г.А. Мизенс и многие другие геологи. Особенно следует отметить работы Г.А. Смирнова с коллегами, которые в течение почти 20 лет целенаправленно изучали палеогеографию карбона и позднего девона. В результате ими была опубликована серия палеогеографических карт, прекрасно служивших в течение многих лет. Тем не менее, к настоящему времени эти карты уже устарели. За последние десятилетия было получено большое количество новых данных, значительно изменились представления о геологической истории, геологических процессах. В том числе очевидно, что современное географическое положение, современные координаты распространения девонских пород, так же как и занимаемая ими площадь, не соответствуют местоположению и размерам бассейнов, существовавших в девоне. Некоторую ясность в этом вопросе вносит использование палеомагнитного метода, позволяющего вычислить широты и направления меридианов того времени. Активное применение данного метода к палеозойским образованиям Урала началось в 1980-90 гг. прошлого столетия, когда были составлены палеогеографические схемы ордовикского и позднекарбонного-раннепермского времени на палеомагнитной основе [Свяжина и др., 1998]. В то же время интервал верхний силур-девон оказался более сложным из-за широкого развития под- и перемагничивания пород в результате позднепалеозойских тектонических событий.

Общая характеристика девонских отложений Южного Урала

Главными структурными элементами южной части Урала являются Предуральский прогиб, Западноуральская, Магнитогорская, Восточно-Уральская и Зауральская мегазоны

(рис. 1) [Формирование..., 1986]. Девонские отложения присутствуют в составе всех упомянутых структур, но наиболее полно они развиты на территории Западноуральской и Магнитогорской мегазон, а также в Предуральском прогибе. В Восточно-Уральской и Зауральской мегазонах этот возрастной интервал представлен фрагментарно и, вследствие крайне слабой обнаженности, изучен плохо.

Предуральский прогиб

Девонские отложения слагают фундамент структуры, выполненной обломочными толщами карбона, перми и триаса. Нижний и средний девон здесь как правило представлены чередующимися карбонатными породами и кварцевыми песчаниками, формировавшимися на шельфе Восточно-Европейского континента. На уровне верхнего девона отложения становятся более разнообразными, получают распространение также доманиковые фации – мергели, аргиллиты, микрозернистые известняки, кремни, в фамене местами появляются ангидриты.

Западноуральская мегазона

Западноуральская мегазона имеет более сложное строение. Она состоит из нескольких самостоятельных структур (Башкирский мегантиклинорий, Зилаирский синклинорий и зона Уралтау) с принципиально различающимся характером девонских отложений. Причем, если в отношении Башкирского мегантиклинория дело обстоит относительно просто, в его обрамлении в целом распространены те же комплексы, что и в фундаменте Предуральского прогиба, то с оставшимися двумя структурами ситуация менее ясная. В первую очередь это связано со сложной тектоникой и слабой палеонтологической изученностью.

На территории Зилаирского синклинория ниже- и среднедевонские отложения представлены переслаивающимися кварцевыми песча-

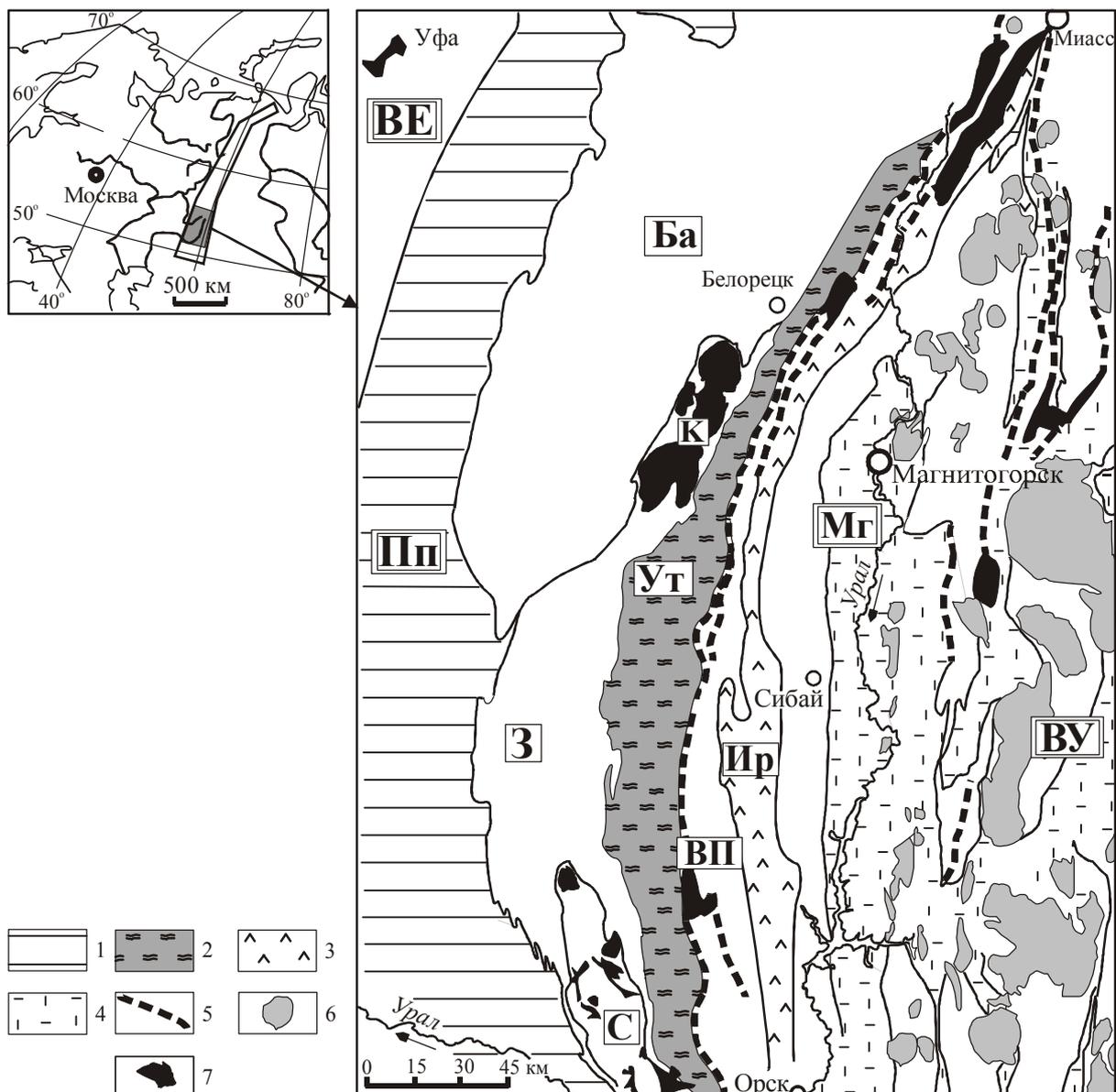


Рис. 1. Схема западного сегмента Южного Урала (на основе Геологической карты Урала масштаба 1 : 500 000, 1979).

1 – территория Предуральского прогиба; 2 – метаморфические комплексы Уралтау; 3 – вулканы Ирендыкской островной дуги (эмс-низы эйфеля); 4 – поле распространения вулканических и осадочных комплексов каменноугольного возраста на территории Магнитогорской и Восточно-Уральской мегазон; 5 – зоны серпентинитовых мегамеланжей; 6 – гранитоиды и габбро; 7 – основные серпентинитовые массивы. Буквенные обозначения: ВЕ – Восточно-Европейская платформа, Пп – Предуральский прогиб, Мг – Магнитогорская мегазона, ВУ – Восточно-Уральская мегазона, ВП – Вознесенско-Присакмарская зона, Ут – зона Уралтау, Ба – Башкирский мегантиклинорий, З – Зилаирский синклиний, Ир – поле распространения ирендыкских островодужных вулканитов; аллохтоны: К – Кракинский, С – Сакмарский.

