

УДК 551.242.22(734.5)

## СТРАТИГРАФИЯ И ОБСТАНОВКИ ФОРМИРОВАНИЯ ДЕВОНСКИХ ТОЛЩ ТАГИЛЬСКОЙ МЕГАЗОНЫ НА СЕВЕРНОМ УРАЛЕ

© 2021 г. Г. А. Петров<sup>1, \*</sup>, Н. И. Тристан<sup>2</sup>, Г. Н. Бороздина<sup>2</sup>, А. В. Маслов<sup>1</sup>

<sup>1</sup>Институт геологии и геохимии им. акад. А.Н. Заварицкого УрО РАН, Екатеринбург, Россия

<sup>2</sup>Уральская геологосъемочная экспедиция, Екатеринбург, Россия

\*e-mail: Georg\_Petrov@mail.ru

Поступила в редакцию 06.07.2020 г.

После доработки 27.08.2020 г.

Принята к публикации 07.12.2020 г.

Изучены девонские толщи Тагильской мегазоны восточного склона Северного Урала. Установлено, что девонские осадочные и вулканогенные образования формировались в трех палеообстановках: в пределах шельфа отмершей силурийской островной дуги, междугового прогиба и активной вулканической островной дуги. По составу эти вулканиты близки к породам современных островных дуг. Указанная зональность была нарушена в живетское время образованием грабенов и излиянием базальтов с внутриплитными геохимическими характеристиками. В конце живетского века—начале франского века вновь был проявлен вулканизм островодужного типа, а в конце франского века—начале фаменского века эволюция островной дуги завершилась в связи с аккрецией последней к континентальной окраине.

*Ключевые слова:* Северный Урал, Тагильская мегазона, девон, обстановки формирования

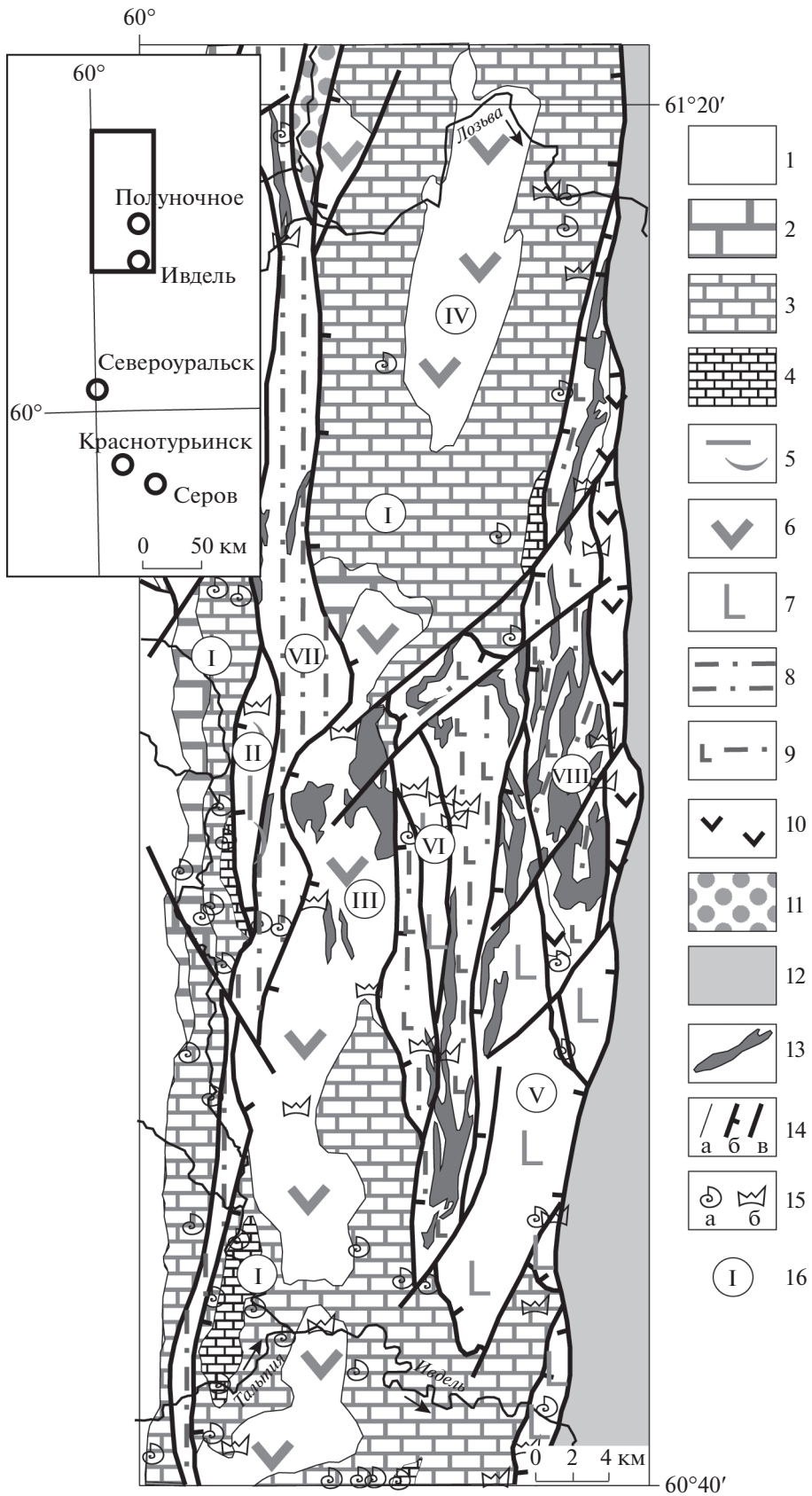
**DOI:** 10.31857/S0869592X21030066

### ВВЕДЕНИЕ

Несмотря на значительное количество работ, посвященных стратиграфии, вулканизму и интерпретации палеообстановок формирования вулканогенных, вулканогенно-осадочных и осадочных толщ Тагильской мегазоны Урала (Язева, Бочкарев, 1995; Пучков, 2000; Десятниченко и др., 2005; Бороздина и др., 2010 и др.), девонские образования северной части указанной структуры остаются все еще недостаточно изученными, поскольку внимание исследователей было обращено главным образом на верхнеордовикские и силурийские последовательности, вмещающие колчеданные месторождения. Как было установлено еще в 40-е годы XX в., в Североуральском районе девонские осадочные и магматические образования северной части Тагильской мегазоны формировались в пределах двух структурно-фациальных зон — западной Петропавловской и восточной Турьинской (Пейве, 1947). Для первой из них характерны почти исключительно карбонатные и терригенно-карбонатные толщи, вмещающие месторождения бокситов Северо-Уральского бокситоносного района, в Турьинской зоне присутствует значительное количество вулканогенных и интрузивных образований, с которыми связаны месторождения золота, железа и меди. Граница между указанными фациальными зонами прохо-

дит по региональной системе надвигов (Пейве, 1947). В целом установленная А.В. Пейве фациальная зональность достаточно хорошо подтвердилась последующими полевыми работами, но в некоторых частях Северо-Уральского бокситоносного района наблюдаются фрагменты переходных разрезов, что привело к выделению большого количества структурно-фациальных подзон (Бокситоносные..., 1987), плохо коррелирующихся с соседними районами. Учитывая отсутствие современных работ по стратиграфии и фациальной зональности девонских образований Тагильской мегазоны, нами был исследован район на восточном склоне Северного Урала к северу от Северо-Уральского бокситоносного района, между широтным течением рек Лозьва и Ивдель (рис. 1).

Возраст стратифицированных образований ранее определялся здесь главным образом по макрофауне в известняках, что не позволяло датировать кремнисто-терригенно-вулканогенные толщи, широко распространенные в данном районе (Государственная..., 1989), а геологическое строение территории представлялось как чередование выступов-антиклиналей и впадин-синклиналей без существенных горизонтальных перемещений. Наши исследования сопровождались поисками конодонтов, а также изучением геохимических характеристик вулканогенных образований, что да-



**Рис. 1.** Геологическая схема исследованного фрагмента Тагильской мегазоны. Составлена Н.И. Тристан по материалам геолого-съёмочных работ. На врезке показаны контуры исследуемой площади.

1 – силурийские вулканогенные и осадочные образования; 2–4 – карбонатные породы шельфа неактивной (отмершей) силурийской островной дуги: 2 – пражские (перевозская свита), 3 – эмские и эйфельские (вагранская, тальтийская и лангурская свиты), 4 – живетские (высотинская свита); 5 – вулканогенно-осадочные и вулканогенные образования пражской перевозской свиты; 6 – вулканогенно-осадочные и вулканогенные образования пражско-эмской краснотурьинской свиты; 7–8 – живетская высотинская свита: 7 – туфопесчаники и туфы, 8 – туфоалевролиты, кремни, известняки и базальты; 9 – вулканиды, туфы, туффиты и известняки живетско-франской лимкинской свиты; 10 – терригенные породы турнейской маньинской свиты; 11 – мезозойские и кайнозойские толщи чехла Западно-Сибирской эпигерцинской платформы; 12 – долериты и габбро-долериты ивдельского комплекса среднего девона; 13 – стратиграфические и интрузивные границы (а), взбросы и надвиги (б), разрывные нарушения сложной и неустановленной кинематики (в); 14 – точки находок фаунистических (а) и микрофаунистических (б) остатков; 15 – номера исследованных районов, соответствуют таковым на рис. 2, 4, 7, 10, 11, 12.

ло возможность получить новую информацию о возрасте и условиях формирования толщ и установить широкое распространение надвиговых структур, пространственно сблизивших тектонические пластины, сложенные породами, формировавшиеся в различных обстановках, часто на значительном удалении друг от друга.

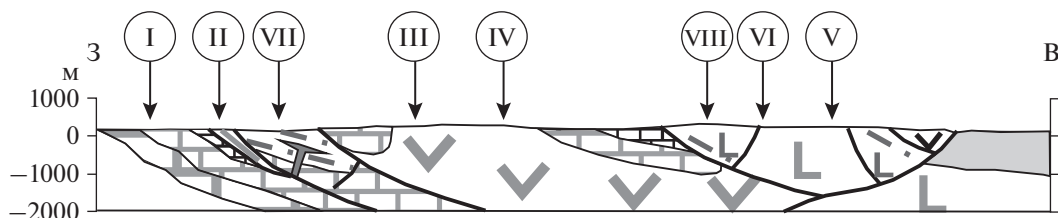
Выполненные исследования позволили получить принципиально новые представления о геологическом строении исследуемой территории, установить латеральную зональность девонских образований и реконструировать палеообстановки их формирования. Схема взаимного расположения структурно-вещественных комплексов, формировавшихся в различных обстановках, показана на рис. 2.

### МЕТОДИКА ИССЛЕДОВАНИЙ

Авторами проведена ревизия архивных и опубликованных материалов по геологии и стратиграфии исследуемого района, изучены и интерпретированы заново данные по фаунистическим и микрофаунистическим остаткам, проведены собственные полевые наблюдения, сопровождавшиеся отбором образцов и проб для петрографических, геохимических и изотопно-геохронологических исследований, а также поисками микрофауны. В Центральной лаборатории ВСЕГЕИ выполнено 100 анализов проб горных пород рентгеноспектральным флуоресцентным и ICP-MS методами. Определение содержания петрогенных оксидов выполняли по следующей методике: анализируемую пробу смешивали с флюсом (50% ме-

табората лития и 50% тетрабората лития) в отношении 1 : 9; затем смесь плавил в золото-платиновых тиглях на установке Classe Fluxer-Bis. Анализ проводили на рентгеновском спектрометре ARL 9800AR по методике “Определение содержания основных петрогенных элементов и некоторых микроэлементов в горных породах, почвах, донных и рыхлых отложениях из прессованных таблеток тонкоизмельченного исходного материала проб рентгеноспектральным флуоресцентным методом”, МП ВСЕГЕИ № 14/2010. Определение редких и редкоземельных элементов методом ICP-MS осуществлялось при помощи квадрупольных масс-спектрометров с индуктивно-связанной плазмой ELAN-DRC-e (Perkin Elmer) и Agilent 7700x (Agilent Technologies); при этом использовалась методика, разработанная и аттестованная в ЦЛ ВСЕГЕИ: МП ВСЕГЕИ № 10/2010 “Определение макро- и микроэлементов (в том числе редкоземельных) методом масс-спектрометрии с индуктивно-связанной плазмой в горных породах, почвах и рыхлых отложениях”.

Г.Н. Бороздиной выполнены определения конодонтов в 57 пробах кремнистых и карбонатных пород. Пробы предварительно подвергались кислотному разложению – карбонатные породы растворялись в 10%-ной уксусной кислоте, а кремнистые – в 5–10%-ной фтористоводородной. Нерастворимый остаток промывали и изучали под бинокулярным микроскопом. Большая часть микрофауны была обнаружена в прослоях кремней среди вулканогенных и вулканогенно-осадочных пород, возраст которых ранее не имел обоснования. Микрофаунистические остатки часто фраг-



**Рис. 2.** Схема взаимного расположения структурно-вещественных комплексов, формировавшихся в различных обстановках (вне масштаба). Условные обозначения см. на рис. 1.

ментированы в результате тектонических процессов, а их поверхности подвергались коррозии при растворении проб во фтористоводородной кислоте, что препятствует получению качественных фотографий, но позволяет выполнить определения в открытой номенклатуре.

### КРАТКИЙ ОЧЕРК ГЕОЛОГИЧЕСКОГО СТРОЕНИЯ СЕВЕРНОЙ ЧАСТИ ТАГИЛЬСКОЙ МЕГАЗОНЫ

Тагильская структурно-формационная мегазона, включающая позднеордовикско-раннекаменноугольные вулканогенные, осадочные и интрузивные образования, протягивается вдоль восточного склона Среднего, Северного и Приполярного Урала более чем на 800 км. Геологические комплексы формировались здесь в течение трех этапов — позднеордовикско-лохковского, пражско-франского и фаменско-турнейского, разделенных эпохами перестройки или скачка зоны субдукции, а также аккреции (Язева, Бочкарев, 1993; Пучков, 2010 и др.). Первые два этапа соответствуют островодужному режиму, последний характеризуется обстановкой активной континентальной окраины, возникшей после аккреции Тагильского и Восточно-Уральского мегаблоков к Восточно-Европейскому палеоконтиненту (Пучков, 2010). В данной публикации мы остановимся главным образом на описании геологических образований второго, пражско-франского, этапа.

В основании островной дуги находятся породы офиолитовой ассоциации (перидотиты, габбро, комплекс параллельных долеритовых даек, вулканы). Установлено, что верхний вулканический комплекс этой ассоциации имеет позднеордовикский возраст (Петров, Пучков, 1994). Выше залегают осадочные и вулканогенные образования базальт-риолитовой контрастно дифференцированной, базальт-андезит-дацитовый последовательно дифференцированной, базальт-андезитовой и трахибазальт-трахитовой формаций позднего ордовика—раннего лохкова (шемурская, павдинская, именовская и туринская свиты, гороблагодатская толща) (Бороздина и др., 2010). В указанном ряду формаций происходит постепенное нарастание содержания щелочей в породах и переход от глубоководных фаций к мелководным и наземным (Десятниченко и др., 2005; Наркисова, 2005). Завершающая стадия эволюции позднеордовикско-раннедевонской островодужной системы соответствует формированию умеренно-щелочных вулкаников, вулканогенно-осадочных и осадочных пород пржидольско-нижнелохковской туринской свиты. Геохимические и минералогические особенности этих вулкаников, хорошо изученные на Среднем Урале, позволяют предполагать их формирование в условиях подтока астеносферной мантии при “застопоривании” субдукции и частичном

разрушении погружающейся океанической пластины (Наркисова, 2005). В лохковском веке, вероятно, произошел скачок или перестройка палеозоны субдукции, что выразилось в прекращении активного вулканизма в пределах позднеордовикско-раннеохковской островной дуги и в формировании новой островодужной системы к востоку от ранее существовавшей (Язева, Бочкарев, 1993; Пучков, 2010 и др.).