никами, кремнистыми и глинистыми сланцами, иногда с участием конгломератов [Пучков, 1979, 2000], которые развиты в восточной части структуры. В центральных районах синклинония эти слои глубоко погружены и не изучены. А в пределах Кракинской и Сакмарской зон предположительно автохтонные ниже- и сред-

недевонские отложения обнажаются только в виде отдельных фрагментов. В районе серпентинитовых массивов Крака это кремни с прослоями кварцевых песчаников, а в Сакмарской зоне – конденсированная толща кремней сарбайской свиты, а также глинистые и кремнистые сланцы с прослоями глинистых известня-

ков, кремни и глинистые сланцы с многочисленными следами подводно-оползневых образований и глыбами известняков [Иванов, Пучков, 1984; Стратиграфия ..., 1993; Пучков, 2000]. Франский ярус верхнего девона в Зилаирском синклинории представлен кремнистыми породами (ибрагимовский горизонт), которые прослеживаются по всему восточному крылу синклинория [Пучков, 2000], в то время как в западном борту этот интервал сложен кремнисто-глинистыми отложениями [Якупов и др., 2002]. В конце франа-начале фамена силициты сменяются песчаниками и аргиллитами зилаирской серии.

Современная антиформа Уралтау сложена метаморфическими породами, которые подразделяются на два комплекса – суваянский и максютовский. Контакт между ними проходит по полого падающему на запад Янтышевско-Юлукскому разлому. Максютовский комплекс по существу представляет собой тектонический меланж, сложенный различными по происхождению и в разной степени метаморфизованными породами. По данным С.Г. Самыгина и др. [2005], в его составе выделяются три породные ассоциации, характеризующиеся различным субстратом. Две из них предположительно относятся к остаткам раннекембрийской аккреционной призм, третий, кварцитовый (наиболее распространенный), слагает фрагменты чуждого Восточно-Европейскому континенту сиалического блока. Среди образований этих трех ассоциаций встречаются тектонические клинья относительно слабо измененных ранне-среднепалеозойских пород с линзами мраморов.

Суваянский комплекс сложен кварцитами (с участием конгломератов) и кристаллическими сланцами, уровень метаморфизма которых не превышает зеленосланцевой фации, нередко встречаются пачки и прослои мраморов и мраморизованных известняков. Возраст этих пород устанавливается в интервале от нижнего ордовика до нижнего девона включительно [Пучков, 1996, 1997; Иванов, 1997, 1998; Захаров, Захарова, 1998]. По данным геологов-съемщиков [Князев, 2006], ордовикские и силурийские кварциты суваянского комплекса коррелируются с кварцевыми песчаниками, развитыми на территории Зилаирского синклинория (зона массивов Крака) и в его западном обрамлении.

В силуре, в раннем и среднем девоне на территории Уралтау осаждались мелководные известняки. Об этом, прежде всего, свидетель-

ствуют перемещенные глыбы и обломки этих пород, встречающиеся в составе девонских глинисто-кремнистых и флишевых образований вдоль западного края Уралтау [Келлер, 1949; Ожиганов, 1964; Пучков, 1979; Самыгин, 1980; Самыгин и др., 1987], а также в меланже гипербазитовых массивов Крака [Камалетдинов, Казанцева, 1983]. Эти известняки нередко сопровождаются полимиктовыми образованиями, содержащими зерна и гальки метаморфических и магматических пород, в том числе серпентинитов. Среднепалеозойские конодонты были обнаружены и непосредственно на Уралтау – в мраморизованных известняках суваянского и максютовского комплексов [Захаров, Захарова, 1998].

Магнитогорская мегазона

Девонские отложения Магнитогорской мегазоны характеризуются большим разнообразием и изменчивостью. Корреляцию породных комплексов затрудняет и сложная тектоника. Тем не менее, благодаря активному использованию конодонтов, стратиграфия этих образований за последние 20 лет стала относительно понятной.

Отложения нижнего девона известны практически только на территории Вознесенско-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. В северных районах зоны – это мансуровская, ильтабановская, ускульская, рыскужинская толщи, почти полностью сложенные свежим вулканомиктовым материалом основного состава, частично возможно тефровым. Только в разрезе по р. Урал, на окраине с. Юлдашево, эти породы содержат примесь сиалического материала. Среди упомянутых отложений нередко встречаются гигантские тела перемещенных рифовых известняков. Отчетливо наблюдается постепенный переход обломочных толщ в перекрывающий комплекс вулканогенной ирендыкской свиты. При этом сохраняется не только фациальная природа и облик осадочных пород, но в общих чертах и состав. На юге Вознесенско-Присакмарской зоны в большей степени распространены кремнистые породы мазовской свиты. По данным В.А. Аристова и др. [2005], ее стратиграфический объем в бассейне реки

Дергаиш охватывает прагиен-нижний эйфель, а по В.А. Маслову и О.В. Артюшковой [2002], – верхи лохкова-эмс. Аналогии мазовской свиты в виде крупных тектонических блоков, часто в ассоциации с гипербазитами, развиты в окрестностях дер. Казанка, Федоровка, Байгускарово [Руженцев, Аристов, 2003; Аристов и др., 2005]. Кремневая толща нижнедевонского возраста известна также в верховьях р. Большой Кизил.

Несколько восточнее упомянутых разрезов, в пределах так называемой Актау-Таналыкской подзоны, распространены отложения верхней части нижнего девона (эмсский ярус) и эйфельского возраста – баймак-бурибаевская, актауская, туратская, ишкининская толщи и их возрастные аналоги. Все они находятся западнее полосы развития ирендыкского комплекса. Баймак-бурибаевская свита представлена в основном вулканическими образованиями, в меньшей степени – вулканогенно-обломочными. На этих породах залегает актауская свита – кремнистая толща с неравномерно распространенными линзами и пачками песчаников и грубообломочных отложений (микститов), общей мощностью до 200 м. Ее нижняя часть относится к верхнему эмсу [Артюшкова, Маслов, 1998]. По мнению этих авторов, кремни на рассматриваемой территории осаждались непрерывно до франского века включительно. Тем не менее, доказательств существования здесь живецких отложений пока нет. В.А. Аристов с коллегами [2005] считают, что актаускую свиту нужно ограничивать базальными (эмскими) кремнями и обломочной толщей. По их данным, эйфельские и франские силициты в разрезе у дер. Актау представляют собой тектонический покров.

Некоторое сходство с актауской свитой имеет туратская толща, стратотип которой находится на правом берегу речки Туратка выше с. Илячево. Она сложена чередующимися обломочными породами, аргиллитами и кремнистыми образованиями, содержащими конодонты верхов эмса и всех зон эйфельского яруса [Маслов, Артюшкова, 2002]. Туратская толща, так же как и актауская, перекрыта франскими (мукасовскими) кремнями. Живецкие конодонты здесь тоже отсутствуют. По этой причине В.А. Маслов и О.В. Артюшкова предполагают наличие тектонического контакта. Однако детальное изучение пограничной зоны показало, что взаимоотношения между эйфель-

скими и франскими кремнями седиментогенные. Между ними залегает маломощная (10-20 м) пачка песчаников и аргиллитов. Существование живецких отложений на рассматриваемой территории подтверждает и разрез в районе дер. Султантимирово, где в нормальной последовательности обнаружены кремнистые породы с конодонтами этого возрастного интервала [Маслов, Артюшкова, 2002].

Ишкининская толща в стратотипической местности (восточнее дер. Ишкинино) представлена только микститами, мощностью порядка 700-750 м. В ее составе нет слоистых пород, которые не были бы перемещены [Миценс, 2004]. В нижней части этой толщи в блоках кремней определены конодонты верхов эмса и нижнего эйфеля [Артюшкова, Маслов, 1998; Аристов и др., 2005]. К микститам приурочена мощная (около 200 м) пачка андезибазальтов со субщелочным уклоном, залегающих согласно на грубообломочных породах. По стратиграфическому положению и составу эти образования сопоставимы с кульбердинским комплексом, развитым несколько западнее.

Обращает на себя внимание сходный вещественный состав ишкининской и туратской толщ. Среди галек и песчаных зерен, в отличие от актауской свиты, здесь присутствуют разные по составу вулканиты, габброиды, серпентиниты, известняки.

В Западно-Магнитогорской зоне девонский разрез начинается с эйфельского яруса, в пределах которого наблюдается чередование в различных соотношениях вулканогенных, вулканогенно-обломочных, обломочных и кремневых комплексов. Главной среди них является ирендыкская свита (верхи эмса-низы эйфеля), сложенная тефроидами и грубообломочными туфами, в меньшей степени лавами базальтового и андезибазальтового состава, иногда с участием кислого материала. Мощность ее изменчивая – от первых сотен до 3500 м. На востоке вулканогенные образования перекрыты яшмами ярлыкаповской (до 100 м) и вулканитами карамалыташской (до 2000 м) свит. Стратиграфически выше на значительной территории прослеживается горизонт бугулыгырских яшм (до 100 м), возраст которых, по данным В.А. Маслова и О.В. Артюшковой [2002], соответствует верхней части эйфеля.

У восточного подножья хребта Ирендык распространены микститы (гадилевская толща), сложенные неокатанными и слабо окатан-

ными обломками вулканических пород, среди которых местами рассеяны обломки и крупные блоки известняков размером до десятков и сотен метров, а также кремней. Иногда микститы замещаются песчаниками и конгломератами. Толща прослеживается с перерывами на расстоянии более 250 км – приблизительно от широты пос. Акъяр на юге до оз. Узункуль на севере. Чаще всего она перекрывается турбидитами живетской улутауской свиты, а в некоторых случаях – ярлыкаповскими яшмами. В свое время довольно детально гадиловскую толщу изучала В.В. Коптева [1981]. Она пришла к выводу, что 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). Такая постановка вопроса, с нашей точки зрения [Мизенс, 2003], наиболее логична.

На протяжении живетского века и в начале франа на территории Западно-Магнитогорской зоны формировался флиш улутауской свиты (до 2000 м), представленный вулканическими породами, тефроидами и туфами преимущественно среднего и кислого состава. Преобладают песчаники, но обычными являются также грубообломочные образования – конгломераты, микститы, содержащие, в том числе, гальки и глыбы известняков.

Средняя и верхняя части франского яруса сложены преимущественно кремнистыми породами мукасовской свиты [Маслов и др., 1999]. Эти отложения распространены почти на всей территории Магнитогорской мегазоны (за исключением восточных районов, где развиты вулканические комплексы). На юге (южнее г. Сибай) свита представлена только кремнистыми и кремнисто-глинистыми образованиями, залегание которых в восточных разрезах сильно нарушено более поздними обломочными потоками [Мизенс и др., 2004]. Севернее г. Сибай в составе мукасовской свиты появляются полимиктовые песчаники. На западном крыле Биягодинской синклинали (у восточного подножья хребта Ирендык) они занимают большую часть объема свиты, общая мощность которой в этом районе достигает 700-800 м, но по направлению к востоку исчезают из разреза. В то же время, песчаные породы прослеживаются далеко на запад, за хребет Ирендык. Обращает на себя внимание вещественный состав упомянутых обломочных пород. На протяжении

всего 80 км (от г. Сибай на юге до пос. Аскароро) устанавливается три (!) различных типа песчаников, свидетельствующих о трех разных источниках обломочного материала. Среди них выделяются аналоги зилаирских песчаников западной провинции (см. ниже), аналоги пород улутауской свиты и существенно кварцевые вулканические песчаники. Причем на запад (на территорию Вознесенско-Присакмарской зоны) проходят только вещественные аналоги западно-зилаирских пород. Обломочные породы в составе мукасовской свиты характерны и для района г. Учалы, но здесь это уже тефроиды и вулканические песчаники основного состава, напоминающие отложения восточно-зилаирской (большекизильской) свиты.

Верхи девонского разреза Магнитогорской мегазоны имеют сходство с таковым западного склона Урала. Здесь тоже выделяется песчано-глинистая толща зилаирской серии, хотя 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; Мизенс и др., 2004]. В основании большекизильской свиты прослеживается серия глыбовых микститов. Наиболее мощный из них – биягодинский олистостром (до 700-800 м), развитый в бассейне р. Большой Кизил, представляет собой сложное неравномерное нагромождение глыб и обломков вулканических известняков, кремней и песчано-глинистых пород. Причем некоторые отторженцы достигают размеров 1-2 км по длинной оси. Так называемые колтубанские известняки – несортированные глыбовые конгломераты преимущественно известнякового состава – распространены в южных районах Магнитогорской мегазоны. На севере аналогом этих микститов является верхняя часть вулканоогенно-осадочной бугодакской толщи [Артюшкова, Маслов, 1998].

Основные результаты палеомагнитных исследований среднепалеозойских отложений Южного Урала

Изучение палеомагнитных характеристик проводилось по стандартной методике [Палеомагнитология, 1982], предусматривающей разделение естественной остаточной намагниченности ориентированных образцов на компонен-

ты. Лабораторные исследования проводились на термоустановке, помещенной в четырехслойный магнитный экран. Остаточное поле 10-15 нТл в центре последнего исключало подмагничивание образцов в ходе эксперимента. Образцы нагревались до 650°C с шагом 100, 50 и 20°C в зависимости от температуры Кюри минералов, ответственных за намагниченность. Измерения остаточной намагниченности выполнены на спин-магнитометрах JR-6 (Чехия), JR-4 (Чехословакия), а также на отечественном рок-генераторе ИОН-1. Часть образцов была изучена в палеомагнитной лаборатории Института геофизики г. Мюнхен (Германия) на криогенном магнитометре 2G Enterprises и термо-размагничивающей установке TSD-2 (США) с измерением магнитной восприимчивости на каппаметре KLF-3 (Чехия). Диагностика носителей намагниченности проводилась методами оптической и магнитной минералогии. В последнем случае использовался термомагнитный анализ остаточной намагниченности насыщения и метод параметров насыщения [Петрова, 1977]. Анализ палеомагнитных данных выполнен по программам Р. Энкина [Enkin, 1994]. Он включал разделение естественной остаточной намагниченности на компоненты по диаграммам И. Зийдервельда [Zijderveld, 1967], статистическую обработку результатов, вычисление палеомагнитных широт и полюсов. С помощью этих программ решался вопрос о времени образования намагниченности – до, во время или после складкообразования. При этом были использованы диаграммы синскладчатости, позволяющие ввести поправку на залегание, тесты складки F [Watson, Enkin, 1993] и S [McElchinnny, 1964]. При интерпретации результатов также учитывались материалы геологических наблюдений. Всего в работе использованы данные опробования девонских пород по 12 точкам и силурийских – по 2 точкам. Из них 6 точек относятся к окраине Восточно-Европейского континента, 4 – к Магнитогорской, 4 – к Восточно-Уральской мегазонам.

Палеогеографические реконструкции территории Урала и его окружения в O_1 и O_{2-3} , выполненные на палеомагнитной основе [Свяжина и др., 2003], показывают, что меридианы в то время имели направление близкое к современному, тогда как широты Восточно-Европейского континента и Южно-Уральских структур существенно расходились. В раннем ордовике уральский край материка располагался между

5 и 20° ю.ш., а Восточно-Уральские террейны вместе с Кокчетавским блоком Северного Казахстана находились в приэкваториальной области обоих полушарий. Разница относительно их современного взаимоположения достигала 20°, но к концу ордовика структуры сблизилась примерно на 7°.

Палеомагнитные характеристики среднепалеозойских (силурийских и нижнедевонских) шельфовых отложений окраины Восточно-Европейского континента получены по двум разрезам. В верхнем течении р. Уфа, ниже устья р. Шемаха, были опробованы известково-глинистые песчаники и доломитизированные глинистые известняки из нижнесилурийских воронинских слоев [Петров и др., 2000]. Отложения этого же возрастного интервала, представленные темно-серыми известняками нижнесилурийской индятауской свиты, изучены на правом берегу р. Белой, в районе ее широтного течения (выемка на дороге Старосубхангулово-Иргизлы, в 5 км к востоку от моста через р. Ямашлы). По этим данным, положение края Восточно-Европейского континента в раннем силуре было субпараллельным современному Уралу, а названные разрезы располагались, соответственно, на палеоширотах $1,6 \pm 4,1^\circ$ с.ш. и $8 \pm 4,6^\circ$ ю.ш. (рис. 2). Разница с учетом погрешности определения принципиально не расходится с современной (около 3°).