В течение второго (пражско-франского) этапа силурийская островная дуга представляла собой цепь островов, на которых интенсивно проявились процессы латеритного выветривания, что привело в том числе к формированию бокситовых залежей Северо-Уральского бокситоносного района (Бокситоносные..., 1987; Анфимов, Сорока, 2015). Начиная с пражского, а возможно, с конца лохковского века, складывается новая структурно-фациальная зональность, выраженная в существовании двух крупных фациальных обстановок, выделенных А.В. Пейве (1947) в соседнем с юга Североуральском районе в качестве Петропавловской (преимущественно карбонатной) и Турьинской (вулканогенно-осадочной) структурных зон. Детальное изучение девонских толщ в Североуральском районе позволило некоторым исследователям (Ерошевская, 1979; Бокситоносные..., 1987) выполнить более детальное районирование, с выделением шести подзон (Сосьвинской, Петропавловской, Юртишенско-Карпинской, Петрово-Тамуньерской, Шумихо-Воронковской и Атюско-Самской), в составе которых по направлению на восток происходит постепенная смена карбонатных и терригенно-карбонатных образований преимущественно вулканогенно-осадочными и вулканогенными. Предполагалось, что в пределах западных подзон преобладали обстановки береговых, барьерных рифов и прибрежных лагун, которые к востоку сменялись фациями открытого моря и вулканическими поясами (Бокситоносные..., 1987). Значительная тектоническая нарушенность девонских отложений не позволяет проследить по простиранию упомянутые подзоны, тем не менее некоторые элементы указанной фациальной зональности, как нам представляется, могут быть выделены, что отражено, в частности, в структурно-формационном районировании (рис. 3), принятом в легендах государственных геологических карт (Жданов, 2009).

На рубеже франского и фаменского веков позднего девона произошла новая перестройка структурного плана рассматриваемой площади, и начался третий этап палеозойской эволюции Тагильской структуры.

В это время произошло замыкание палеобассейна между Тагильским террейном и окраиной Восточно-Европейского палеоконтинента, сопровождаемое высокобарическим метаморфизмом

Стратиграфический кодекс России, 2019		Becker et al., 2012	Унифицированные корреляционные схемы Урала (докембрий, палеозой), 1993		Жданов, 2009		
Отдел	Ярус	Биозональный стандарт, конодонты	Горизонт	Ивдельский район	Западно-Тагильская СФЗ	Восточно-Тагильская СФЗ	
Верхний	Фаменский	358.9 ± 0.4	Siphonodella praesulcata	Хвошевский	?	?	
		Palmatolepis gracilis expansa	Чепчуговский				
		Palmatolepis perlobata postera					
		Palmatolepis rugosa trachytera					
		Palmatolepis m. marginifera					
		Palmatolepis rhomboidea	Шамейский				
		Palmatolepis crepida	Губинский				
	372.2 ± 1.6	Palmatolepis triangularis		Песчаники, конгломераты, гравелиты с позднедевонской фауной	Кедровская свита	Лозьвинская свита	
	Palmatolepis linguiformis						
	Palmatolepis rhenana						
	Palmatolepis jamieae						
	Palmatolepis hassi	Бродовский					
	Palmatolepis punctata						
	Palmatolepis transitans						
	Mesotaxis guanwushanensis (=falsiovalis)		Шегультанская свита	Лимкинская свита			
	382.7 ± 1.6	Klapperina disparilis					
	Schmidognathus hermanni	Высотинский	Известняки, бокситы, аллиты, сланцы с фауной высотинского горизонта	Высотинская свита	Высотинская свита		
	Polygnathus varcus						
Polygnathus hemiansatus							
Эйфельский	387.7 ± 0.8	Polygnathus ensensis	Лангурский	Известняки с фауной лангурского горизонта	Лангурская свита	Лангурская свита	
		Tortodus k. kockelianus					
		Tortodus k. australis					
		Polygnathus c. costatus					
		Polygnathus c. partitus					
Нижний	Эмский	393.3 ± 1.2	Polygnathus c. patulus	Тальгийский	Тальгийский горизонт (тальгийская свита)	Тальгийская свита	
			Linguipolygnathus serotinus	Карпинский	Карпинский горизонт (вагранская свита)	Вагранская свита	
	Polygnathus inversus						
	Eocostapolygnathus nothoperbonus						
	Eocostapolygnathus gronbergi						
	Eocostapolygnathus excavatus	Тошемский	Тошемский горизонт	Перевозская свита			
	Eocostapolygnathus kitabicus						
	Пражский	407.6 ± 2.6	Eocostapolygnathus pireneae	Вижайский	Вижайский горизонт	Туринская свита (верхняя часть)	Туринская свита (верхняя часть)
			Gondwania kindlei				
	Лохковский	410.8 ± 2.8	Gondwania irregularis	Саумский	Саумская свита (саумский горизонт)	Туринская свита (верхняя часть)	Туринская свита (верхняя часть)
Pedavis gilberti							
Masaraella pandora morph. Beta							
Ancyrodelloides trigonicus			Сарайнинский	Сосьвинская свита (верхняя часть)			
Lanea transitans							
Lanea eleanorae							
Lanea omoalpha							
Caudicriodus postwoschmidti							
Caudicriodus hesperius							
419.2 ± 3.2							

Рис. 3. Схема корреляции девонских образований исследуемой части Тагильской мегазоны.

(Петров и др., 2008; Пучков, 2010), прекращением существования девонской островной дуги, началом формирования расположенного севернее изучаемой территории Северососьвинского прогиба, заполняемого фаменской грубообломочной молассоидной толщей и раннекаменноугольными угленосными карбонатно-терригенными осадками с потоками базальтов с трапповыми геохимическими характеристиками и субвулканическими интрузиями габбро-долеритов.

## ДЕВОНСКИЕ СТРАТОНЫ И ИХ ФАЦИАЛЬНАЯ ЗОНАЛЬНОСТЬ

### *Пражский ярус*

Наиболее разнообразные обстановки формирования горных пород реконструируются для пражского века, когда образовывались породы перевозской свиты и нижней части краснотурьинской свиты (рис. 4). В западной части изучаемой территории протягивается полоса известняков, а восточнее, в районе левых притоков р. Мань-Тосамья, закартирована тектоническая пластина, сложенная терригенными породами и надвинутая на карбонатные толщи. В ее составе наблюдаются туфоалевролиты и туфопесчаники с линзами туфоконгломератов и прослоями кремней. Еще восточнее, в пределах Парминской антиклинали (горы Пеша и Черная Парма), подобные породы переслаиваются с туфами андезитового и базальтового состава, отмечаются потоки базальтов и андезитов. Для Тамуньерской антиклинали, расположенной северовосточнее Парминской, характерно наличие тефроидов, туфов и субвулканитов умеренно-кислого состава, перекрываемых толщей базальтов и андезибазальтов. Еще восточнее (районы г. Ивдель и пос. Полуночное) отмечаются андезиты, базальты, их туфы и тефроиды с прослоями и линзами известняков и кремней; эти образования относятся к краснотурьинской свите.

**Перевозская свита.** Состав и строение перевозской свиты западных разрезов неоднократно изучались ранее по береговым выходам на реках Саума, Тошемка и Ивдель, в карьерах Северо-Уральского бокситоносного района, по керну скважин при поисковых работах на бокситы (район I на рис. 4). Представительный разрез свиты располагается в береговых обнажениях по р. Северная Тошемка

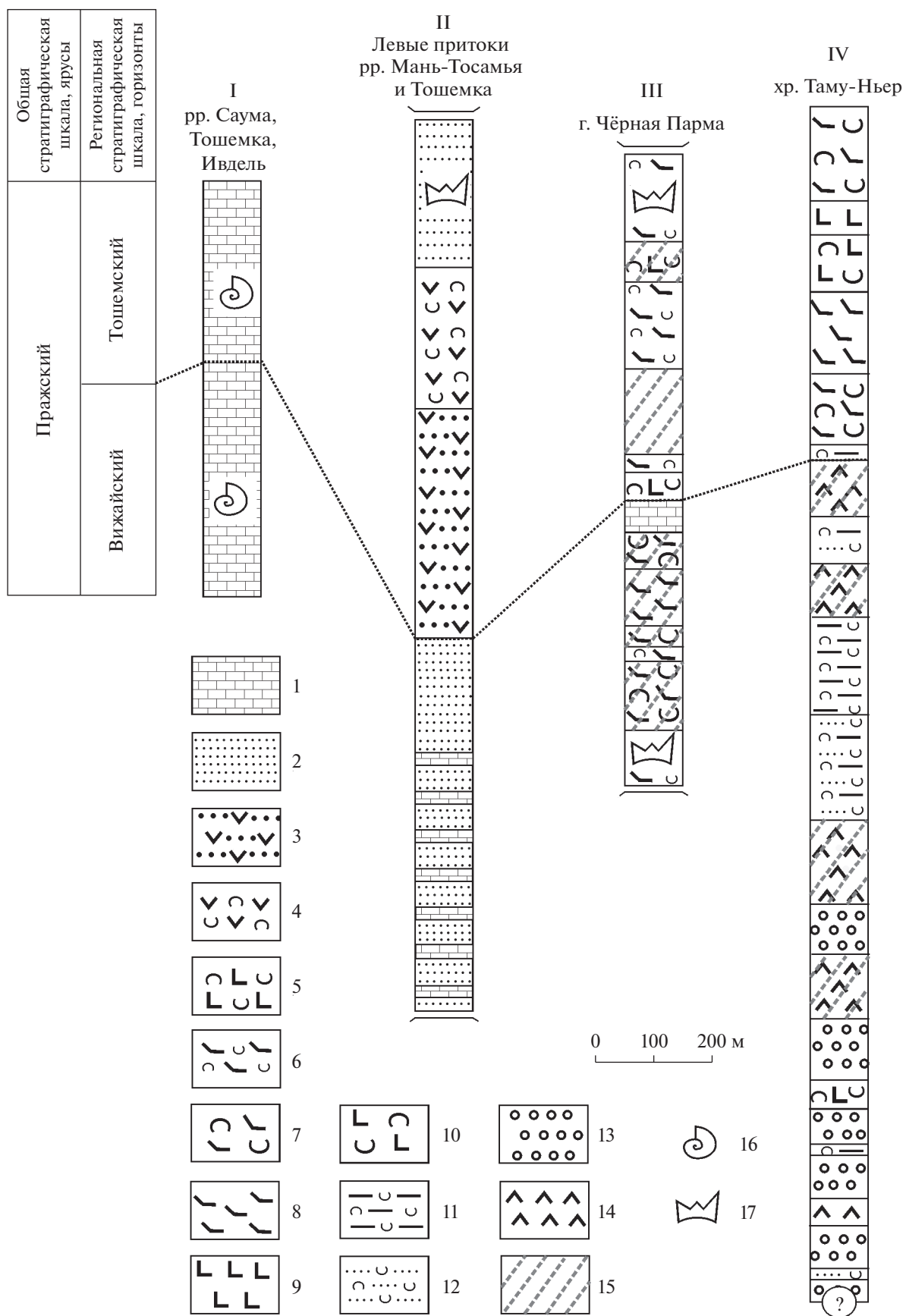
непосредственно ниже устья р. Саума; он подробно охарактеризован Н.Я. Анцыгиным (Государственная..., 1989). Здесь известняки пражского яруса, относящиеся к перевозской свите, согласно залегают на известняках лохковского яруса, относящихся к туринской свите. Разрез нижней части пражского яруса (вижайский горизонт региональной шкалы, рис. 4) представляет довольно однородную толщу мощностью 400–420 м, сложенную светло-серыми, розоватыми или желтоватыми, массивными, иногда обломочными известняками с многочисленной и разнообразной фауной, включающей строматопораты *Columnostroma concinnum* (Yavor.), ругозы *Astrictophyllum masivum* (Soshk.), *Acanthophyllum heterophyllum* (M. Edw. et H.), брахиоподы *Losvia operosa* (Khod.), *Sphaerirhynchia vijaica* (Khod.), остракоды *Microcheilinella malobatschatskiensis uralensis* Zenk. Выше залегают известняки (тошемский горизонт, пражский–эмский ярусы региональной шкалы) мощностью 300–350 м, с фауной *Bairdiocypris prodiga* Pol., *Rudakites multiformis* Lel., *Thamnopora plumosa* Yanet, *Stenorhynchia pseudolivonica* (Barr.), *Punctatrypa perpolita* (Khod.). Суммарная мощность указанного разреза достигает 700–770 м. Подобные известняки с богатой фауной пражского яруса известны и южнее бассейна р. Северная Тошемка.

Другой тип разреза перевозской свиты развит в бассейне левых притоков рек Мань-Тосамья и Тошемка, в пределах тектонической пластины, надвинутой на известняки вагранской, тальтийской и высотинской свит нижнего и среднего девона (район II на рис. 1, 2). Здесь распространены вулканомиктовые песчаники и алевролиты, переслаивающиеся с известняками, глинистыми, известково-глинистыми и кремнистыми сланцами, конгломераты и псаммитовые туфы андезитового состава. В прослоях кремней среди песчаников обнаружены конodontы *Pelekysgnathus* aff. *serratus* Jentzsch, *Eocostapolygnathus* aff. *dehiscens* Philip et Jackson тошемского горизонта (определения Г.Н. Бороздиной).

Восточнее, на хр. Черная Парма (район III на рис. 1, 2), распространены алевролитовые, пелитовые и агломератовые туфы андезибазальтового, реже базальтового состава с прослоями известняков, кремней и туффитов, потоками андезибазальтов,

**Рис. 4.** Литологические колонки для перевозской свиты пражского яруса на Северном Урале.

1 — известняки; 2 — песчаники и алевролиты вулканомиктовые, смешанного состава, переслаивающиеся с известняками глинистыми, известково-глинистыми и кремнистыми сланцами; 3 — песчаники и конгломераты андезитового состава; 4 — псаммитовые туфы андезитов; 5 — псаммитовые туфы базальтов; 6 — алевролитовые и пелитовые туфы андезибазальтового состава с прослоями известняков и туффитов; 7 — агломератовые туфы андезибазальтов; 8 — андезибазальты; 9 — базальты; 10 — агломератовые туфы базальтов; 11 — туфоалевролиты с прослоями кремнистых алевролитов; 12 — туфопесчаники; 13 — переслаивание известковистых туфогравелитов, туфопесчаников, туфоалевролитов, реже туфоконгломератов; 14 — дациты и дациандезиты; 15 — метасоматически измененные породы и метасоматиты хлорит-пумпеллиит-кварц-альбитовые, серицит-кварц-карбонатные; 16 — фаунистические остатки; 17 — микрофауна конodontов. Римскими цифрами показаны номера районов на рис. 1, 2.



субвулканическими телами андезибазальтов, андезитов, реже — дациандезитов. Породы часто пропилитизированы, вплоть до образования метасоматитов без реликтов первичных структур. В кремнях обнаружены конодонты *Eognathodus aff. sulcatus* (Philip), *Pandorinellina aff. steinchornensis miae* (Bultynck), *Eocostapolygnathus aff. dechiscens* Philip et Jackson, *E. aff. pireneae* Boersma, *Pelekysgnathus aff. serratus* Jentzsch, *Lenea aff. eleanorae* (Lane et Ormiston), *Pandorinellina aff. steinchornensis miae* (Bultynck), *P. ex gr. exiqua* (Philip), характерные для пражского яруса (тошемского и вижайского горизонтов региональной шкалы, определения Г.Н. Бороздиной).

На хр. Таму-Ньер (район IV на рис. 1, 2) разрез перевозской свиты хорошо изучен благодаря крупномасштабным геолого-съёмочным (А.Н. Борисов и др.), поисковым и оценочным работам на золото (Э.В. Киркин, Л.П. Ким и др.). Наибольшее распространение в разрезе свиты здесь имеют вулканогенно-осадочные породы, лавы, туфы, лавобрекчии и кластолавы базальтов, андезибазальтов, реже андезитов нормального и умеренно-щелочного ряда, встречаются также гравелиты, конгломераты, известняки. С лавовыми фациями в составе Тамуньерской брахиантиклинали ассоциируют субвулканические образования: андезиты, дациты, риодациты, обычно интенсивно метасоматически преобразованные.

По результатам бурения, обобщенный разрез перевозской свиты в пределах Тамуньерской брахиантиклинали представляется следующим образом. Нижняя граница свиты не вскрыта; разрез начинается с мощной толщи переслаивания известковистых туфогравелитов, туфопесчаников, туфоалевролитов, реже туфоконгломератов, в различной степени метасоматически измененных (березитизированных), содержащих невыдержанные тела базальтов, андезибазальтов и их туфов, прослой известняков и кремнистых алевролитов. Толща залегает в ядре брахиантиклинали, по данным бурения ее мощность превышает 1500 м. Выше по разрезу эта толща сменяется залегающими в крыльях структуры невыдержанными по простиранию лавами, кластолавами и туфами базальтов, андезибазальтов, трахибазальтов, трахиандезибазальтов, реже трахиандезитов, трахидацитов, андезитов и дациандезитов. По оценке геологов-съёмщиков (А.Н. Борисов и др.), мощность этой части разреза 600–900 м. Описанная толща с несогласием перекрывается известняками вагранской свиты эмского яруса.

**Краснотурьинская свита (нижняя часть).** Пражский возраст имеет и нижняя часть разреза краснотурьинской свиты, распространенной в тектонических пластинах в восточной части исследованной площади (район V на рис. 1, 2). К сожалению, здесь представлены разрозненные фрагменты стратигра-

фической последовательности, что не позволяет корректно построить стратиграфическую колонку. Наиболее древние образования представлены толщей туфопесчаников и туфоалевролитов, местами содержащих прослой кремней, кремнистых и известковистых алевролитов, редко известковисто-глинистых и углисто-кремнистых сланцев, отмечаются потоки базальтов. В кремнях Г.Н. Бороздиной обнаружены пражские конодонты *Eocostapolygnathus aff. dechiscens* Philip et Jackson, *E. aff. pireneae* (Boersma).

**Геохимическая характеристика вулканитов.** В пределах Парминской и Тамуньерской антиклиналей распространены вулканогенные образования перевозской свиты, количество которых увеличивается по направлению с запада на восток. Составы лав и туфов свиты образуют непрерывный ряд от базальтов до дацитов и трахидацитов, соответствующий умеренно-щелочным и нормально-щелочным сериям (табл. 1). Среднее содержание редкоземельных элементов (РЗЭ) в базальтах и андезибазальтах свиты из Парминской антиклинали составляет 60.49 мкг/г (от 36.19 до 114.1 мкг/г), отношение суммы легких лантаноидов к сумме тяжелых лантаноидов (ЛРЗЭ/ТРЗЭ) равно 3.82 (2.46–5.18),  $Eu/Eu^* = 0.31$  (0.26–0.37). В андезитах и дациандезитах содержание РЗЭ выше, оно составляет в среднем 134.38 мкг/г (99.36–169.39 мкг/г), ЛРЗЭ/ТРЗЭ = 5.41 (5.10–5.73),  $Eu/Eu^* = 0.23$  (0.22–0.24). Указанные особенности иллюстрируются спайдер-диаграммами (рис. 5а, 5в). На диаграмме распределения нормализованных к MORB содержаний элементов-примесей (рис. 5а) можно видеть обогащение перевозских вулканитов элементами с большим ионным радиусом (Sr, K, Rb, Ba) и обеднение “высокозарядными” элементами (Ta, Nb, Zr, Hf, Ti, Y, Yb). Подобные особенности характерны для островодужных вулканитов (Фролова, Бурикова, 1997; Плечов, 2008 и др.). Графики распределения нормализованных к хондриту содержаний РЗЭ (рис. 5в) для базальтов перевозской свиты из Парминской антиклинали имеют пологий наклон, что отражает некоторое обогащение их ЛРЗЭ и обеднение ТРЗЭ. В андезитах и дациандезитах содержание РЗЭ выше и наблюдается Eu-минимум.

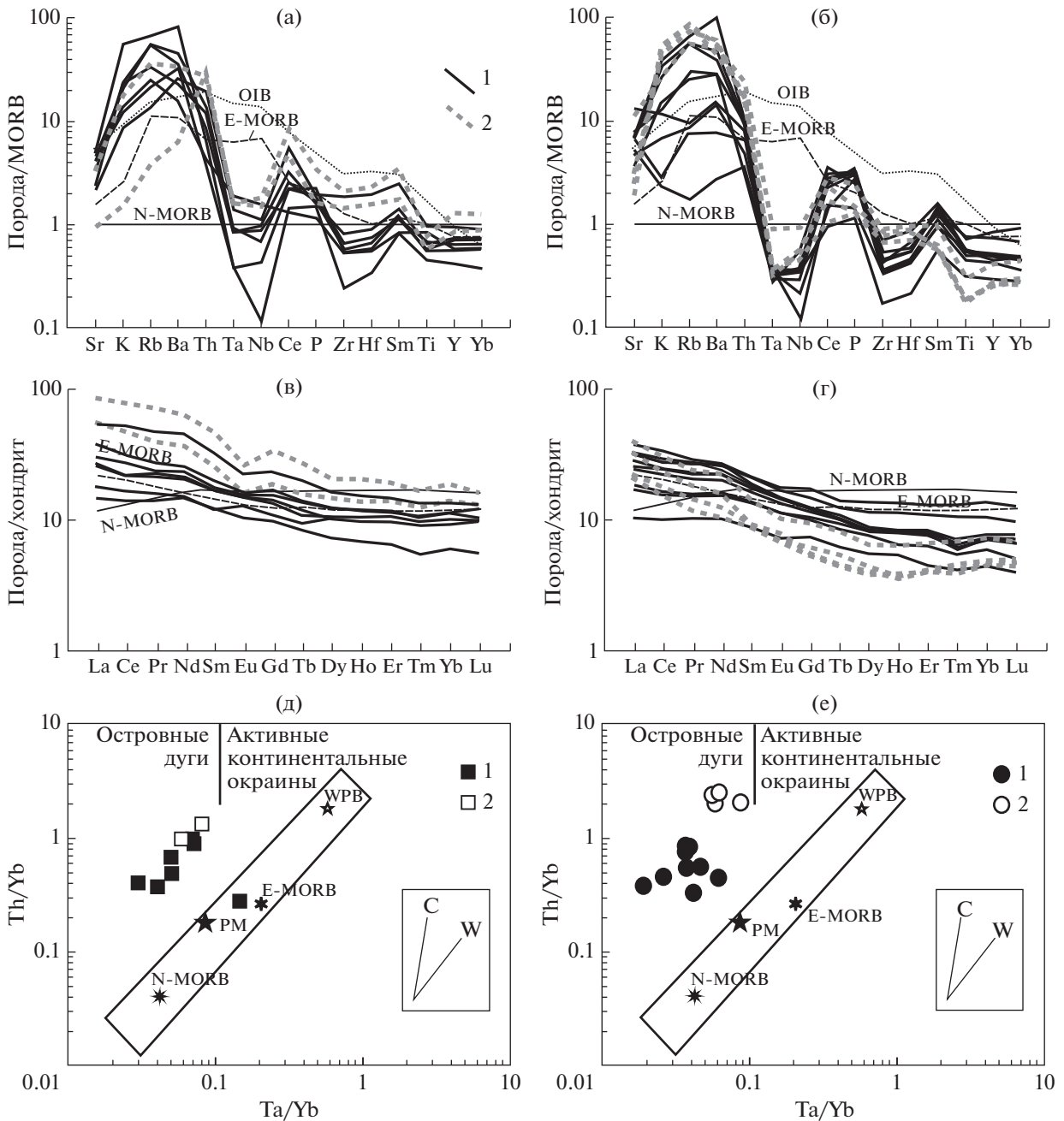
В базальтах перевозской свиты Тамуньерской структуры среднее содержание РЗЭ составляет 52.99 мкг/г (24.72–77.77 мкг/г), ЛРЗЭ/ТРЗЭ = 4.47 (3.26–7.97),  $Eu/Eu^* = 0.31$  (0.30–0.34), что в целом сходно с геохимическими параметрами базальтов перевозской свиты из Парминской антиклинали. В андезитах и дацитах перевозской свиты из Тамуньерской структуры среднее содержание РЗЭ равно 42.55 мкг/г (30.57–60.58 мкг/г), ЛРЗЭ/ТРЗЭ = 6.74 (5.82–7.96),  $Eu/Eu^* = 0.32$  (0.29–0.35), что заметно отличает их от умеренно-кислых вулканитов этой же свиты из Парминской антиклинали. Эти особенности составов вулканитов отражены на



Таблица 1. Составы вулканитов перевозской свиты нижнего девона

Компо- нент	Номер образца									
	7071-3	6012	6018	7001	7007	519-08	7040	7078	7043-11	7069-4
SiO <sub>2</sub>	50.00	53.50	46.50	62.20	60.50	50.60	52.50	51.40	46.90	51.00
TiO <sub>2</sub>	0.40	0.79	0.55	0.98	0.72	0.91	1.24	0.67	0.99	0.69
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	10.50	17.00	11.30	13.80	14.60	16.50	7.60	13.90	18.00	12.80
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	3.50	6.98	7.68	5.16	2.51	5.87	5.04	8.13	7.69	5.68
FeO	4.60	3.79	4.06	3.45	4.74	4.33	5.21	3.05	3.18	4.20
MnO	0.15	0.23	0.18	0.17	0.19	0.18	0.19	0.19	0.18	0.16
MgO	10.70	2.99	12.00	1.98	2.24	5.63	4.67	7.09	3.13	7.74
CaO	14.30	4.62	12.10	3.82	7.14	6.64	3.12	8.48	8.58	11.30
Na <sub>2</sub> O	1.78	5.21	1.82	5.54	2.57	3.71	6.22	2.49	3.98	3.94
K <sub>2</sub> O	1.01	1.60	0.85	0.12	1.31	2.41	0.60	1.98	1.49	0.13
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0.15	0.21	0.19	0.39	0.19	0.27	0.23	0.37	0.22	0.18
Ппп	2.57	2.66	2.45	2.06	2.89	2.65	2.78	2.07	5.51	1.87
La	2.89	10.80	4.98	26.20	16.20	11.20	15.90	9.54	7.60	5.28
Ce	7.30	23.20	11.80	61.10	36.10	26.20	40.10	21.30	16.20	11.70
Pr	1.12	3.11	1.71	8.55	4.67	3.39	5.63	3.18	2.36	1.78
Nd	5.56	14.40	8.22	37.60	20.30	15.70	26.30	14.10	11.20	8.60
Sm	1.55	3.59	2.11	8.91	4.71	4.00	6.18	3.45	2.98	2.42
Eu	0.49	1.04	0.66	1.86	1.08	1.22	1.54	1.04	0.98	0.79
Gd	1.71	3.66	2.27	8.26	4.46	4.26	5.79	2.97	3.13	2.49
Tb	0.26	0.58	0.34	1.15	0.66	0.60	0.83	0.44	0.53	0.40
Dy	1.60	3.54	2.01	6.07	4.18	4.12	4.61	2.40	3.24	2.34
Ho	0.35	0.76	0.42	1.40	0.88	0.90	1.01	0.52	0.73	0.56
Er	0.82	2.04	1.16	3.69	2.71	2.61	2.75	1.43	2.18	1.58
Tm	0.12	0.31	0.15	0.48	0.38	0.40	0.40	0.20	0.31	0.19
Yb	0.84	2.16	1.12	3.65	2.65	2.80	2.68	1.42	2.14	1.42
Lu	0.11	0.29	0.15	0.47	0.38	0.37	0.38	0.19	0.35	0.21
V	186.00	268.00	279.00	81.00	182.0	315.00	340.00	377.00	271.00	264.00
Cr	375.00	8.17	551.00	10.70	13.00	15.40	3.25	87.40	32.50	216.00
Ni	89.90	5.58	125.00	9.40	7.15	20.10	3.13	22.40	15.90	43.40
Rb	13.90	18.10	12.10	2.14	19.60	31.10	5.79	32.10	31.00	1.00
Sr	326.00	204.00	362.00	82.70	286.0	604.00	187.00	605.00	406.00	465.00
Y	8.27	20.10	11.30	34.60	23.60	23.90	27.00	12.90	19.70	13.90
Zr	13.20	58.80	16.90	152.0	114.	55.00	130.00	33.90	46.30	26.40
Nb	0.76	2.25	0.25	4.30	3.79	1.22	2.54	0.84	2.04	0.30
Ba	179.00	139.00	201.00	38.00	203.0	250.00	130.00	307.00	217.00	18.00
Hf	0.44	1.82	0.67	4.52	3.26	1.79	3.96	1.10	1.50	0.89
Ta	0.05	0.11	0.05	0.22	0.22	0.05	0.18	0.05	0.11	0.05
Pb	10.30	3.22	3.05	4.83	7.23	5.36	2.92	6.42	4.14	3.86
Th	0.38	1.50	0.43	3.59	3.26	1.08	2.38	1.19	1.04	0.44
U	0.21	0.54	0.16	1.33	1.15	0.58	0.90	0.57	0.27	0.20

Примечание. Содержания редких элементов приведены в мкг/г, петрогенных оксидов – в мас. %. Обр. 7071-3, 6018, 519-08, 7040, 7078, 7043-11, 7069-4 – базальты; обр. 6012 – андезибазальт; обр. 7001, 7007 – андезиты.



**Рис. 5.** Графики распределения нормализованных к MORB по (Sun, McDonough, 1989) содержаний элементов-примесей и нормализованных к хондриту по (Sun, McDonough, 1989) содержаний РЗЭ для вулканитов перевозочной свиты хребтов Черная Парма (а, в) и Тамуньер (б, г) и диаграмма Th/Yb–Ta/Yb для вулканитов хр. Черная Парма (д) и Тамуньер (е). (а)–(г): 1 – базальты и андезибазальты, 2 – андезиты и дациандезиты. Составы хондрита, MORB (N-MORB) – нормального базальта срединно-океанических хребтов и E-MORB – обогащенного базальта срединно-океанических хребтов, OIB – базальта океанических островов приведены по (Sun, McDonough, 1989). (д), (е): 1 – базальты, 2 – андезиты и дациты. Средние составы N-MORB и E-MORB приведены по (Sun, McDonough, 1989), PM (примитивной мантии) по (Taylor, McLennan, 1985) и WPB (базальтов внутриплитных обстановок) по (Barberi et al., 1975). Тренды составов магматических серий, обусловленные коровой контаминацией (С) и дифференциацией мантийных магм (W), приведены по (Фролова, Бурикова, 1997).

спайдер-диаграммах (рис. 5б, 5г). Возможно, низкое содержание РЗЭ в андезитах и дацитах перевозочной свиты Тамуньерской структуры связано с их метасоматической переработкой. Графики распределения нормализованных к MORB со-

держаний элементов-примесей (рис. 5б) для вулканитов из Тамуньерской и Парминской антиклиналей сходны и демонстрируют обогащение элементами с большим ионным радиусом (Sr, K, Rb, Ba, Th) и обеднение Ta, Nb, Zr, Hf, Ti, Y и Yb.

На диаграмме Th/Yb–Ta/Yb (рис. 5д, 5е) все точки составов пород перевозской свиты (включая Тамуньерскую структуру) попадают в поля вулкани- тов островных дуг. Таким образом, судя по геохи- мическим данным, вулканиды перевозской свиты формировались в островодужной обстановке.

#### Эмский ярус

Эмские образования, так же как и пражские, слагают две свиты, имеющие различный состав: вагранскую и краснотурьинскую.