Палеомагнитные характеристики отложений эмского яруса нижнего девона изучены по р. Кага (левый приток р. Белой), вблизи одноименного села. Вдоль реки, от старой дамбы до дороги на Белорецк, были отобраны образцы из ваяншинских и вязовских слоев, соответственно серые и черные песчаники и известняки, в том числе битуминозные с вкрапленностью пирита. Тесты складок указали на доскладчатую природу намагниченности, соответствующей $5,2 \pm 2,9^\circ$ с.ш. Но следует отметить, что В.С. Бургман и др. [2000], изучавшие в этом же разрезе палеомагнетизм кварцевых песчаников ваяншинских слоев, принимают южную широту – $7,7 \pm 3,7^\circ$ ю.ш.

Сопоставление раннедевонских палеомагнитных широт уральской окраины Восточно-Европейского континента на Среднем (разрез Громовой на р. Усьва – $7,6 \pm 4,4^\circ$ с.ш.) [Петров, Свяжина, 2006] и Южном Урале свидетельствует о ее приэкваториальном положении (рис. 3). На палеомагнитных реконструкциях, выполненных А.Н. Диденко для девона Поляр-

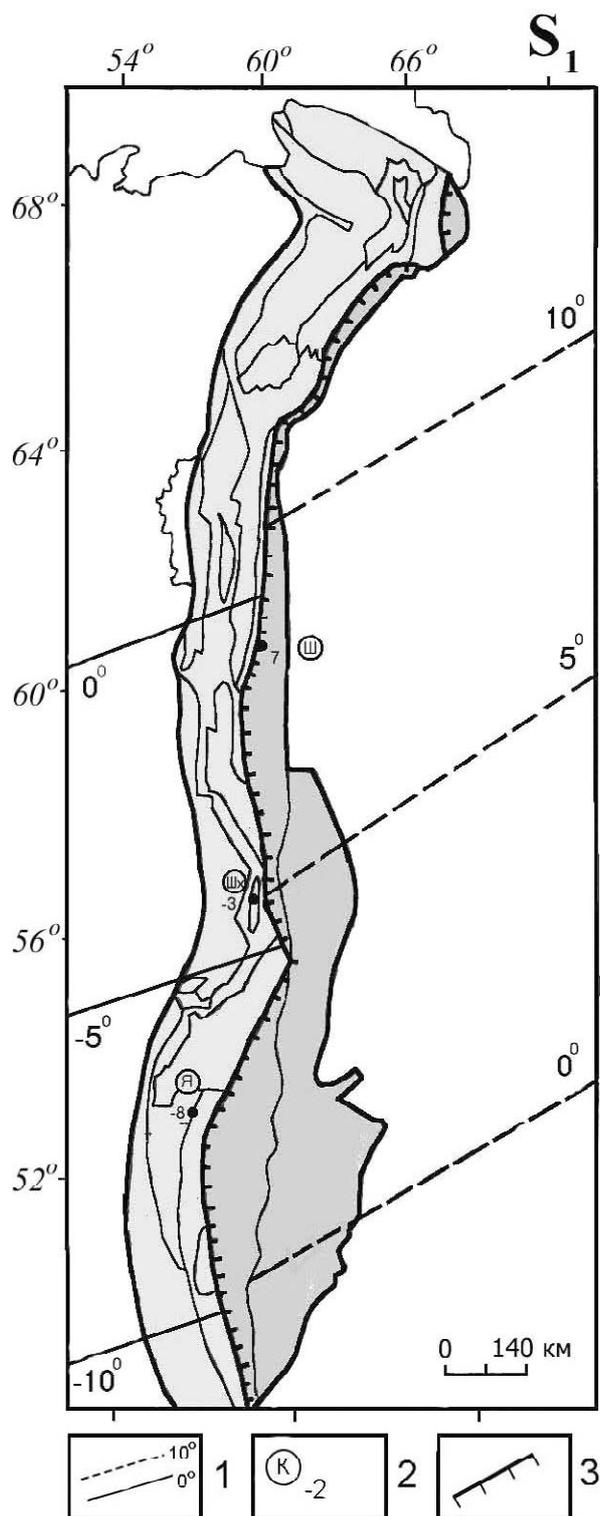


Рис. 2. Палеогеографические (палеомагнитные) широты Урала в раннем силуре.

1 – направления палеопараллелей: сплошная/штриховая линии – Западного/Восточного склонов; 2 – положения разрезов и значения палеоширот (минус – ю.ш.): Ш – Шемур, Шх – Шемаха, Я – Ямашлы; 3 – Главный Уральский разлом.

на, Иванов, 1975]. В то же время, структуры Восточного Урала, согласно нашим данным, в течение всего девона имели северо-западное простирание.

Девонские широты территории Магнитогорской мегазоны тоже определены по нескольким разрезам. Так, палеомагнитные направления отложений актауской свиты получены в ее стратотипической местности, в районе дер. Актау. Изученные образцы представлены красными яшмами верхов эмского яруса и основания эйфеля. Естественная остаточная намагниченность этих образований связана с первичным гематитом, являющимся в данном случае породообразующим минералом. Последнее обстоятельство позволяет принять время намагничивания доскладчатым, несмотря на неопределенность палеомагнитных тестов. По этим данным, упомянутый разрез в конце раннего-начале среднего девона находился на $8,4 \pm 8,7^\circ$ с.ш. Другая точка Актау-Таналыкской подзоны (подушечные базальты средней части эмской баймак-бурибаевской свиты) опробована на правом берегу р. Таналык между с. Хворостянское и устьем р. Бузавлык. Но породы этого разреза подмагничены полем позднего палеозоя, поэтому вычисленная для него палеоширота ($11,0 \pm 4,6^\circ$ с.ш.) вероятно завышена.

Два разреза изучены и в пределах Западно-Магнитогорской зоны. В верхнем течении р. Большой Кизил, у дер. Идяш-Кускарово, были опробованы аргиллиты и песчаники нижней части зилаирской серии (фаменский ярус). Породы здесь сохранили первичную намагниченность, из направления которой следует, что разрез формировался на $9,1 \pm 4,6^\circ$ с.ш. [Попова, 2005]. Остаточная намагниченность измерена также в блоках вулканитов, залегающих внутри Биягодинского олистострома. При этом единое направление векторов было установлено лишь в пределах относительно небольших тел (5-10 м, реже несколько десятков метров), тогда как от блока к блоку оно изменялось, показывая в целом хаотичное распределение [Ива-

ного Урала, западный склон последнего занимает ту же позицию [Тектоническая..., 2001]. Эта ситуация сохранялась до конца девона. Например, красные яшмовидные бокситы ЮУБРа формировались во франское время на $9,2 \pm 4,5^\circ$ с.ш., разрез Егинда (Сакмарская зона), сложенный граувакками зилаирской свиты, в фаменском веке находился не выше 7° с.ш. [Свяжи-

Рис. 3. Палеогеографические (палеомагнитные) широты Урала в девоне.

Условные обозначения – см. рис. 2. Разрезы: Г – Громовой, Ж – Жуково, Р – Рудянка, О – Ощепково, Ю – ЮУБР, ИК – Идяш-Куссарово, К – Кага, А – Актау, Н – Николаевка, Е – Егинда.

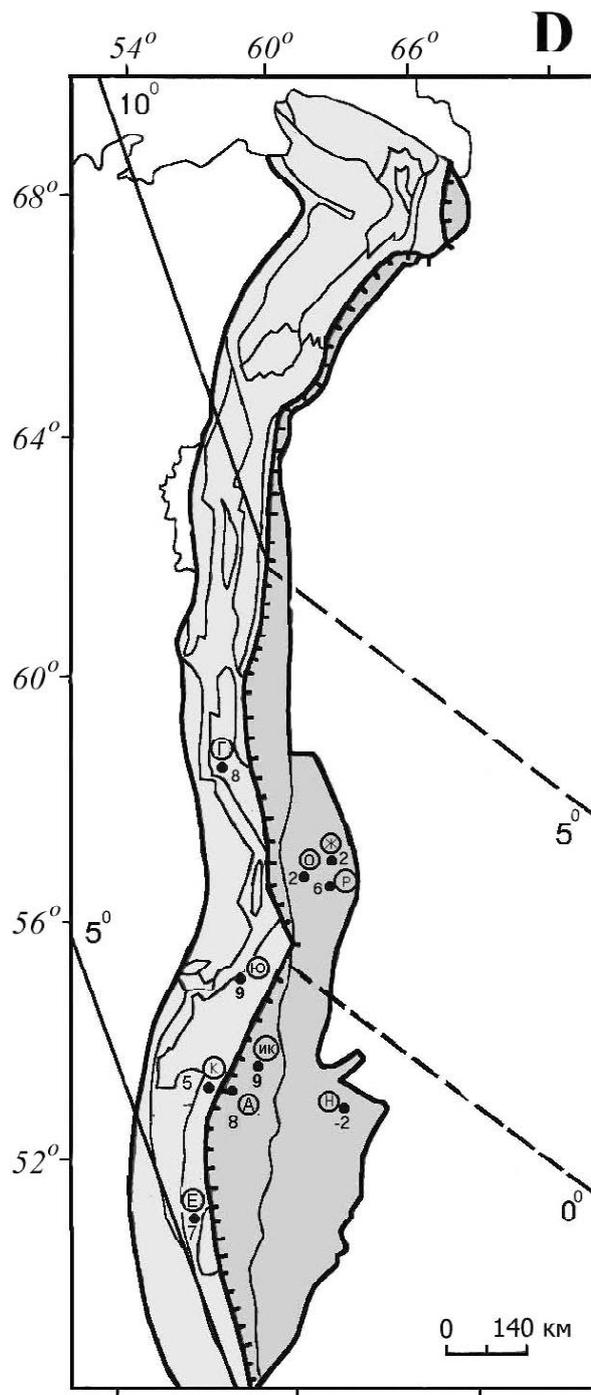
нов и др., 1976], что вполне согласуется с геологическими данными.