**Вагранская свита.** Представлена терригенно- карбонатной бокситоносной формацией, с несо- гласием залегающей на различных горизонтах си- лура и нижнего девона (район I на рис. 1). Свита имеет широкое распространение в западной ча- сти изученной территории; ее состав и строение хорошо изучены, благодаря многочисленным по- исковым и разведочным работам на бокситы. В со- ставе свиты преобладают банковые известняки эмского яруса (карпинского горизонта региональ- ной шкалы), среди которых в разных разрезах и на разных стратиграфических уровнях присутствуют прослои песчаников, алевролитов, глинистых сланцев, сиаллитов, реже — прослои и линзы кон- гломератов; к нижней части свиты приурочены пласты бокситов, невыдержанные по простира- нию и имеющие скользящие границы внутри свиты. На западе в районе Юртищенского место- рождения бокситов на р. Ивдельская Талица по береговым обнажениям и разведочным линиям скважин описан обобщенный разрез вагранской свиты, где непосредственно выше вишнево-се- рых песчаных известняков с тентакулитами пражского яруса (перевозская свита) прослежи- ваются (Государственная..., 1989):

- известняки массивные, светло-розовые, с брахиоподами *Eospirifer karmanovi* Khod. карпин- ского горизонта эмского яруса, мощность 30–150 м;

- бокситы, мощность 10–15 м;

- темно-серые глинистые известняки и гли- нистые сланцы с зональными формами карпин- ского горизонта — *Favosites regularissimus* Yanet, *Leviconchidiella vagranica* (Khod.), *Sieberelloides weberi* (Khod.), мощность 50–100 м;

- известняки массивные, светло-серые, с бра- хиоподами *Sieberelloides weberi* (Khod.), *Carinati- na arimaspa* (Eichw.), *Lobvia superba* (Eichw.), мощ- ность 180–500 м.

Выше залегают известняки тальтийского гори- зонта региональной шкалы (позднеэмско-ран- неэйфельские). Мощность вагранской свиты в этом разрезе 270–765 м.

Возраст вагранской свиты подтвержден наход- ками разнообразной фауны эмского яруса, сре- ди которых присутствуют руководящие формы:

*Karinatina arimaspa* (Eichw.), *Eospirifer karmanovi* (Chod.), *Ivdelinia ex gr. ivdelensis* Khod., *Parathu- rammina aperturata* Pron., *Neocolumnaria vagranensis* Soshk., *Stellopora barba* Bogoyavl., *Favosites regulari- simus* Yanet., *F. gregalis* Porf., *Riphaeolites vijaicus* (Yanet.), *Stromatopora praelonga* Bogoyavl. Авторами из прослоев кремнистых алевролитов на востоке Та- муньерской брахиантиклинали выделены конодон- ты карпинского горизонта *Polygnathus postexcelsa* Wang et Ziegler, *P. excavatus* Carls et Gangle и *Panderodus* sp.; в отработанном карьере вблизи пос. Краснооктябрьский выделены *Pandorinelli- na* cf. *steinhornensis* (Ziegler), *Eocostapolygnathus gronbergi* (Klapper et Johnson), *Belodella* sp. (опре- деления Г.Н. Бороздиной).

**Краснотурьинская свита.** Породы красноту- рьинской свиты, как уже упоминалось выше, сла- гают тектонические пластины в восточной части изученной территории. В составе свиты присутству- ют разнообразные вулканогенные, вулканогенно- осадочные и осадочные породы: лавы и туфы ба- зальтов, трахибазальтов, трахиандезибазальтов, ан- дезибазальтов, андезитов, трахиандезитов, даци- андезитов, дацитов, туффиты, туфоконгломераты, туфоалевролиты, туфогравелиты, туфоконгломераты, углисто-кремнистые и известковисто-глинистые сланцы, кремнистые алевролиты, известняки. В ав- торских пробах из кремнистых алевролитов нижней части свиты были найдены конодонты *Eocosta- polygnathus* aff. *dehiscens* Philip et Jackson, *Pan- dorinellina* aff. *steinhornensis* miae (Bultynck), *Pelekysgnathus* aff. *serratus* Jentsch, *Kimognathus* sp. (определения Г.Н. Бороздиной). Н.Я. Анцыги- ным в прослоях известняков среди вулканоген- ных образований в районе г. Ивдель определены эмские брахиоподы *Karinatina arimaspa* (Eichw.), *Ivdelinia ivdelensis* (Khod.), *Spinatrypa spinosae- formis* (Khod.).

**Геохимическая характеристика вулкаников.** Вулканиды краснотурьинской свиты на исследо- ванной территории представлены нормально- и умеренно-щелочными базальтами, андезибазальта- ми и андезитами (табл. 2); в работах предшественни- ков отмечены также единичные тела дацитов. Сред- нее содержание РЗЭ в базальтах и андезибазальтах свиты составляет 86.5 мкг/г (от 65.3 до 125.75 мкг/г), ЛРЗЭ/ТРЗЭ = 4.65 (4.52–5.59), Eu/Eu\* = 0.30 (0.25–0.34). В андезитах и дациандезитах содержание РЗЭ ниже, оно составляет в среднем 66.77 мкг/г (54.21–74.74 мкг/г), ЛРЗЭ/ТРЗЭ = 7.33 (4.65–9.15), Eu/Eu\* = 0.35 (0.31–0.41). Графики распре- деления нормализованных к MORB и хондриту содержаний элементов-примесей и РЗЭ (рис. 6а, 6б) для вулкаников краснотурьинской свиты в це- лом сходны с таковыми для вулкаников перевоз- ской свиты Тамуньерской структуры: содержание РЗЭ в андезитах ниже, чем в базальтах, и также наблюдается обогащение элементами с большим ионным радиусом (Sr, K, Rb, Ba и Th) и обедне-

Таблица 2. Составы вулканитов краснотурьинской свиты нижнего девона

Компо- нент	Номер образца							
	2524	5031	2489-2	2517-3	2522-2	2523-2	2560-3	C7-16
SiO <sub>2</sub>	58.60	53.70	50.00	54.50	57.00	58.80	61.90	52.70
TiO <sub>2</sub>	0.40	0.76	0.72	0.68	0.55	0.56	0.45	0.97
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	17.10	16.50	17.50	18.10	16.50	17.10	17.00	11.30
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	2.61	4.24	5.49	4.14	1.61	3.07	2.89	1.80
FeO	2.30	4.06	4.40	3.79	3.72	3.18	2.37	4.87
MnO	0.12	0.18	0.22	0.17	0.15	0.21	0.10	0.14
MgO	1.73	4.51	4.82	3.52	3.42	2.62	3.47	9.89
CaO	6.52	8.21	8.75	4.64	5.28	5.21	3.95	10.40
Na <sub>2</sub> O	2.67	3.17	2.64	4.58	3.02	3.45	3.98	3.36
K <sub>2</sub> O	3.10	1.59	3.14	2.75	3.39	2.53	1.65	0.48
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0.17	0.28	0.31	0.34	0.16	0.18	0.19	0.40
Ппп	4.57	2.54	1.58	2.43	4.92	2.71	2.03	3.23
La	12.30	9.73	10.90	10.70	10.20	12.40	14.20	17.90
Ce	26.90	22.30	23.00	23.00	21.80	25.60	30.40	46.20
Pr	3.36	2.96	3.35	3.25	2.70	3.33	3.67	6.54
Nd	14.50	14.00	15.50	14.80	10.70	14.20	15.40	28.50
Sm	2.71	3.47	3.76	3.65	1.97	2.76	2.89	6.31
Eu	0.85	1.01	1.23	1.28	0.78	0.91	0.82	1.49
Gd	2.31	3.31	3.47	3.52	1.86	2.72	2.33	5.57
Tb	0.33	0.49	0.44	0.51	0.26	0.37	0.32	0.87
Dy	1.80	2.96	2.70	3.15	1.41	2.17	1.75	4.46
Ho	0.36	0.67	0.55	0.64	0.30	0.49	0.41	1.00
Er	1.21	1.95	1.62	1.92	0.92	1.29	1.10	3.08
Tm	0.16	0.27	0.22	0.28	0.13	0.18	0.15	0.41
Yb	1.13	1.90	1.50	1.91	1.04	1.28	1.12	2.64
Lu	0.19	0.28	0.21	0.27	0.14	0.19	0.18	0.38
V	112.00	323.00	318.00	220.00	159.00	150.00	137.00	147.00
Cr	6.35	53.30	45.70	8.31	89.30	13.00	25.70	722.00
Ni	5.39	18.50	16.90	5.45	22.90	5.72	11.20	437.00
Rb	40.90	30.20	49.20	40.30	44.70	32.10	24.20	6.05
Sr	518.00	510.00	833.00	416.00	316.00	565.00	619.00	534.00
Y	10.20	17.30	14.80	16.90	8.25	12.30	10.50	28.10
Zr	67.70	42.60	41.00	63.20	62.60	67.00	68.70	112.00
Nb	3.11	1.63	1.43	1.68	1.89	2.27	2.46	4.10
Ba	290.00	263.00	540.00	510.00	451.00	337.00	279.00	237.00
Hf	1.85	1.34	1.12	1.65	1.76	1.95	1.84	3.53
Ta	0.19	0.11	0.05	0.05	0.12	0.14	0.15	0.21
Pb	6.86	4.43	5.72	3.64	3.67	6.37	6.79	3.46
Th	2.23	1.86	1.90	2.48	2.25	2.22	2.52	1.11
U	1.03	1.21	1.06	1.24	1.15	0.97	0.72	0.33

Примечание. Содержания редких элементов приведены в мкг/г, петрогенных оксидов – в мас. %. Обр. 2524, 2522-2, 2523-2, 2560-3 – андезиты; обр. 5031, 2517-3 – андезибазальты; обр. 2489-2 – базальт; обр. C7-16 – долерит.

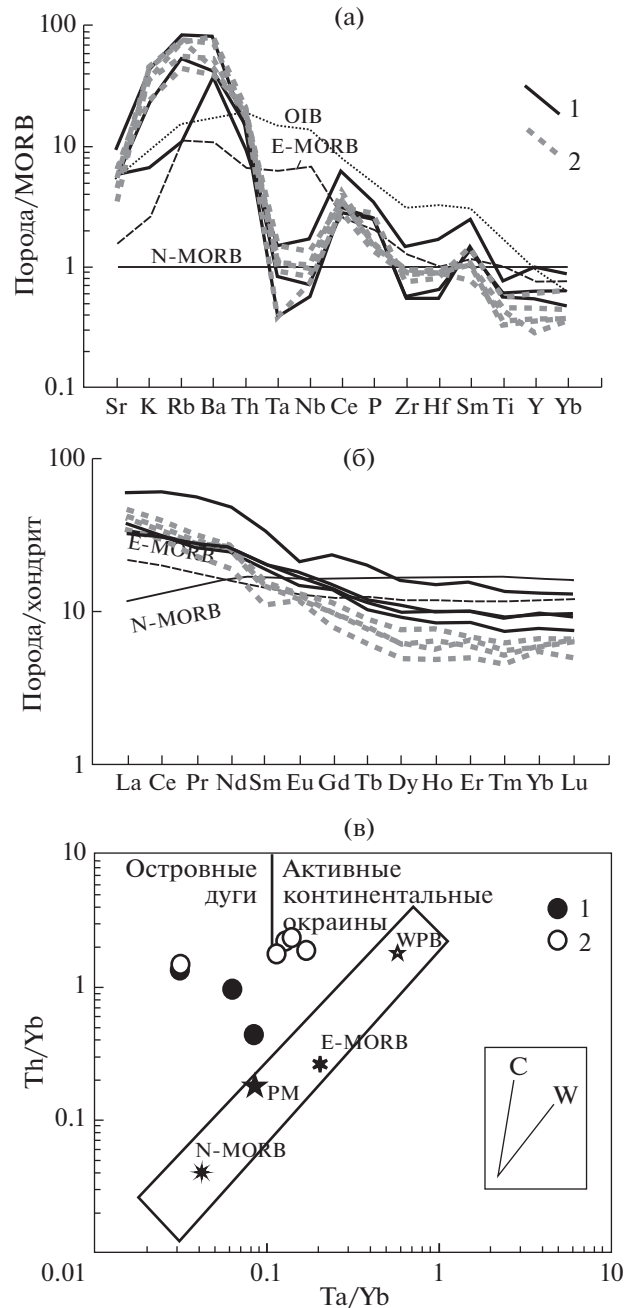
ние Ta, Nb, Zr, Hf, Ti, Y и Yb, что характерно для островодужных магматических пород. На диаграмме Th/Yb–Ta/Yb (рис. 6в) точки составов пород краснотурьинской свиты попадают в поля вулканитов островных дуг. Таким образом, по геохимическим параметрам вулканиты краснотурьинской свиты соответствуют магматическим образованиям островных дуг.

#### Верхняя часть эмского яруса—эйфельский ярус

**Тальтийская свита.** Геологические образования, которые относятся к верхней части эмского яруса и нижней части эйфельского яруса (тальтийский горизонт региональной шкалы), слагают на рассматриваемой территории тальтийскую свиту. В составе свиты преобладают известняки, кроме того, присутствуют глинистые и известково-глинистые сланцы, аллиты, сиаллиты, пласты бокситов, прослои песчаников и конгломератов. Разрез свиты свойственна невыдержанность состава и мощностей слагающих пород. В целом характер фациальной зональности в данной свите сопоставим с описанным выше для эмского яруса. В западной части изученной площади тальтийская свита представлена карбонатно-терригенной бокситоносной формацией мелководного шельфа. Она залегает на разных частях вагранской свиты и согласно перекрывается лангурской свитой.

В южной части исследуемой территории тальтийская свита образует широкое поле, строение которого нарушено складчатостью и разрывами. Здесь она сложена серыми, светло-серыми и розовыми массивными известняками с участками детритовых и обломочных известняков. Средняя часть разреза тальтийской свиты представлена толщей переслаивания плитчатых и глинистых известняков, известковистых алевролитов, алевропесчаников и песчаников. Мощности прослоев известняков до 20 см, терригенных пород – 1–5 см. В восточном крыле Тамуньерской брахиантиклинали тальтийская свита представлена толщей известняков светло-серых, серых и розоватых, рифогенных (банковых), органогенно-детритовых, участками брекчиевидных, с фауной криноидей, кораллов, брахиопод, в основании местами залегают пласты бокситов (рудопоявление Люльвинское).

Возраст свиты обоснован фауной верхней части эмского яруса и нижней части эйфельского яруса, обнаруженной в многочисленных пунктах при проведении разных видов геолого-разведочных работ. Среди руководящих форм для тальтийского горизонта региональной шкалы восточного склона Урала можно отметить следующие: *Auroria singularis* Pojark., *Linguipolynathus serotinus* (Telford), *Caliopora chaetetoides* Lec., *Parathuramina graciosa* Pron., *P. cordata* Pron., *Zdimir pseudobaschkiricus* Tschern., *Z. rossicus* (Karp.), *Megastrophia uralensis* (Vern.), *Cupressocrinitus gracilis* Goldf.



**Рис. 6.** Графики распределения нормализованных к MORB по (Sun, McDonough, 1989) содержаний элементов-примесей (а) и нормализованных к хондриту по (Sun, McDonough, 1989) содержаний РЗЭ (б), а также диаграмма Th/Yb–Ta/Yb (в) для вулканитов краснотурьинской свиты.

(а), (б): 1 – базальты и андезибазальты, 2 – андезиты и дациандезиты; (в): 1 – базальты, 2 – андезиты и дациты. Средние составы N-MORB и E-MORB приведены по (Sun, McDonough, 1989), PM (примитивной мантии) по (Taylor, McLennan, 1985) и WPB (базальтов внутриплитных обстановок) по (Barberi et al., 1975). Тренды составов магматических серий, обусловленные коровой контаминацией (С) и дифференциацией мантийных магм (W), приведены по (Фролова, Бурикова, 1997).

В восточной части изученной площади тальтийская свита выделяется в определенной мере предположительно. Она входит в состав пакета тектонических пластин совместно с краснотурьинской свитой и залегает в разрезе выше последней. В составе тальтийской свиты здесь преобладают вулканогенно-осадочные породы — туфопесчаники, туфоалевролиты, туфогравелиты, туффиты, встречаются андезиты, андезибазальты, их туфы, песчаники, известняки, известково-глинистые сланцы. На р. Манья в разрозненных коренных выходах представлена толща неравномерного переслаивания туфопесчаников, туфоалевролитов и туфогравелитов, располагающаяся в зоне смятия, о чем свидетельствуют локальные эпидотизация и окварцевание пород. Надежного обоснования возраста тальтийской свиты в восточной части изученной площади не имеется, все фаунистические остатки в ней транзитные.

**Лангурская свита.** Эта свита, соответствующая лангурскому горизонту эйфеля региональной шкалы, представлена на исследуемой площади в ограниченном объеме. Она занимает небольшие участки в ядерных частях небольших синклиналей, удаленных друг от друга на значительное расстояние. В составе свиты преобладают рифогенные (банковые) известняки, в маломощных прослоях присутствуют известковистые песчаники, алевролиты, аргиллиты, глинистые сланцы, гравелиты. Взаимоотношения с подстилающими известняками тальтийской свиты и перекрывающими образованиями высотинской свиты стратиграфические согласные либо тектонические. Возраст свиты определен по фаунистическим остаткам, характерным для эйфельского яруса; среди них конодонты *Polygnathus costatus oblongus* Weddige, *P. xylus* Stauffer, *P. angusticostatus* Wittekindt, *P. cf. trigonicus* Bischoff et Ziegler, *P. costatus costatus* Klapper, *P. cf. linguiformis* alveolus Weddige, *P. kockelianus* kockelianus (Bischoff et Ziegler); из макрофауны известны *Columnaria devonica* Bulv., *Amphipora regularis* Less., *Stachyodes singularis* Javor., *Bornhardtina uncioides* Schulz.

Лангурская свита в восточной части изучаемой площади имеет такое же незначительное распространение, как и тальтийская свита. Взаимоотношения лангурской свиты с залегающей стратиграфически выше высотинской свитой тектонические. В составе первой здесь отмечены туфоалевролиты, туфопесчаники, известковистые и кремнистые алевролиты, песчаники, аргиллиты, глинистые сланцы. Возраст свиты обоснован выделенными из кремнистых алевролитов конодонтами, характерными для эйфельского яруса: *Polygnathus aff. trigonicus* Bischoff et Ziegler, *Belodella* sp. (определения Г.Н. Бороздиной).

### Живетский ярус

**Высотинская свита.** Относится к живетскому ярусу (высотинский горизонт региональной шкалы) и на описываемой территории распространена довольно широко, для нее характерны весьма существенные различия составов пород в разных частях изучаемой площади. Первый тип разреза (район I на рис. 1, 7), характерный для западной части площади, отличается преимущественным развитием известняков с незначительным распространением терригенных пород: углисто-глинистых и кремнисто-глинистых сланцев, алевролитов, песчаников, среди которых встречаются прослойки сиаллитов. В основании отдельных разрезов залегают маломощные линзы бокситов. Второй тип разреза слагает Северотошемско-Тальтийский грабен (район VII на рис. 1, 7), протягивающийся через всю изучаемую площадь с севера на юг и ограниченный крупными надвигами. Разрез представлен толщей туфоалевролитов, туфопесчаников, реже туфогравелитов с прослоями кремнистых алевролитов, иногда среди них встречаются известняки, гравелиты и конгломераты. Характер разреза свиты можно наблюдать по разрозненным коренным выходам и элювиальным высыпкам в полотно дороги, пересекающей р. Вижай к западу от бывшего одноименного поселка. Разрез состоит из нескольких фрагментов, разделенных необнаженными интервалами.

По данным геолого-съемочных работ (А.Н. Борисов и др.), с запада на восток и стратиграфически снизу вверх прослеживаются:

- алевролиты кремнистые, глинисто-кремнистые, темно-серые, зеленовато-серые, с маломощными прослоями известняка, мощность приблизительно 30 м;

- конгломераты мелкогалечные, известковистые, постепенно сменяющиеся известняками, мощность 6 м;

- алевролиты кремнистые, черные, мощность 1 м;

- задернованный интервал, мощность 700 м;

- в элювиальных высыпках щебень туфоалевролитов и туфопесчаников зеленовато-серых, мощность 150 м;

- туфоалевролиты буровато-серые, тонкоплитчатые, с прослоями кремнистых алевролитов и крупнозернистых известковистых песчаников, мощность 70 м;

- в высыпках элювиального щебня прослеживаются туфоалевролиты, туфопесчаники, в том числе известковистые и глинистые разности, кремнистые алевролиты, песчаные известняки, мощность не установлена.

Далее на протяжении 100 м наблюдаются известняки буровато-серые, тонкозернистые, глинистые, содержащие конодонты *Polygnathus var-*

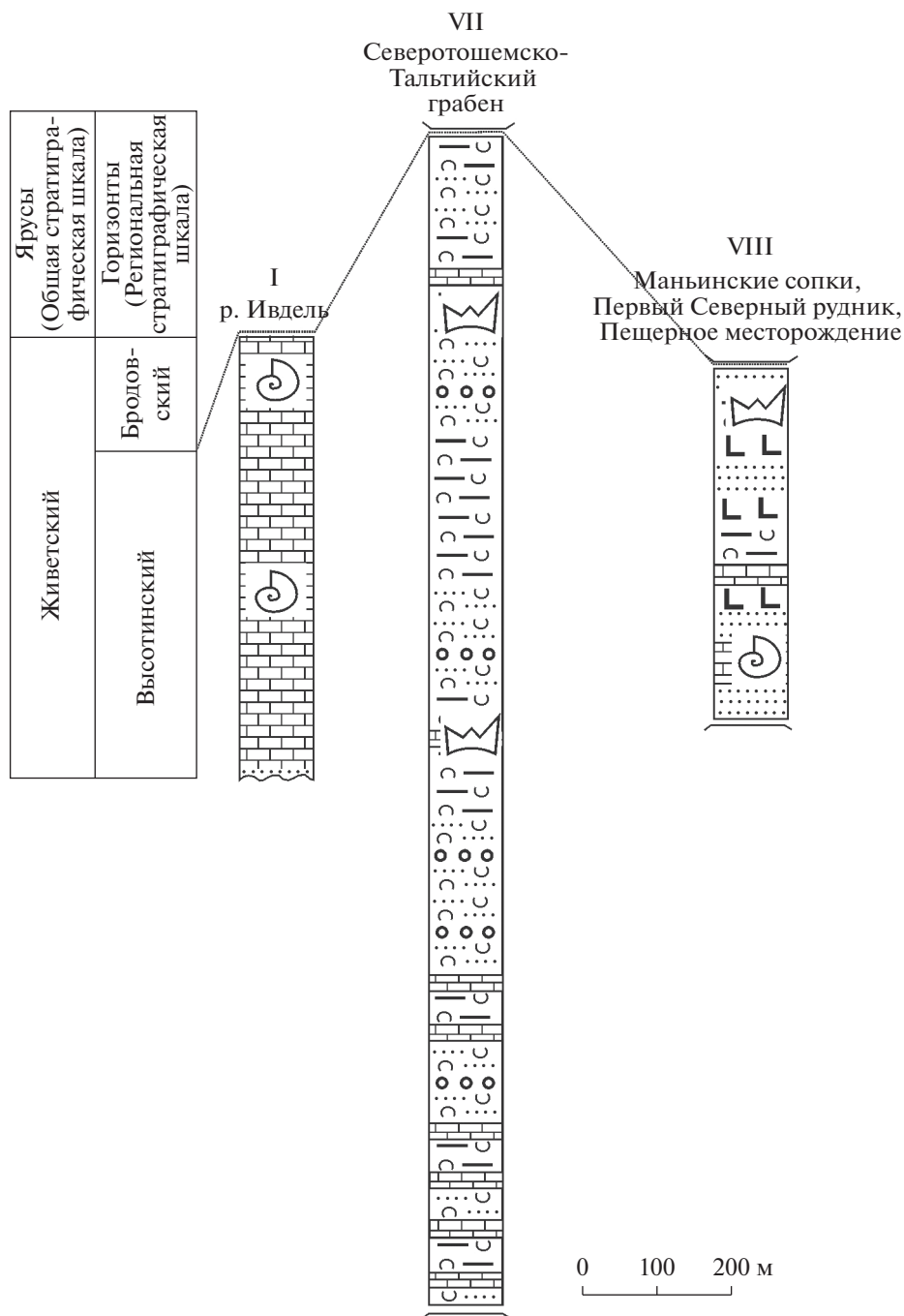
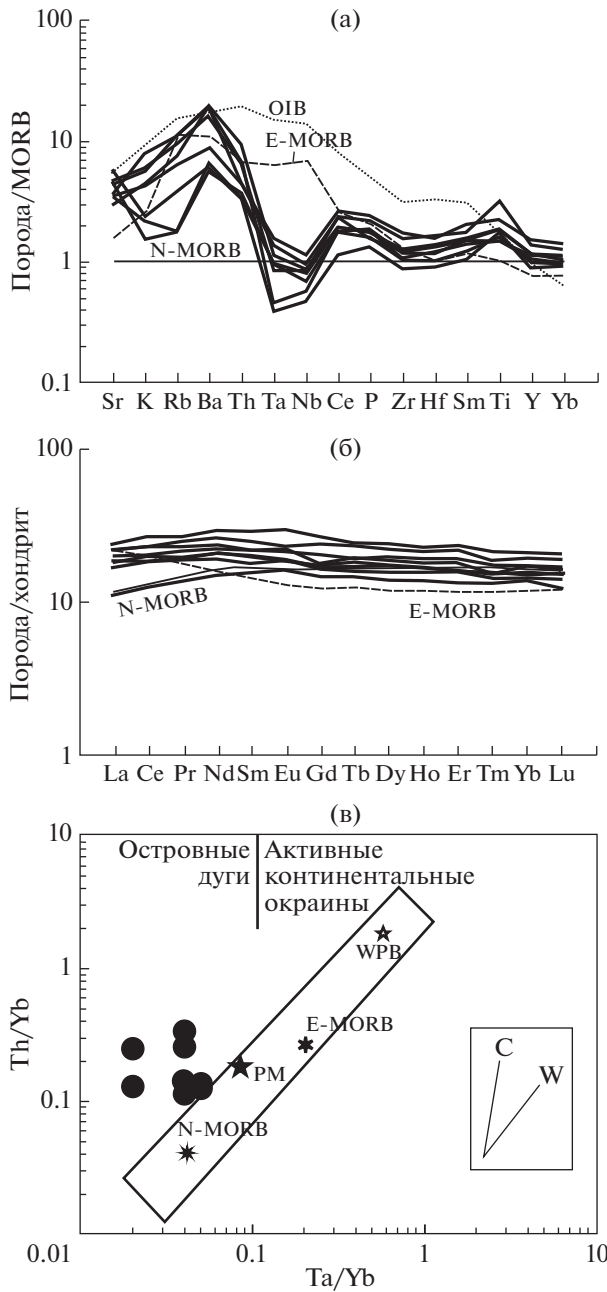


Рис. 7. Литологические колонки для высотинской свиты. Номера колонок соответствуют районам на рис. 1, 2. Условные обозначения см. рис. 4.

cus Stauffer – зональную форму для высотинского горизонта живетского яруса. Мощность разреза до 1600 м.

В восточной части изучаемой площади высотинская свита выделена авторами впервые, она складывается из узких, протягивающихся в меридиональном направлении тектонических блоков, пересекающих течение рек Талица, Тынья, Бол. Умпия, а также гору Сора, ее отроги и гряды Маньинских

сопок (район VIII на рис. 1, 7). Свита состоит из известняков, туфопесчаников, туфоалевролитов, туфогравелитов, углисто-карбонатных и глинисто-карбонатных сланцев, песчаников, алевролитов, потоков базальтов и андезибазальтов, нередко содержащих прослои радиоляриевых силицитов. Взаимоотношения со смежными образованиями тектонические или стратиграфические несогласные. Высотинская свита пространственно и, вероятно,



**Рис. 8.** Графики распределения нормализованных к MORB по (Sun, McDonough, 1989) содержаний элементов-примесей (а) и нормализованных к хондриту по (Sun, McDonough, 1989) содержаний РЗЭ (б), а также диаграмма Th/Yb–Ta/Yb (в) для базальтов высотинской свиты. Условные обозначения см. рис. 5.

генетически связана с гипабиссальными интрузиями долеритов и габбро-долеритов ивдельского комплекса.

Высотинская свита датирована зональными конодонтами *Polygnathus aff. varcus* Stauffer, *P. aff. angusticostatus* Wittekindt, *P. ansatus* Ziegler et Klapper, *P. aff. parawebby* Chatterton, *Panderodus* sp. (определения Г.Н. Бороздиной), найденными ав-

торами в кремнистых алевролитах и кремнях среди вулканотерригенных пород и базальтов.

#### Геохимическая характеристика вулканитов.

Вулканиты высотинской свиты представлены нормально- и умеренно-щелочными базальтами, реже андезитобазальтами (табл. 3). Это высокотитанистые ( $\text{TiO}_2 = 1.89\text{--}2.74$  мас. %, в среднем 2.27 мас. %), низко- и умеренно-магнезиальные ( $\text{MgO} = 4.73\text{--}5.36$  мас. %, в среднем 5.02 мас. %), низкокалиевые ( $\text{K}_2\text{O} = 0.11\text{--}0.56$  мас. %, в среднем 0.30 мас. %) породы натриевой серии ( $\text{Na}_2\text{O}/\text{K}_2\text{O} = 4.80\text{--}33.18$ , в среднем 10.74). Среднее содержание РЗЭ в базальтах свиты составляет 60.9 мкг/г (от 40.83 до 80.88 мкг/г), ЛРЗЭ/ТРЗЭ = 1.99 (1.65–2.23),  $\text{Eu}/\text{Eu}^* = 0.33$  (0.31–0.38). Среди всех вулканических пород исследуемой площади породы высотинской свиты отличаются наименьшей степенью дифференциации и, соответственно, степенью фракционирования РЗЭ, высокими содержаниями титана и циркония (74.8–128 мкг/г, в среднем 90.51 мкг/г). На геохимических диаграммах точки составов высотинских базальтов чаще всего попадают в поля океанических пород. Графики нормированных к хондриту содержаний РЗЭ (рис. 8б) для вулканитов высотинской свиты сходны с таковыми для океанических базальтов, но по содержаниям других петрологических информативных элементов первые существенно отличаются от пород СОХ (рис. 8а), в частности более низкими содержаниями Та (0.05–0.22 мкг/г, в среднем 0.13 мкг/г) и Nb (1.11–2.65 мкг/г, в среднем 1.65 мкг/г). На диаграмме Th/Yb–Ta/Yb (рис. 8в) точки составов пород высотинской свиты попадают в поля вулканитов островных дуг. Таким образом, по геохимическим параметрам вулканиты высотинской свиты сходны с магматическими образованиями как островных дуг, так и дивергентных океанических обстановок. Подобная двойственность геохимических параметров характерна для структур растяжения в пределах субдукционных обстановок, когда предполагается разрыв погружающейся плиты и поступление мантийных (плюмовых) расплавов в образовавшееся окно. В ряде случаев при этом происходит как выплавление расплавов из деплетированного вещества надсубдукционного мантийного клина, так и поступление обогащенного вещества из мантийного диапира (Косарев и др., 2006; Мартынов и др., 2016).