Палеомагнетизм вулканогенно-осадочных пород среднего девона изучен в окрестностях города Сибай [Буртман и др., 2000]. Здесь, на крыльях Карамалыташской антиклинали, были отобраны образцы красных яшм (бугулыгирская толща верхнего эйфеля) и зеленых кремнистых туффилов из живетской улутауской свиты. Кремни бугулыгирской толщи были опробованы также и в долине руч. Якшидавет на восточном крыле хр. Ирэндык. Доскладчатая намагниченность этих пород отвечает $5,0 \pm 3,4^\circ$ ю.ш., хотя нельзя исключить и северную широту.

В пределах Восточно-Уральской мегазоны были изучены нижнедевонские (эмские) песчаники у с. Николаевка на р. Аят. В раннем девоне эти породы находились на $2,0 \pm 4,4^\circ$ ю.ш., в то время как позднедевонские палеошироты среднеуральских разрезов (дер. Рудянка, Жуково и Ощепково) отвечают $6,2 \pm 4,5^\circ$ с.ш., $2,2 \pm 6,9^\circ$ с.ш., $1,7 \pm 7,7^\circ$ с.ш. соответственно [Петров, Свяжина, 2006].

Бассейны осадконакопления и главные источники обломочного материала

В девоне на территории современного Южного Урала, по-видимому, существовало несколько седиментационных бассейнов, но более или менее уверенно мы можем реконструировать только три – западное окраинное море, ранне-среднедевонский преддуговой и средне-позднедевонский задуговой бассейны (рис. 4). Данных по средне-позднедевонскому преддуговому бассейну слишком мало, по бассейнам, располагавшимся на территории Восточно-Уральской мегазоны и далее к востоку (в современных координатах), еще меньше. Проблематичным является также бассейн, отложения которого прослеживаются в разрезах Сакмарского аллохтона. Основными источниками обломочного материала упомянутых трех бассейнов в разное время служили микроконтинент Уралтау и вулканические острова, преимущественно Ирэндыкская и Магнитогорская островные дуги.



тау и вулканические острова, преимущественно Ирэндыкская и Магнитогорская островные дуги.

Микроконтинент Уралтау и западное окраинное море

Суванякский комплекс Уралтау в настоящее время чаще всего рассматривается как отложения турбидитового клина у подножья континентального склона, формировавшегося за

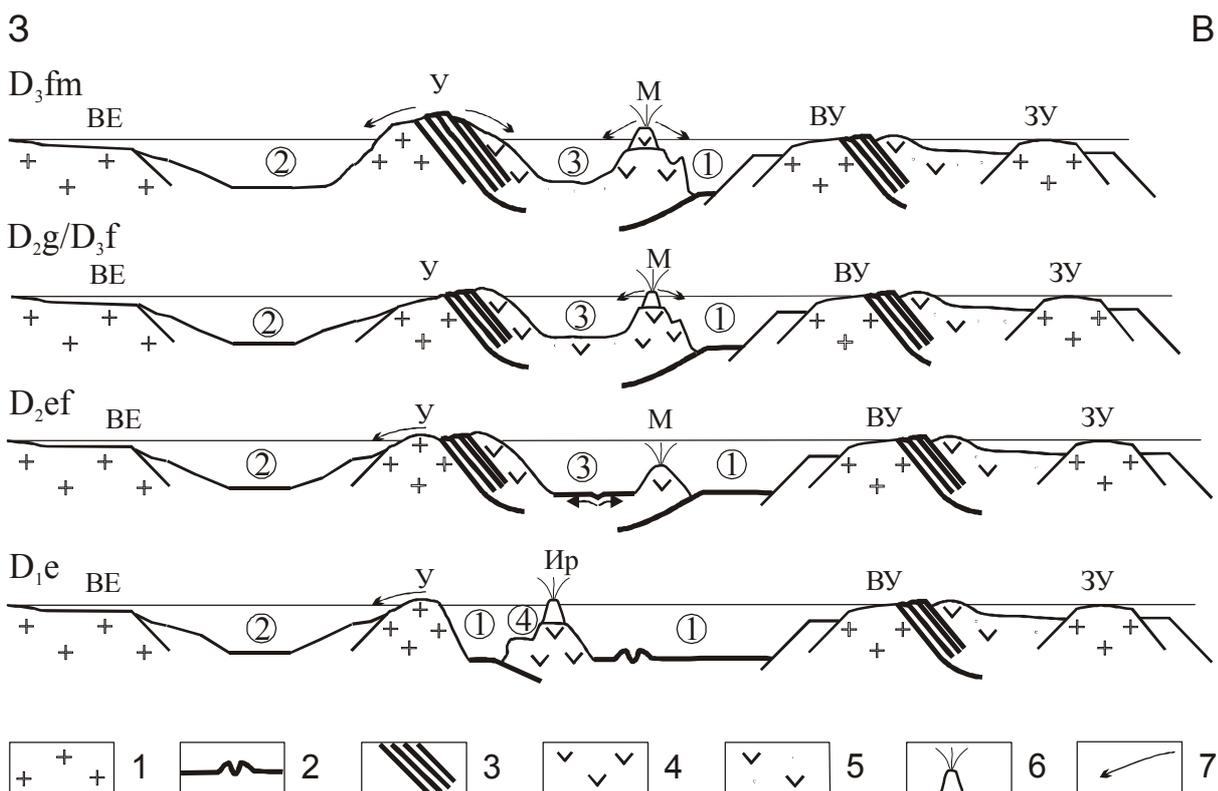


Рис. 4. Схематические палеогеографические профили территории Южного Урала на разных уровнях девонского периода.

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 – Иртышская. Цифры в кружочках показывают тип бассейна: 1 – океанический, 2 – окраинное море, 3 – задуговой, 4 – преддуговой.

счет размыва Восточно-Европейского континента [Пучков, 1979, 1997, 2000; Иванов, 1998]. Некоторые факты, однако, трудно согласовать с этой моделью. В частности, среди конгломератов и песчаников этого комплекса встречаются породы полимиктового (!) состава. Данные, имеющиеся в нашем распоряжении, позволяют рассматривать суваянские обломочные породы как образования начальной, рифтовой, стадии формирования *западного окраинного моря*, с основным источником вещества на севере (в современных координатах). Названный рифт, по-видимому, заложился на границе между континентом и придвинутым к нему древним аккреционным блоком, представленным современным максютовским комплексом (в то время еще слабо метаморфизованным), который с развитием процесса рифтогенеза трансформировался в микроконтинент, отделявший окраинное море от океана. Одно из основных доказа-

тельств того, что на территории Уралтау, по крайней мере с силура, было относительное поднятие, известно давно [Самыгин, 1980; Самыгин и др., 1987]. Оно заключается в том, что в составе бетринской свиты Зилаирского синклиниория (S-D₂) в ассоциации с обломками кварцитов и других метаморфических пород распространены глыбы рифогенных известняков силура-низов среднего девона, в то время как находящиеся западнее глинисто-кремнистые осадки центральных частей впадины не содержат грубообломочного материала.