**Ивдельский комплекс.** Весьма сходные геохимические характеристики имеют долериты и габбро-долериты ивдельского комплекса, слагающие многочисленные гипабиссальные интрузии (дайки, штоки и силлы), залегающие среди нижне- и среднедевонских вулканогенных и осадочных образований. Породы ивдельского комплекса по геохимическим особенностям делятся на две группы, первая из которых включает широко распространенные долериты, габбро-долериты и



Таблица 3. Составы вулканитов высотинской свиты среднего девона

Компонент	Номер образца							
	126-1.3	7057-1	7050	7058	7121	2447	2447-2	2447-13
SiO <sub>2</sub>	47.80	50.60	51.30	49.00	48.30	53.10	47.50	51.10
TiO <sub>2</sub>	2.74	1.89	2.61	2.23	2.30	1.99	2.35	2.04
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	15.10	13.80	14.20	15.00	14.20	14.10	14.90	14.40
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	5.16	3.67	5.17	5.76	4.51	4.08	4.95	3.91
FeO	7.11	8.80	7.99	7.58	8.19	6.77	8.12	6.97
MnO	0.23	0.25	0.23	0.18	0.21	0.21	0.27	0.21
MgO	4.73	4.99	4.91	4.80	5.23	5.11	5.36	5.02
CaO	8.27	8.20	5.92	8.63	10.00	6.25	9.04	10.00
Na <sub>2</sub> O	2.90	2.73	3.06	3.15	3.09	4.40	3.65	2.69
K <sub>2</sub> O	0.30	0.42	0.29	0.15	0.17	0.39	0.11	0.56
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0.27	0.21	0.25	0.16	0.20	0.19	0.22	0.18
Ппп	4.69	3.58	3.40	2.68	2.84	2.51	2.68	2.28
La	6.83	5.56	6.05	3.05	4.99	6.29	4.71	5.07
Ce	19.90	14.40	17.10	8.79	14.60	17.10	13.60	13.40
Pr	3.12	2.20	2.92	1.48	2.44	2.63	2.28	2.13
Nd	16.60	11.80	14.80	8.28	12.50	13.10	12.40	10.80
Sm	3.58	3.76	4.64	2.72	3.97	4.12	3.91	3.22
Eu	2.08	1.29	1.62	1.11	1.55	1.53	1.54	1.29
Gd	6.60	4.32	5.88	3.53	4.97	4.40	4.22	3.97
Tb	1.07	0.73	1.01	0.61	0.85	0.83	0.81	0.66
Dy	7.34	5.92	6.70	4.20	5.98	5.59	5.21	4.72
Ho	1.54	1.11	1.45	0.92	1.33	1.23	1.22	1.05
Er	4.89	3.21	4.32	2.63	3.80	3.60	3.42	3.07
Tm	0.67	0.46	0.58	0.40	0.53	0.46	0.47	0.44
Yb	4.24	2.99	3.87	2.76	3.49	3.44	3.09	2.93
Lu	0.62	0.41	0.56	0.35	0.51	0.51	0.46	0.42
V	374.00	358.00	412.00	518.00	460.00	372.00	468.00	384.00
Cr	42.70	75.00	22.80	13.90	23.70	66.60	9.32	76.20
Ni	21.40	25.80	15.10	20.20	22.10	25.50	13.50	25.90
Rb	4.09	5.31	3.49	1.00	2.18	6.10	1.00	5.73
Sr	266.00	427.00	303.00	305.00	533.00	384.00	427.00	316.00
Y	41.70	29.30	37.00	24.10	32.30	32.30	31.20	27.80
Zr	128.00	80.00	112.00	63.40	91.20	92.80	81.90	74.80
Nb	2.65	1.93	2.20	1.11	1.82	1.96	1.56	1.31
Ba	123.00	101.00	55.20	40.30	38.00	125.00	35.60	118.00
Hf	3.38	2.48	3.30	1.85	2.74	2.90	2.28	2.09
Ta	0.22	0.11	0.18	0.05	0.13	0.15	0.12	0.05
Pb	2.28	3.28	1.05	3.95	1.19	2.21	1.83	1.79
Th	0.52	0.80	0.51	0.38	0.38	1.11	0.44	0.74
U	0.21	0.42	0.21	0.17	0.15	0.49	0.24	0.37

Примечание. Содержания редких элементов приведены в мкг/г, петрогенных оксидов – в мас. %. Обр. 126-1.3, 7057-1, 7050, 7058, 7121, 2447-2, 2447-13 – базальты; обр. 2447 – андезибазальт.

базальты, а вторая – диориты, кварцевые диориты и гранодиориты, входящие в состав немногочисленных даек (табл. 4). Долериты и габбро-долериты ивдельского комплекса – это высокотитанистые ( $TiO_2 = 2.0–2.99$  мас. %, в среднем 2.46 мас. %), низко- и умеренно-магнезиальные ( $MgO = 3.85–5.78$  мас. %, в среднем 5.14 мас. %), низко- и умеренно-калиевые ( $K_2O = 0.13–0.80$  мас. %, в среднем 0.37 мас. %) породы натриевой серии ( $Na_2O/K_2O = 3.93–19.55$ , в среднем 9.23).

Среднее содержание РЗЭ в породах основного состава составляет 53.51 мкг/г (от 31.88 до 71.95 мкг/г), ЛРЗЭ/ТРЗЭ = 2.00 (1.70–2.21),  $Eu/Eu^* = 0.36$  (0.34–0.39). В диоритах, кварцевых диоритах и гранодиоритах среднее содержание РЗЭ равно 115.87 мкг/г (от 86.12 до 134.43 мкг/г), ЛРЗЭ/ТРЗЭ = 2.23 (2.10–2.37),  $Eu/Eu^* = 0.31$  (0.28–0.35). Довольно высокое содержание РЗЭ при их низкой степени фракционирования (ЛРЗЭ/ТРЗЭ = 2.00) отличает умеренно-кислые породы ивдельского комплекса от сходных по составу вулканитов лимкинской свиты, где ЛРЗЭ/ТРЗЭ = 7.69. Таким образом, геохимические параметры магматических образований ивдельского комплекса показывают их сходство с вулканитами высотинской свиты.

*Верхняя часть живетского яруса –  
нижняя часть франского яруса*

В этом стратиграфическом интервале, соответствующем высотинскому–бродовскому горизонту, вновь проявляется зональность, характерная для нижнего девона. В западной части изучаемой площади распространены преимущественно карбонатные породы, отнесенные к шегультанской свите, а в пакете пластин в восточной части площади присутствуют вулканогенные, карбонатные и вулканотерригенные образования лимкинской свиты.

**Шегультанская свита.** На рассматриваемой площади имеет незначительное распространение, она несогласно налегает на образования высотинской свиты в Северотошемско-Тальтийском грабене. Свита сложена банковыми известняками, содержащими брахиоподы *Schizophoria ex gr. striatula* Schloth. и *Spinatrypa tubaecostata* живетского и франского ярусов. Мощность свиты 200–300 м.

**Лимкинская свита.** Входит в состав узкой тектонической пластины в восточной части изучаемой площади, на границе с мезозойско-кайнозойским осадочным чехлом. С подстилающими образованиями высотинской свиты ее связывают тектонические и стратиграфически несогласные взаимоотношения. Лимкинская свита представлена андезибазальт-риолитовой формацией, включающей андезибазальты, андезиты, дациандезиты, дациты,

риолиты, трахиандезибазальты, трахиандезиты, трахидациты, их туфы, кластолавы, известняки, в подчиненном количестве встречаются туффиты, туфопесчаники, туфоалевролиты, туфогравелисты, кремнистые алевролиты, известняки.

Возраст свиты обоснован конодонтами верхней части живетского яруса и нижней части франского яруса *Klapperina aff. ovalis* (Ziegler et Klapper), *Polygnathus aff. varcus* Stauffer, *Belodella sp.*, обнаруженными в кремнистых алевролитах (определения Г.Н. Бороздиной). Мощность свиты 1400 м.

**Геохимическая характеристика вулканитов.**

Вулканиты лимкинской свиты представлены непрерывным рядом от андезибазальтов и андезитов до риолитов; породы среднего состава относятся к нормально-щелочной и умеренно-щелочной сериям, кислые имеют нормальную щелочность (табл. 5). Среднее содержание РЗЭ в вулканитах свиты составляет 80.11 мкг/г (от 52.07 до 141.82 мкг/г), ЛРЗЭ/ТРЗЭ = 7.69 (4.01–14.02),  $Eu/Eu^* = 0.28$  (0.20–0.32). На графиках распределения нормализованных на хондрит РЗЭ (рис. 9б) заметен обогащение пород ЛРЗЭ и обеднение ТРЗЭ; графики распределения нормализованных на состав ORG (гранит океанических хребтов) элементов-примесей (рис. 9а) для вулканитов лимкинской свиты демонстрируют высокие содержания Rb, Ba и низкие – всех других петрологически информативных элементов, особенно Ta, Nb и Yb (рис. 9в, 9г). Для сопоставления с породами эталонных обстановок, на рис. 9а показаны графики для дацита шемурской свиты, гранодиорита верхисетского комплекса и трахириолита малиновского комплекса.

По сравнению с дацитами шемурской свиты, принадлежащими риолит-базальтовой формации верхнего ордовика–нижнего силура (примитивная островная дуга), вулканиты лимкинской свиты обогащены почти всеми элементами, за исключением Ta, Y и Yb; трахириолиты малиновского комплекса среднего ордовика (рифт на пассивной континентальной окраине) содержат значительно больше K, Rb, Ta, Nb и Y, меньше – Hf и Zr, чем вулканиты лимкинской свиты. Наиболее близки по составу к лимкинским вулканитам гранодиориты верхисетского комплекса нижнего–среднего карбона, сформированные в условиях активной континентальной окраины; последние отличаются только несколько более высокими содержаниями Ta, Nb и Ce и низкими – Hf и Zr. Таким образом, по геохимическим особенностям вулканиты лимкинской свиты близки к магматическим образованиям зрелых (сиалических) островных дуг и активных континентальных окраин.

Таблица 4. Составы пород ивдельского комплекса среднего девона

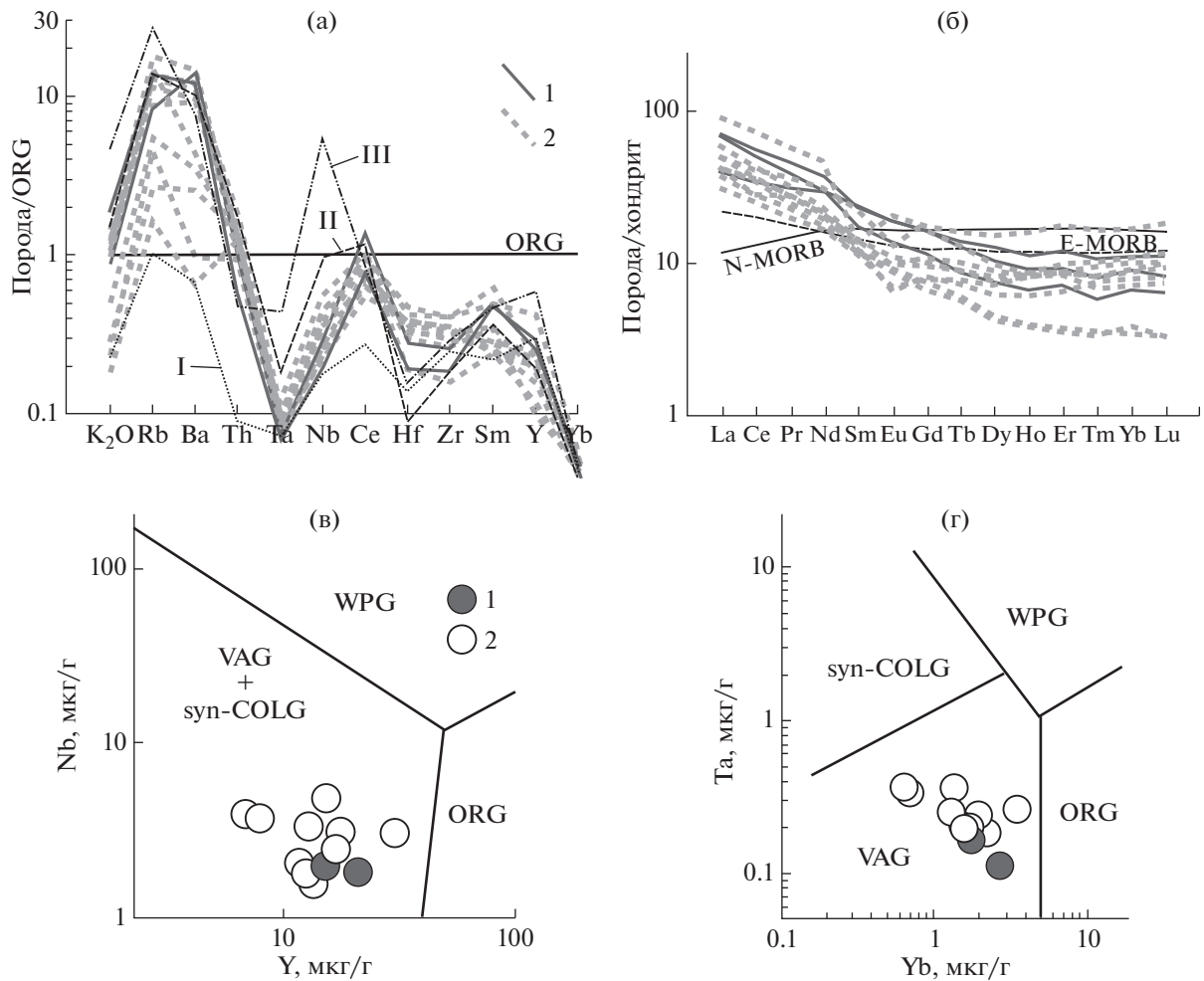
Компо- нент	Номер образца									
	2550	5009	5021	726-1	5050	7006	7053	7056	145-1.1	113-1.1
SiO <sub>2</sub>	49.30	47.00	45.30	47.80	44.10	51.00	52.20	47.10	55.90	65.90
TiO <sub>2</sub>	2.00	2.27	2.87	2.96	2.99	2.30	1.94	2.66	1.71	0.86
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	14.80	14.60	13.70	13.90	13.20	13.60	14.20	13.70	13.60	13.30
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	5.25	4.60	7.33	7.53	7.01	4.99	4.66	8.31	6.25	4.69
FeO	8.46	9.48	8.39	7.18	6.77	7.58	6.77	6.91	5.69	3.25
MnO	0.21	0.23	0.22	0.26	0.26	0.23	0.19	0.21	0.22	0.17
MgO	5.21	5.74	5.78	5.09	5.65	5.15	5.79	5.12	2.74	1.42
CaO	7.38	9.87	10.10	9.00	13.80	7.93	7.88	9.27	5.90	2.79
Na <sub>2</sub> O	3.14	2.29	3.11	3.04	2.31	3.63	2.56	3.29	4.19	4.29
K <sub>2</sub> O	0.80	0.40	0.23	0.30	0.13	0.49	0.46	0.27	0.33	0.97
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0.17	0.14	0.12	0.25	0.13	0.21	0.17	0.16	0.58	0.23
Ппп	2.41	2.29	1.91	1.99	2.91	2.17	2.52	2.30	2.36	1.93
La	3.94	3.11	3.00	3.35	2.32	5.94	4.78	4.63	12.20	11.40
Ce	11.70	8.73	8.83	9.62	6.80	16.80	12.40	13.00	33.50	31.40
Pr	1.82	1.41	1.40	1.45	1.12	2.81	1.97	2.18	5.56	5.27
Nd	9.70	7.50	7.91	8.68	6.65	14.20	10.10	10.90	28.80	25.70
Sm	3.10	2.46	2.62	2.79	2.22	4.92	3.31	3.47	8.33	7.63
Eu	1.26	0.91	0.97	1.23	0.96	1.21	1.23	1.28	2.64	2.28
Gd	3.63	2.85	2.82	3.44	2.77	5.88	3.98	4.44	10.70	8.34
Tb	0.68	0.48	0.51	0.58	0.49	0.99	0.66	0.82	1.85	1.57
Dy	4.36	3.20	3.53	3.80	3.32	6.50	4.41	5.38	11.70	9.99
Ho	0.93	0.72	0.76	0.88	0.75	1.49	0.97	1.21	2.61	2.14
Er	2.76	2.11	2.34	2.39	2.06	4.25	2.82	3.42	7.58	6.78
Tm	0.37	0.27	0.28	0.33	0.26	0.59	0.39	0.47	1.12	0.92
Yb	2.56	1.88	1.98	2.17	1.91	4.00	2.70	3.20	6.85	6.72
Lu	0.38	0.29	0.30	0.30	0.25	0.55	0.35	0.42	0.99	0.96
V	519.00	627.00	783.00	531.00	641.00	382.00	370.00	703.00	56.50	25.10
Cr	14.20	34.90	11.80	10.30	9.66	28.90	70.90	3.12	20.60	10.60
Ni	17.90	27.70	15.00	10.30	16.40	26.90	24.30	19.70	6.71	4.58
Rb	15.30	7.98	2.62	4.63	2.29	11.90	5.59	3.47	3.11	11.30
Sr	251.00	268.00	296.00	431.00	285.00	472.00	240.00	361.00	189.00	212.00
Y	24.70	18.50	18.70	21.10	18.20	37.90	25.20	29.10	73.90	58.00
Zr	61.30	46.60	40.60	51.30	35.50	116.00	67.70	78.50	201.00	245.00
Nb	1.45	0.81	0.74	0.84	0.82	2.27	1.24	1.53	3.90	2.91
Ba	84.20	62.80	39.40	38.90	19.90	91.80	98.50	60.30	73.90	208.00
Hf	1.82	1.34	1.31	1.51	1.22	3.35	1.97	2.30	5.60	6.99
Ta	0.12	0.05	0.05	0.05	0.05	0.23	0.05	0.05	0.31	0.25
Pb	1.13	3.91	1.37	4.45	1.23	1.08	1.43	1.20	1.59	1.97
Th	0.41	0.33	0.32	0.34	0.27	0.49	0.74	0.42	0.97	1.65
U	0.18	0.14	0.17	0.14	0.05	0.21	0.30	0.18	0.43	0.69

Примечание. Содержания редких элементов приведены в мкг/г, петрогенных оксидов – в мас. %. Обр. 2550, 5009, 5021, 7006 – габбро-долериты; обр. 726-1, 5050, 7053, 7056 – долериты; обр. 145-1.1 – диорит; обр. 113-1.1 – гранодиорит.

Таблица 5. Составы вулканитов лимкинской свиты среднего–верхнего девона

Компо- нент	Номера образцов									
	97-1	53-1.6	2450	5035	6000	2449-2	2449-5	2449-7	5035-1	38-1.5
SiO <sub>2</sub>	69.20	75.20	62.80	72.70	70.70	74.10	57.90	61.50	72.00	68.30
TiO <sub>2</sub>	0.42	0.50	0.56	0.13	0.35	0.27	0.70	0.66	0.17	0.67
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	14.60	11.70	16.00	15.80	14.10	13.90	16.60	16.30	15.10	16.10
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	2.90	2.25	2.81	0.81	2.20	1.81	3.43	3.45	0.97	1.11
FeO	1.02	1.02	2.30	0.88	1.49	1.08	3.25	2.37	1.15	2.71
MnO	0.06	0.03	0.13	0.05	0.10	0.05	0.14	0.12	0.10	0.09
MgO	1.64	1.11	3.11	0.43	0.93	0.54	4.12	4.04	0.67	1.15
CaO	1.72	1.62	2.21	0.50	1.30	0.98	3.28	2.15	1.50	1.05
Na <sub>2</sub> O	3.89	4.48	5.69	5.51	4.73	5.76	5.11	4.93	4.68	7.47
K <sub>2</sub> O	2.71	0.45	2.32	2.05	2.54	0.57	1.69	1.00	1.94	0.35
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0.10	0.11	0.23	0.09	0.07	0.06	0.20	0.19	0.09	0.12
Ппп	1.84	1.66	1.59	1.14	1.45	1.25	3.32	3.18	1.58	1.02
La	15.10	12.20	29.30	12.80	9.26	11.10	21.70	20.40	18.10	15.00
Ce	27.40	21.50	59.20	27.90	19.00	21.30	43.90	39.70	33.50	31.70
Pr	3.22	3.29	7.04	2.90	2.30	2.67	5.64	4.69	3.79	4.26
Nd	12.00	13.30	28.00	10.90	9.38	9.61	22.20	17.30	12.80	17.90
Sm	2.52	2.62	5.41	2.08	2.19	2.05	4.44	3.14	2.05	4.39
Eu	0.74	0.64	1.46	0.58	0.64	0.47	1.30	0.94	0.60	0.91
Gd	2.38	2.62	4.04	1.55	2.23	1.83	4.02	2.75	1.78	4.30
Tb	0.37	0.42	0.55	0.23	0.38	0.32	0.54	0.36	0.24	0.68
Dy	2.34	2.59	2.87	1.17	2.23	2.05	3.08	2.21	1.27	4.52
Ho	0.57	0.54	0.55	0.24	0.53	0.53	0.59	0.43	0.25	1.07
Er	1.70	1.89	1.60	0.63	1.69	1.63	1.79	1.35	0.68	3.51
Tm	0.28	0.31	0.20	0.09	0.25	0.24	0.23	0.17	0.10	0.50
Yb	2.00	2.19	1.39	0.70	1.72	1.77	1.77	1.28	0.64	3.35
Lu	0.29	0.33	0.21	0.09	0.27	0.29	0.23	0.18	0.09	0.55
V	68.60	66.10	122.00	30.50	58.60	34.60	167.00	141.00	39.60	54.50
Cr	12.10	15.00	74.50	4.91	20.10	15.10	58.00	45.00	5.50	81.40
Ni	5.45	6.67	27.60	3.38	6.44	4.05	29.20	21.30	3.54	7.53
Rb	71.30	17.50	54.40	43.90	35.00	11.10	32.60	21.40	48.60	6.46
Sr	322.00	128.00	504.00	187.00	162.00	345.00	734.00	443.00	551.00	289.00
Y	15.40	16.90	15.00	6.47	14.40	13.90	16.60	12.40	7.54	28.70
Zr	109.00	120.00	135.00	57.20	123.00	117.00	89.60	107.00	51.20	137.00
Nb	2.62	3.39	5.33	4.36	2.09	2.35	2.84	3.84	4.30	3.41
Ba	650.00	48.10	613.00	484.00	466.00	125.00	636.00	166.00	542.00	33.20
Hf	3.19	3.55	3.69	1.74	3.52	3.27	2.52	2.81	1.67	4.15
Ta	0.22	0.19	0.37	0.32	0.20	0.20	0.18	0.24	0.36	0.25
Pb	13.80	3.93	6.80	11.80	8.00	10.80	8.72	6.18	15.10	15.50
Th	4.90	3.61	6.86	5.09	4.67	5.59	4.11	5.21	4.97	4.90
U	1.99	1.23	2.27	1.35	1.12	1.76	1.24	1.45	1.84	2.37

Примечание. Содержания редких элементов приведены в мкг/г, петрогенных оксидов – в мас. %. Обр. 2450, 2449-5, 2449-7 – андезиты; обр. 38-1.5 – дацит; обр. 97-1, 5035, 6000, 5035-1 – риодациты; обр. 53-1.6, 2449-2 – риолиты.



**Рис. 9.** Графики распределения нормализованных к ORG по (Pearce et al., 1984) содержаний элементов-примесей (а) и нормализованных к хондриту по (Sun, McDonough, 1989) содержаний РЗЭ (б), а также диаграммы Nb–Y (в), Ta–Yb (г) для вулканитов лимкинской свиты.

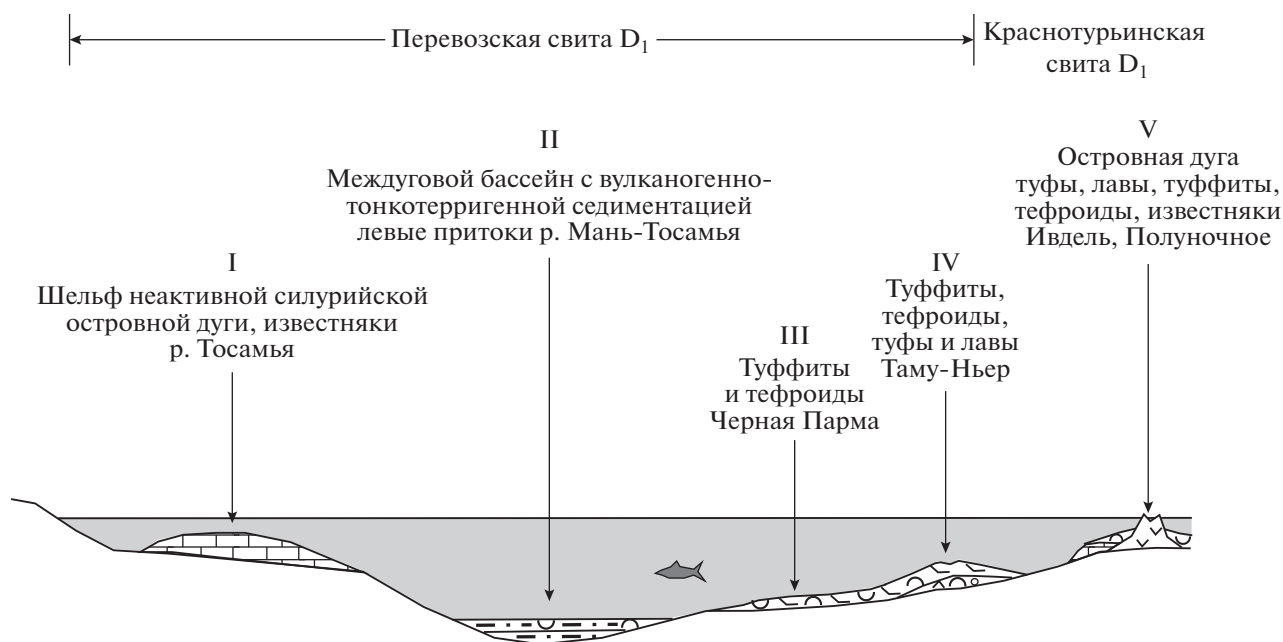
1 – андезиты, 2 – дациты и риолиты. (а): I – дацит шемурской свиты верхнего ордовика–нижнего силура по (Государственная..., 2016), II – гранит верхисетского комплекса нижнего–среднего карбона (Шарташский массив) по (Государственная..., 2011), III – трахириолит малиновского комплекса среднего ордовика по (Государственная..., 2016). Составы гранитоидов различных обстановок приведены по (Pearce et al., 1984): syn-COLG – синколлизионные, VAG – островодужные, WPG – внутриплитные, ORG – срединно-океанических хребтов; составы хондрита, E-MORB и N-MORB приведены по (Sun, McDonough, 1989).

*Верхняя часть франского яруса–  
нижняя часть фаменского яруса*

Позднедевонские образования верхней части франского яруса и нижней части фаменского яруса, завершающие разрез девона рассматриваемой площади, имеют крайне незначительное распространение и объединены в составе **кедровской свиты**, включающей глинистые и кремнистые сланцы с прослоями известняков, образующие монотонную ритмично-слоистую толщу. Возраст свиты обоснован выделенными из прослоев известняков конodontами *Palmatolepis subrecta* Mill. et Young (определения В.А. Наседкиной). Мощность свиты 150–200 м.

**ОБСТАНОВКИ ФОРМИРОВАНИЯ  
ДЕВОНСКИХ ТОЛЩ**

Наиболее разнообразные обстановки формирования горных пород реконструируются для пражского века, когда накапливались отложения перевозской свиты и нижней части краснотурьинской свиты (рис. 1, 10). Вблизи западной границы исследуемой площади протягивается полоса известняков, детально палеонтологически изученных в связи с поисками и разведкой бокситовых месторождений Северо-Уральского бокситоносного района (Государственная..., 1989). Для этого района характерны водорослевые, криноидные, коралловые карбонатные постройки с брахиопо-



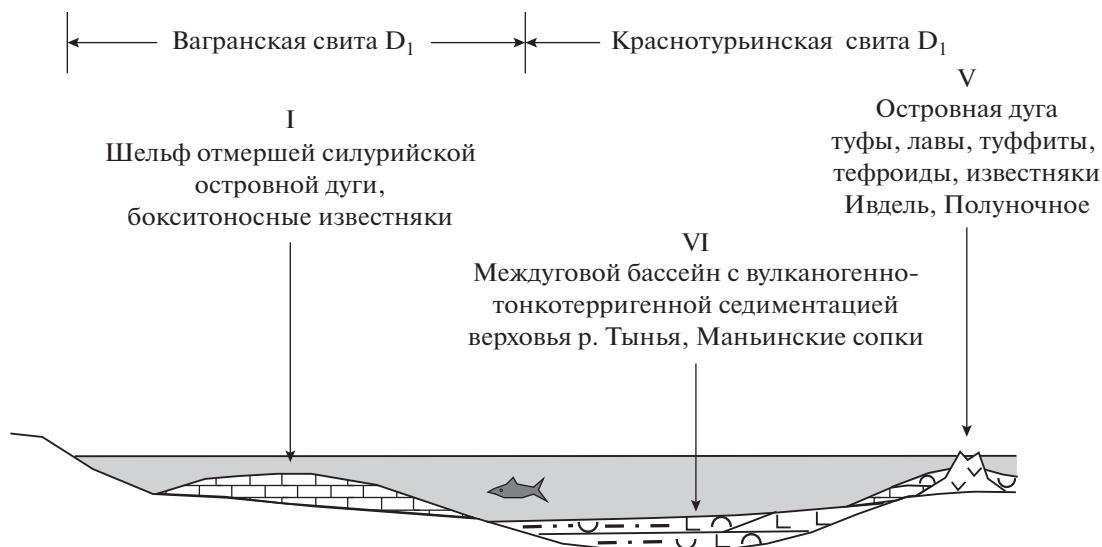
**Рис. 10.** Палеогеографическая реконструкция для пражского века (вне масштаба). Условные обозначения см. на рис. 4. Римские цифры соответствуют районам на рис. 1, 2 и колонкам на рис. 4.

довыми и остракодовыми банками, вероятно формировавшиеся в условиях открытого шельфа силурийской островной дуги (обстановка I на рис. 10). Восточнее, в центральной части площади, в бассейне левых притоков р. Мань-Тосамья, закартирована линзовидная в плане тектоническая пластина, надвинутая на карбонатные толщи нижнего и среднего девона (обстановка II на рис. 10). В ее составе наблюдаются слоистые тейфроиды – туфоалевролиты и туфопесчаники с линзами туфоконгломератов, алевролиты с прослоями кремней. Большое количество вулканокластики в составе терригенных пород свидетельствует об относительной близости эксплозивных центров; наличие прослоев кремней с микрофауной конодонтов при отсутствии известняков, возможно, указывает на достаточно глубоководные условия (ниже уровня карбонатной компенсации). Вероятно, перечисленные отложения формировались в пределах междуугового прогиба. Еще восточнее, в пределах Парминской антиклинали (горы Пеша и Черная Парма), распространены тейфроиды (туфоалевролиты и туфопесчаники) с прослоями кремней, содержащими конодонты пражского яруса, туфы андезитового и базальтового состава, отмечаются потоки базальтов и андезитов (обстановка III на рис. 10). В целом набор пород сходен с указанным выше для обстановки II, но добавляются редкие потоки вулканитов; вероятно, это также фрагмент междуугового бассейна.