О ширине микроконтинента достоверных данных нет. Можно только утверждать, что уже в последевонское время он был существенно сжат, и отложения суваянского комплекса были надвинуты на максютовский. Достаточно уверенно можно также утверждать, что далеко на север он не простирался. Палеомагнитные исследования верхнеордовикских отложений

Среднего и Северного Урала, где в то время зарождалась Тагильская островная дуга, показали отсутствие существенного расхождения палеоширот континента и дуги [Петров и др., 2000]. Кроме того, в этой области наблюдаются признаки влияния на осадконакопление двух источников сноса – континентального на западе и вулканического на востоке. Следовательно, тянутся и следы окраинного моря.

В конце франа-начале фамена на месте микроконтинента Уралтау образовалась кордильера [Мизенс, 2002а,б], в результате чего существенно изменились условия осадконакопления на территории окраинного моря – кремнистые осадки сменились песчаниками и аргиллитами флишевого комплекса. Шельфовая зона перед кордильерой была развита слабо, так как среди обломочного материала количество сингенетических карбонатов очень небольшое. Редкие пласты известняковых турбидитов сложены в основном обломками ниже- и среднедевонских пород.

Местами на уровне фамена встречаются и отложения пологого западного (континентального) склона окраинного моря. Это, например, породы киинской свиты – глинистые и битуминозные известняки, глинистые и глинисто-кремнистые сланцы, кремни [Пучков, Иванов, 1987; Чибрикова, Олли, 1987].

Ранне-среднедевонский преддуговой бассейн

Следы ранне-среднедевонского преддугового бассейна сохранились на территории современной Вознесенско-Присакмарской зоны, сложенной фрагментами разрезов нижнего и среднего палеозоя. Ордовикские и силурийские породы этой зоны (габбро-гипербазиты, базальты, силициты) представляют собой обрывки комплексов океанического дна [Вулканизм..., 1992; Иванов, 1998; Пучков, 2000]. В то же время, ниже- и среднедевонские (эйфельские) образования, распространенные здесь же, формировались в совершенно других условиях. Среди них выделяются гравититы (турбидиты и разного рода микститы), источником которых служили вулканические острова. Они, как правило, сложены энсиматическим (тефрогенным и вулканомиктовым) материалом. Лишь в двух разрезах (с Юлдашево на севере и дер. Ишкинино на юге) есть признаки присутствия силлического вещества. Оно, вероятно, происходит из небольших блоков континентальной коры.

На склонах вулканических островов развивались рифы, крупные блоки которых (до многих сотен метров) были перемещены вниз по склону и в настоящее время находятся в зоне гравититов. Особенно много их на севере. По химическому составу вулканический материал отвечает известково-щелочным сериям, а на севере – даже субщелочным. Из этих данных следует, что Ирендыкская островная дуга формировалась в зоне, где уже существовали вулканические острова. За счет размыва этих вулканических островов и формировались упомянутые обломочные толщи.

На юге в этой же зоне обнажаются несколько более молодые вулканогенно-осадочные комплексы (актауская, туратская, ишкининская толщи и их аналоги), образовавшиеся, по-видимому, уже за счет материала Ирендыкской дуги. Эти толщи формировались непосредственно у западного подножья вулканических островов, для них характерно большое количество грубообломочного материала – мощные грубообломочные дебриты и турбидиты, подводнооползневые образования. Особенно сложное строение характерно для ишкининской толщи, представленной только отложениями обломочных потоков и оползней, формирование которых временно прерывалось излиянием мощного (около 200 м) лавового потока андезибазальтового состава. Многочисленные блоки кремней в составе ишкининской толщи, скорее всего, относятся к склоновым фациям.

Вулканогенно-осадочные комплексы нижнего и низов среднего девона часто совмещены с синхронными кремневыми разрезами (например, мазовская свита), первоначально формировавшимися западнее, вдали от берега. Мы предполагаем, что совмещение разрезов могло происходить в результате аккреционного скупивания над зоной субдукции, наклоненной на восток, под островную дугу. Пластины глубоководных (океанических) кремней, иногда с блоками офиолитов, были при этом надвинуты на отложения подножья вулканической дуги. Этот процесс в основном закончился перед верхним эйфелем. Об этом говорит широкое развитие верхнеэйфельских силицитов, их седиментогенный контакт с подстилающими вулканомиктовыми отложениями, наблюдаемый, например, на правобережье речки Туратка, а также отсутствие живецких кремней в описываемых разрезах. Мономиктовые кремневые конгломераты и брекчии в составе самой мазовской сви-

ты предполагают существование невулканических поднятий в области развития глубоководных кремней.

Палеомагнитные данные по нижней части актауской свиты показывают, что уже к эйфельскому веку подножье островной дуги находилось в непосредственной близости от Восточно-Европейского континента. Стратотипическая местность этой свиты располагалась в районе 8° с.ш. Следовательно, Ирендыкская дуга к этому времени уже составляла единое целое с Восточно-Европейским континентом. Об этом свидетельствуют также данные по собственно ирендыкским вулканитам (с. Хворостянской) и по кремням бугулыгырской свиты.

Средне-позднедевонский задуговой бассейн

В эйфеле зона субдукции под Ирендыкскую дугу оказалась заблокированной и переместилась на восток (рис. 4). При этом полярность сейсмофокальной плоскости изменилась на западную и на ее основе сформировалась новая островная дуга – Магнитогорская, действующая со второй половины эйфеля до конца девона [Мизенс, 2002а,б]. В результате этого процесса между микроконтинентом Уралтау и новой вулканической дугой образовался глубоководный задуговой бассейн. Признаки спрединга литосферы в его пределах имеются только для самой ранней стадии (конец эйфеля), так как в составе карамалыташского вулканического комплекса устанавливаются соответствующие толеиты [Язева, Бочкарев, 1998]. Но наряду с горизонтальным перемещением литосферных блоков, уже в это время имели место существенные вертикальные опускания. Соотношения отложений карамалыташской свиты (до 2000 м) и синхронных им ярлыкаповских яшм (менее 100 м) свидетельствуют о значительном конседиментационном опускании блока, в пределах которого проявлялся вулканизм.

У подножья потухшей Ирендыкской островной дуги в эйфеле сформировался узкий прерывистый шлейф из отложений обломочных потоков, представленный гадилевской толщей. Острова большей частью, по-видимому, находились под водой, так как упомянутые отложения маломощны и чаще всего не содержат окатанного обломочного материала. В основном это блоки, глыбы и обломки рифовых известняков, рассеянных в матриксе из раздробленного измененного вулканогенного материала.

В живете бассейн развивался по типу рифтингового (по классификации Е.Н. Меланхолиной [1998]), но на эпокеаническом фундаменте. Выполняющие его отложения позволяют говорить о двух этапах в развитии бассейна: активного вулканизма (улутауские туфы и тефроиды) и терригенном (зилаирский флиш), разделенных некоторым затишьем (кремни мукасовской свиты).

Источником обломочного материала на первом этапе служила только Магнитогорская островная дуга, располагавшаяся на востоке (в современных координатах). В течение этого времени массив раннедевонской Ирендыкской дуги существовал как барьер, несмотря на то, что уже был погружен значительно ниже уровня моря. К западу от него (Вознесенско-Присакмарская зона) турбидные потоки с Магнитогорской дуги не проникали.

Вторая половина франа и фамен характеризуются уже более разнообразными источниками обломочного материала. В это время начались поднятия в районе микроконтинента Уралтау, возможно обусловленные его всплыванием после отрыва океанической плиты [Мизенс, 2002а]. Первые признаки размыва новообразованной кордильеры имеются уже в раннем фране, существенно раньше, чем начался вынос обломочного материала на запад, в окраинное море. В пределах Вознесенско-Присакмарской зоны (район с. Нигаматово) в основании указанных кремней развиты отложения относительно мощного (до 50 м) дебритного потока, содержащие, наряду с гальками вулканитов и известняков, хорошо окатанные валуны слюдистых кварцитов. В мукасовское время продукты размыва пород Уралтау уже начали проникать к востоку от Ирендыкского хребта. Но только к концу франа, когда поднятия в области Уралтау стали обширными, ирендыкский барьер исчез полностью.

В позднем девоне продолжала действовать и размываться также Магнитогорская островная дуга. Таким образом, в фамене при формировании осадочных комплексов задугового бассейна намечаются три значительные области сноса – кордильера Уралтау, действующая островная дуга и потухшая часть островной дуги на юго-востоке. Вулканические острова обладали хорошо выраженным карбонатным шельфом, начиная с позднего живета. Отсутствуют только шельфовые карбонаты верхнефранского возраста, что, возможно, связано

с повышением уровня моря [Мизенс, 2003]. В то же время на восточной окраине кордильеры Уралтау, по-видимому, не было выраженного карбонатного шельфа.

На рубеже франа и фамена в описываемом задуговом бассейне образовались, по крайней мере, три мощных протяженных хаотических комплекса (биягодинский олистостром, колтубанские глыбовые конгломераты и бугодакская толща). К этому же возрастному интервалу относится появление в окраинном море, среди отложений флиша, известняковых олистоплак. Формирование микститов происходило в основном в интервале зоны *triangularis*, что в точности коррелируется со следами регрессии на всех континентах. Такое совпадение позволяет сделать вывод, что эти два события (падение уровня океана и формирование микститов) были связаны [Мизенс, 2003]. Предполагаемая некоторыми исследователями [Nikishin et al. 1996; Иванов, 1998; Yudina et al., 2002, и др.] непосредственная связь олистостромов с коллизионными процессами, с передвижениями по крупным надвигам, маловероятна, так как нигде на всем протяжении микститовых комплексов в их составе нет материала чуждого островной дуге и ее склону. Образование биягодинского микстита и верхней части бугодакской толщи, вероятно, было обусловлено обрушением тефровых масс, накопившихся в прибрежной зоне вулканических островов во время франской трансгрессии, и с понижением уровня моря попавших в зону размыва. Потоки тефры увлекли за собой отторженцы лавовых покровов и подстилающих франских и верхнеживетских 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. Отсутствие отложений синхронных обломочных потоков у подножья кордильеры Уралтау (на западной окраине бассейна), вероятно, было обусловлено тем, что большая часть территории микроконтинента в течение всего франа еще находилась под водой.

Хаотические комплексы, представленные конгломератами с глыбами известняков франского возраста, широко распространены и на южном продолжении Магнитогорской мегазоны, на юге Западных Мугоджар [Фауна ..., 1987]. По данным А.Б. Веймарна и др. [2002], образование этой толщи также охватывает интервал зон *Late triangularis-crepida*.

Заключение

Полученные к настоящему времени палеомагнитные данные свидетельствуют, что Восточно-Европейский континент в течение ордовика, силура и девона мигрировал в северном направлении. При этом в ордовике и силуре его ориентировка относительно геомагнитного полюса в основном сохранялась, положение меридианов было близким к современному. Ориентировку приблизительно сохраняли и континентальные блоки на восточной (в современных координатах) окраине Уральского океана, однако их смещения на север практически не происходило. К среднему девону ситуация существенно изменилась. Наряду с продолжающейся миграцией к северу, Восточно-Европейский континент развернулся против часовой стрелки на 90° . В результате приуральский край материка расположился субпараллельно экватору. В то же время, перемещение океанических и эпикоеанических структур (в том числе аккреционных блоков) имело несколько другой характер: миграция на север была менее выраженной, а разворот по часовой стрелке имел меньшую амплитуду, что привело к выравниванию палеоширот. После этих событий, край Восточно-Европейского континента оказался в приэкваториальной области (на $5-8^\circ$ с.ш.). Приблизительно там же находились Тагильская и Ирендыкская островные дуги ($5-9^\circ$ с.ш.). Отсюда можно предположить, что уже в первой половине девона произошло касание Восточно-Европейского континента с упомянутыми вулканическими дугами. Этот вывод вполне согласуется с геологическими данными, свидетельствующими, что уже в эйфеле произошло столкновение Ирендыкской островной дуги с микроконтинентом Уралтау, что привело к перескоку зоны субдукции на восток и образованию новой (Магнитогорской) островной дуги. В среднем девоне Ирендыкская дуга уже составляла единое целое с Восточно-Европейским континентом, это была аккреционная окраина данного континента, океанического пространства между ними не было. Перемещение зоны субдукции привело к образованию средне-позднедевонского задугового бассейна, отложения которого составляют значительную часть современной Магнитогорской мегазоны.

Структуры Восточно-Уральской и Зауральской мегазон приобрели в девоне северо-западное простирание и расположились напро-

тив юго-восточной окраины континента почти на таких же широтах (2° ю.ш.- 6° с.ш.), что не исключает существования океанического пространства восточнее Магнитогорской дуги. К началу карбона все структурные элементы Урала уже имели северо-западное простирание, которое сохранялось, по крайней мере, до середины триаса [Свяжина, 2003].

Заметный след в геологической истории юга Урала оставило образование микроконтинента Уралтау, отделившегося от океана окраинное море, и затем возникновение кордильеры на месте микроконтинента. Кордильера служила источником обломочного материала для мощных флишевых комплексов зилаирской серии, причем для окраинного моря она была практически единственным источником. В задуговом бассейне обломочные потоки со стороны кордильеры уходили далеко на восток, где соприкасались с такими же потоками от островной дуги, что полностью исключает возможность существования океанического пространства между Уралтау и островной дугой (с наклоном зоны субдукции на восток), отстаиваемого во многих современных моделях.

Кордильера Уралтау оставалась основным, а для западных бассейнов практически единственным, источником обломочного материала до конца среднего карбона. Даже с учетом того, что она в то время была значительно шире, а в карбоне преобладал размыв ее карбонатного шельфа, можно полагать, что с кордильеры было смыто не менее 10-15 км каменного материала. Следовательно, ожидать, что в современном разрезе Уралтау присутствуют все те же комплексы, которые размывались в девоне, вряд ли правомерно. Тем более что главная стадия метаморфизма максютовского комплекса датируется именно поздним девонem [Пучков, 2000, и др.]. Отложения современного максютовского комплекса в конце девона были еще глубоко погружены и на поверхности находились их слабо метаморфизованные аналоги. Незначительно измененные вулканыты (как основные, так и кислые), серпентиниты и силициты, присутствующие среди обломков пород в зилаирских песчаниках, в настоящее время залегают в окружении Уралтау, главным образом в зоне меланжа Главного Уральского разлома. Скорее всего, в позднем девоне массив Уралтау и осадочно-магматические формирования ордовика-раннего девона представляли собой единое целое – кремнисто-вулканогенные

толщи со значительным количеством гипербазитов были частично шарьированы на преимущественно сиалические комплексы этого массива. Надвигание суваякского комплекса на максютовский, скорее всего, произошло позднее, уже в верхнем палеозое.

Некоторое влияние на характер осадконакопления в глубоководных бассейнах рассматриваемой территории, вероятно, оказывали и колебания уровня Мирового океана. Прежде всего, это касается фран-фаменского трансгрессивно-регрессивного цикла, а также, возможно, эйфельского. С падением уровня моря могло быть связано образование мощных хаотических комплексов на границе франна и фамена.

Изучение вещественного состава девонских осадочных пород позволяет, в том числе, рассматривать вопрос о характере палеоклимата. Данные о петрографическом составе обломочных пород, о геохимических особенностях свидетельствуют о практическом отсутствии химического выветривания в областях сноса, т.е. о жарком и сухом климате, что согласуется с расположением рассматриваемой территории в приэкваториальной зоне, установленном на основе палеомагнитных данных.

Работа выполнена при финансовой поддержке РФФИ (грант № 06-05-64041).

Список литературы

- Аристов В.А., Борисенко Д.В., Руженцев С.В.* Конодонтовая стратиграфия девонских отложений западного склона Урала // Очерки по региональной тектонике. Т. 1. Южный Урал. М.: Наука, 2005. С. 36-55.
- Артюшкова О.В., Маслов В.А.* Палеонтологическое обоснование стратиграфического расчленения дофаменских вулканогенных комплексов Верхнеуральского и Магнитогорского районов. Уфа: ИГ УфНЦ РАН, 1998. 156 с.
- 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. 2002. Т. 77. Вып. 1. С. 32-42.
- Вулканизм Южного Урала / И.Б. Серавкин, А.М. Косарев, Д.Н. Салихов и др. М.: Наука, 1992. 197 с.*
- Захаров О.А., Захарова А.А.* К истории формирования зоны Уралтау // Ежегодник-1996. Уфа: ИГ УфНЦ РАН, 1998. С. 55-58.

О ПАЛЕОГЕОГРАФИИ УРАЛА В ДЕВОНЕ

- Иванов К.С.* Структурно-тектонические и геодинамические исследования на Урале // 100 лет геологического картографирования на Урале. Екатеринбург: Уральский КИП, 1997. С. 124-143.
- Иванов К.С.* Основные черты геологической истории (1,6-0,2 млрд. лет) и строения Урала. Докт. дисс. в форме науч. докл. 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.
- Иванов Н.А., Свяжина И.А., Смирнов Г.А., Смирнова Т.А.* Применение палеомагнитного метода для изучения олистростромы на Южном Урале // Главное геомагнитное поле и проблемы палеомагнетизма. Тез. докл. Ч. III. М.: Наука, 1976. С. 46.
- Камалетдинов М.А., Казанцева Т.Т.* Аллохтонные офиолиты Урала. М.: Наука, 1983. 167 с.
- Келлер Б.М.* Флишевая формация палеозоя в Зилаирском синклинии на Южном Урале и сходные с ней образования. М.: Изд. АН СССР, 1949. 165 с.
- Князев Ю.Г.* Стратификация разрезов суванякского комплекса антиклинория Уралтау // Геология, полезные ископаемые и проблемы геоэкологии Башкортостана. Мат-лы VI межрегион. науч.-практ. конф. Уфа: ИГ УфНЦ РАН, 2006. С. 57-59.
- Лубнина Н.В.* Палеомагнитные исследования средне-позднепалеозойских комплексов Зауралья // Междунар. науч. семинар «Палеомагнетизм и магнетизм горных пород». Казань: Казанский госуниверситет, 2004. С. 149-152.
- Коптева В.В.* Осадочно-тектонические брекчии «гадилевской толщи» (Южный Урал) // Литология и полезные ископаемые. 1981. № 1. С. 55-68.
- Маслов В.А., Артюшкова О.В.* Стратиграфия и корреляция девонских отложений Сибай-Баймакского района Башкирии. Уфа: УфНЦ РАН, 2002. 199 с.
- Маслов В.А., Артюшкова О.В., Нурмухаметов Э.М.* Франские отложения Магнитогорского мегасинклинория. Уфа: УфНЦ РАН, 1999. 82 с.
- Меланхолина Е.Н.* Типы задуговых бассейнов востока Азии: тектонические, магматические и геодинамические аспекты // Геотектоника. 1998. № 6. С. 34-50.
- 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: ИГГ УрО РАН, 2002б. 190 с.
- Мизенс Г.А.* Колебания уровня мирового океана и осадконакопление в девонских глубоководных бассейнах юга Урала // Литосфера. 2003. № 4. С. 43-64.
- Мизенс Г.А.* О строении среднедевонской ишкенинской толщи в стратотипической местности (Магнитогорская мегазона Южного Урала) // Ежегодник-2003. Екатеринбург: ИГиГ УрО РАН, 2004. С. 118-123.
- Мизенс Г.А., Черных В.В., Мизенс Л.И.* Корреляция пограничных отложений франа и фамена в западных районах Магнитогорской мегазоны (восточный склон Южного Урала) // Стратиграфия. Геологическая корреляция. Т. 12. № 1. 2004. С. 27-40.
- 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.
- Палеомагнитология / А.Н. Храмов, Г.И. Гончаров, Р.А. Комиссарова и др. Л.: Недра, 1982. 312 с.
- Петров Г.А., Свяжина И.А., Рыбалка А.В.* Геодинамическая реконструкция Тагильской палеоостроводужной системы на основе геологических и геофизических данных // Отечественная геология. 2000. № 4. С. 14-20.
- Петров Г.А., Свяжина И.А.* Корреляция ордовикско-девонских событий на уральской и скандинавской окраинах Балтики: геологические и палеомагнитные данные // Литосфера. 2006. № 4. С. 23-39.
- Петрова Г.Н.* Лабораторные методы при палеомагнитных исследованиях // Геомагнитные исследования. М.: Сов. Радио. 1977. № 19. С. 40-49.
- Попова Е.Г.* Новые данные о палеомагнетизме пород основания Биягодинской олистростромы (разрез Идяш-Кускарово). VI Уральская молодежная науч. школа по геофизике. Сб. мат-лов. Пермь: ГИ УрО РАН, 2005. С. 180-183.
- Пучков В.Н.* Батинальные комплексы пассивных окраин геосинклинальных областей. М.: Наука, 1979. 260 с.
- Пучков В.Н.* Геодинамический контроль регионального метаморфизма на Урале // Геотектоника. 1996. № 2. С. 16-33.
- Пучков В.Н.* Тектоника Урала. Современные представления // Геотектоника. 1997. № 4. С. 42-61.
- Пучков В.Н.* Палеогеодинамика Южного и Среднего Урала. Уфа: Даурия, 2000. 145 с.
- 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.
- Руженцев С.В., Аристов В.А.* Девонские микстит-турбидитовые серии в аккреционной структуре Южного Урала // Тектоника и геодинамика континентальной литосферы. Мат-лы 36 тектон. совещ. Т. 2. М.: ГЕОС, 2003. С. 161-165.
- Самыгин С.Г.* Дифференцированное смещение оболочек литосферы и эволюция формационных комплексов (Урал) // Тектоническая расслоенность литосферы. М.: Наука, 1980. С. 29-63.
- 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.
- Самыгин С.Г., Милеев В.С., Голионко Б.Г.* Зона Уралтау: геодинамическая природа и структурная эволюция // Очерки по региональной тектонике.

Т. 1. Южный Урал. М.: Наука, 2005. С. 9-35.

Свяжина И.А. Палеогеография палеозоя и раннего мезозоя Урала по палеомагнитным данным // Ядерная геофизика. Геофизические исследования литосферы. Геотермия. Тез. докл. Екатеринбург: УрО РАН, 2003. С. 94-95.

Свяжина И.А., Пучков В.Н., Иванов К.С., Петров Г.А. Палеомагнетизм ордовика Урала. Екатеринбург: УрО РАН, 2003. 136 с.

Свяжина И.А., Иванов Н.А. О магнетизме девонских красных бокситов Урала в связи с генезисом гематита // Геология палеозоя и мезозоя Урала и Зауралья. Сборник по вопросам стратиграфии № 22. Свердловск: УНЦ АН СССР, 1975. С. 197-201.

Свяжина И.А., Коптева Р.А., Мезенина З.С. Палеогеография Южного Урала в раннем и позднем палеозое по палеомагнитным данным // Палеогеография венда-раннего палеозоя северной Евразии. Екатеринбург: УрО РАН, 1998. С. 125-129.

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

Тектоническая история Полярного Урала. М.: Наука, 2001. 191 с.

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

Формирование земной коры Урала. М.: Наука, 1986. 247 с.

Чибрикова Е.В., Олли В.А. Новые данные по стратиграфии девона северной части Казахского Урала. Уфа: ИГ БФАН СССР, 1987. 28 с.

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

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

Enkin R.I. A computer program package for analysis and presentation of paleomagnetic data. Pacific Geoscience Centre, Geol. Surv. Canada, 1994. 16 p.

McElhinny M.W. Statistical significance of the fold test in palaeomagnetism // Geophys. J. R. Astron. Soc. 1964. V. 8. P. 338-340.

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. V. 268. P. 23-63.

Watson G. S., Enkin R. J. The fold test in paleomagnetism as a parameter estimation problem // Geophys. Res. Lett. 1993. V. 20. № 19. P. 2135-2137.

Zijderveld J.D. Demagnetization of rocks: analysis of results // Methods in paleomagnetic data. Amsterdam: Elsevier, 1967. P. 254-286.

Yudina A.B., Racki G., Savage N.M. et al. The Franian-Famennian events in a deep-shelf succession, Subpolar Urals: biotic, depositional, and geochemical records // Acta Palaentologica Polonica. 2002. 47 (2). P. 355-372.

Рецензент кандидат геол.-мин. наук Г.А. Петров