Для Тамуньерской антиклинали (обстановка IV на рис. 10) характерно наличие тейфроидов, туфов и субвулканитов умеренно-кислого состава, пере-

крытых толщей базальтов и андезибазальтов. По всей видимости, это область сочленения междуугового прогиба и активной вулканической островной дуги. Вблизи с границей области сплошного распространения мезозойско-кайнозойских образований (районы г. Ивдель и пос. Полуночное) присутствуют андезиты, базальты, их туфы и тейфроиды с прослоями и линзами известняков и кремней; эти образования относят к краснотурьинской свите (обстановка V на рис. 10). Для этой свиты характерна пестрота и быстрая сменяемость отложений в разрезе и по простиранию; возможно, это указывает на существование в раннем девоне цепочки вулканических островов и подводных центров извержений, разделенных морскими котловинами. Пражские вулканиты имеют островодужные геохимические характеристики.

Эмский век начинается с континентального перерыва и перестройки структурного плана в западной части изучаемой площади. Возможно, и в восточной части подобное событие также имело место, но фрагментарность обнаженности и редкость фаунистических остатков не позволяют его установить. Причины раннедевонского континентального перерыва недостаточно ясны, высказываются мнения о связи этого события с коллизией островной дуги и Восточно-Уральского микроконтинента (Язева, Бочкарев, 1993), с перестройкой палеозоны субдукции (Пучков, 2000) или с реакцией на происходившую в это время каледонскую коллизию, спаявшую Балтику и Лаврентию (Петров, Свяжина, 2006).



**Рис. 11.** Палеогеографическая реконструкция для эмского века (вне масштаба). Условные обозначения см. на рис. 4. Римские цифры соответствуют районам на рис. 1, 2.

С эмскими известняками вагранской свиты связаны наиболее крупные залежи бокситов; последние обычно трактуются как переотложенные латеритные коры выветривания, залегающие на закарстованной поверхности более древних карбонатных толщ (Бокситоносные..., 1987; Анфинов, Сорока, 2015 и др.). Шельфовые известняки вагранской свиты в западной части площади залегают на карбонатных образованиях туринской и перевозской свит, восточнее — на вулканогенно-осадочных породах перевозской свиты, что свидетельствует о расширении области шельфа силурийской островной дуги на восток, за счет части междугового прогиба.

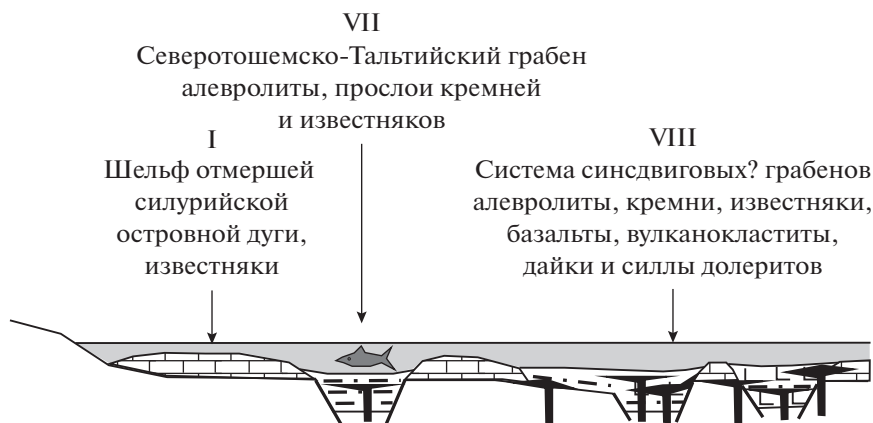
Восточнее поля распространения известняков вагранской свиты, отделяясь от них серией разрывных нарушений, располагаются вулканогенные и вулканогенно-осадочные образования верхней части краснотурьинской свиты (рис. 11). В составе последней наблюдается определенная зональность: западные разрезы практически не содержат известняков, они представлены тефроидами, кремнями с потоками базальтов; в восточных разрезах преобладают туфы и лавы базальтов и андезитов с прослоями тефроидов и известняков. Вероятно, это свидетельствует о переходе от глубоководных условий междугового прогиба к обстановкам вулканической островной дуги. Эмские вулканы, как и пражские, по составу и геохимическим характеристикам близки к островодужным образованиям.

Подобная зональность существовала и в эйфельское время (талтийская и лангурская свиты). В западной части изучаемой территории на шельфе накапливались карбонатные толщи с прослоями и линзами бокситов, аллитов, песча-

ников, алевролитов и алевро-аргиллитов, восточнее роль терригенных образований возрастает, появляются туфы и тефроиды, реже лавы базальтов, андезитов и дацитов островодужного типа.

Конец эйфельского века и начало живетского века (высотинский горизонт) знаменуются новой перестройкой структурного плана и характера магматизма. Высотинская свита, имеющая довольно широкое распространение, характеризуется различным составом слагающих ее пород в разных частях площади распространения (рис. 12). В западной части изучаемой территории высотинская свита представлена известняками, наращивающими карбонатный чехол шельфа цепочки островов, возникшей после прекращения магматизма силурийской островной дуги. Карбонатная платформа разорвана грабеном, выполненным тонкотерригенными породами (алевролитами, глинистыми сланцами, вулканотерригенными песчаниками с прослоями кремней и известняков, редкими линзами гравелитов и конгломератов), пронизанными силлами и дайками долеритов.

Восточнее наблюдается система подобных структур, в которых, наряду с известняками, алевролитами и кремнями, большую роль играют потоки базальтов и их вулканокластические шлейфы, а также многочисленные силлы и дайки долеритов и габбро-долеритов ивдельского комплекса. Базальты и долериты по геохимическим особенностям близки к магматическим образованиям структур растяжения на активных континентальных окраинах. Возможно, формирование грабеновых структур происходило в обстановке скольжения (в сдвиговой обстановке). В измененных известняках и вулканокластических породах локализованы магнетитовые руды.



**Рис. 12.** Палеогеографическая реконструкция (вне масштаба) для позднеэйфельско-раннеживетского времени (высотинский горизонт). Условные обозначения см. на рис. 4. Римские цифры соответствуют районам на рис. 1, 2 и колонкам на рис. 7.

В позднем девоне ранее существовавшая зональность карбонатный шельф—островная дуга восстанавливается. Верхнеживетско-нижнефранские известняки шегультанской свиты сохранились в западной части площади в виде небольшого фрагмента в пределах Северотошемско-Тальгийского грабена, а значительно восточнее распространена вулканогенно-осадочная лимкинская свита такого же возраста, сложенная алевролитами, песчаниками, известняками, гравелитами, конгломератами, кремнями с прослоями и линзами вулканитов непрерывно-дифференцированной базальт-риолитовой формации, их туфами и тефродами. В исследуемом районе среди вулканитов лимкинской свиты преобладают кислые и средние породы — андезиты, дациты и риолиты, которые по составу сходны с образованиями зрелых островных дуг и активных континентальных окраин.

На рубеже франского и фаменского веков произошло приращение восточно-уральских структур (включая Тагильскую мегазону) к окраине Восточно-Европейского палеоконтинента и формирование активной континентальной окраины (Петров и др., 2008; Пучков, 2010). Позднедевонские известняки, глинистые и кремнистые сланцы кедровской свиты и терригенные породы раннекаменноугольной маньинской свиты сохранились только в северной части Северотошемско-Тальгийского грабена; вероятно, они фиксируют существование остаточных мелководных бассейнов на континентальной окраине.

## ВЫВОДЫ

В результате проведенных исследований установлено, что девонские стратоны Тагильской мегазоны на Северном Урале формировались в трех крупных палеообстановках: в пределах шельфа цепочки островов — реликтов отмершей силурий-

ской островной дуги, междуугового прогиба и активной вулканической островной дуги. Положение границ перечисленных структур менялось во времени, но общий характер зональности сохранялся вплоть до живетского века.

В живете на рассматриваемой территории была образована система грабенов, что сопровождалось своеобразным магматизмом, имевшим в том числе глубинные мантийные источники. Возможно, локальные структуры растяжения сформировались на фоне региональных сдвиговых структур, следы которых еще предстоит выявить.

В позднеживетско-франское время зональность шельф невулканической островной дуги—междууговой прогиб—активная островная дуга была вновь восстановлена, а в начале фаменского века история островодужной системы завершается аккрецией последней к окраине Восточно-Европейского континента.

По геохимическим особенностям — обогащению элементами с большим ионным радиусом (Sr, K, Rb, Ba и Th) и обеднению Ta, Nb, Zr, Hf, Ti, Y и Yb — пражские и эмские вулканические породы сходны с магматическими образованиями островных дуг. Базальты живетской высотинской свиты близки по составу к океаническим вулканитам; для интерпретации условий формирования первых привлекается модель разрыва субдуцируемой плиты, образования “мантийных окон” и подтока глубинного мантийного вещества.

Франские вулканиты имеют преимущественно средний и кислый состав, по геохимическим характеристикам они близки к магматическим образованиям активной континентальной окраины, а преобладание в разрезе пирокластических и вулканотерригенных образований (туфов, тефроидов, туфопесчаников и др.), наряду с банковыми и слоистыми известняками, указывает на



формирование этого комплекса в условиях вулканических островов, разделенных морскими проливами.

Карбонатно-терригенные образования фаменского возраста, вероятно, фиксируют условия неглубоких морских бассейнов в тылу вновь образованной активной континентальной окраины, а раннекаменноугольные преимущественно терригенные угленосные толщи с потоками трапповых базальтов выполаняют прогибы, связанные с региональной обстановкой скольжения (Тевелев и др., 2005; Пучков, 2010).

**Благодарности.** Авторы выражают благодарность А.Б. Котову (ИГГД РАН), Д.Н. Ремизову и Т.Ю. Толмачевой (ВСЕГЕИ), М.Г. Леонову (ГИН РАН) за ценные замечания, способствовавшие улучшению содержания статьи.

**Источники финансирования.** Исследование выполнено частично в рамках темы АААА-А18-118053090044-1 государственного задания ИГГ УрО РАН.

## СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

- Анфимов А.Л., Сорока Е.И.* Литолого-фациальные особенности бёмитсодержащих известняков надрудной толщи Североуральского бокситового рудника // Литология и полезные ископаемые. 2015. № 3. С. 228–235.
- Бокситоносные комплексы Урала. Л.: Недра, 1987. 229 с.
- Бороздина Г.Н., Иванов К.С., Богоявленская В.М.* Стратиграфия вулканогенных и вулканогенно-осадочных отложений Салатимской и Тагильской зон Урала. Екатеринбург: Изд-во УрО РАН, 2010. 152 с.
- Государственная геологическая карта СССР масштаба 1 : 200000. Издание первое. Серия Среднеуральская. Лист Р-41-XXV (Ивдель). Объяснительная записка. Свердловск: Мингео СССР, ПГО “Уралгеология”, Уральская геологосъемочная экспедиция, 1989. 227 с.
- Государственная геологическая карта Российской Федерации. Масштаб 1 : 1000000 (третье поколение). Серия Уральская. Лист О-41 – Екатеринбург. Объяснительная записка. Гл. научн. ред. Жданов А.В. СПб.: Картфабрика ВСЕГЕИ, 2011. 492 с.
- Государственная геологическая карта Российской Федерации масштаба 1 : 200000. Издание второе. Серия Средне-Уральская. Лист Р-40-XXX (Тохта). Объяснительная записка. Научн. ред. Жданов А.В. СПб.: Картфабрика ВСЕГЕИ, 2016. 371 с.
- Десятниченко Л.И., Фадеева И.Ф., Смирнов В.Н., Медведева Т.Ю., Бороздина Г.Н.* Позднеордовикско-силурийские вулканические комплексы Тагильской зоны (восточный склон Среднего Урала): вещественный состав, возраст, уточненная схема расчленения // Литосфера. 2005. № 2. С. 68–96.
- Ерошевская Р.И.* Закономерности расположения бокситоносных отложений девона и перспективы поисков бокситов на севере восточного склона Урала // Геологическое строение и полезные ископаемые западных районов СССР. Л.: Недра, 1979. С. 74–94.
- Жданов А.В.* Легенда Уральской серии листов Госгеолкарты-1000/3 (актуализированная версия). СПб.: ВСЕГЕИ, 2009. 380 с.
- Косарев А.М., Пучков В.Н., Серавкин И.Б.* Петролого-геохимические особенности среднедевонско-раннекаменноугольных островодужных и коллизионных вулканитов Магнитогорской зоны в геодинамическом контексте // Литосфера. 2006. № 1. С. 3–21.
- Мартынов Ю.А., Голозубов В.В., Ханчук А.И.* Мантийный диапиризм в зонах конвергенции литосферных плит (Японское море) // Геология и геофизика. 2016. Т. 57. № 5. С. 947–961
- Наркисова В.В.* Петрохимия позднеордовикских–раннедевонских базальтоидов южной части Тагильской зоны Среднего Урала (по данным Уральской сверхглубокой скважины и околоскважинного пространства). Автореф. дисс. ... канд. геол.-мин. наук. М.: МГУ, 2005. 23 с.
- Пейве А.В.* Тектоника Североуральского бокситового пояса. М: Изд-во Московского общества испытателей природы, 1947. 207 с.
- Петров Г.А., Пучков В.Н.* Главный Уральский разлом на Северном Урале // Геотектоника. 1994. № 1. С. 25–37.
- 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.
- Петров Г.А., Ронкин Ю.Л., Маслов А.В., Свяжина И.А., Рыбалка А.В., Лепихина О.П.* Время начала коллизии на Среднем и Северном Урале // Докл. АН. 2008. Т. 422. № 3. С. 365–370.
- Плечов П.Ю.* Множественность источников островодужных магм и динамика их взаимодействия. Автореф. дисс. ... докт. геол.-мин. наук. М.: МГУ, 2008. 43 с.
- Пучков В.Н.* Палеогеодинамика Южного и Среднего Урала. Уфа: Даурия, 2000. 146 с.
- Пучков В.Н.* Геология Урала и Приуралья (актуальные вопросы стратиграфии, тектоники, геодинамики и металлогении). Уфа: ДизайнПолиграфСервис, 2010. 280 с.
- Стратиграфический кодекс России. Издание третье, исправленное и дополненное. СПб.: ВСЕГЕИ, 2019. 96 с.
- Тевелев А.В., Дегтярев К.Е., Тихомиров П.Л., Кошелева И.А., Косарев А.М., Мосейчук В.М., Правикова Н.В., Сурин Т.Н.* Геодинамические обстановки формирования каменноугольных вулканических комплексов Южного Урала и Зауралья // Очерки по региональной тектонике. Т. 1. Южный Урал. М.: Наука, 2005. С. 213–247.
- Унифицированные корреляционные стратиграфические схемы Урала (докембрий, палеозой). Екатеринбург: Межведомственный стратиграфический комитет России, 1993. 151 схема.
- Фролова Т.И., Бурикова И.А.* Магматические формации современных геодинамических обстановок. М.: Изд-во МГУ, 1997. 320 с.
- Язева Р.Г., Бочкарев В.В.* Постколлизионный девонский магматизм Северного Урала // Геотектоника. 1993. № 4. С. 56–65.
- Язева Р.Г., Бочкарев В.В.* Силурийская островная дуга Урала: структура, развитие, геодинамика // Геотектоника. 1995. № 6. С. 32–44.

*Barberi F., Ferrara G., Santacroce R., Treuil M., Varet J.* A transitional basalt-pantellerite sequence of fractional crystallization, the Boina centre (Afar rift, Ethiopia) // *J. Petrol.* 1975. № 16. P. 22–56.

*Becker R.T., Gradstein F.M., Hammer O.* The Devonian Period // *The Geologic Time Scale 2012*. Eds. Gradstein F.M., Ogg J.G., Schmitz M.D. Elsevier, 2012. P. 559–601.

*Pearce J.A., Harris N.B.W., Tindle A.G.* Trace element discrimination diagrams for the tectonic interpretation of granitic rocks // *J. Petrol.* 1984. V. 25. P. 956–983.

*Sun S.S., McDonough W.F.* Chemical and isotopic systematics of oceanic basalts: implications for the mantle composition and processes // *Magmatism in the oceanic basins*. Eds. Saunders A.D., Norry M.J. Geol. Soc. London. Spec. Publ. 1989. P. 313–345.

*Taylor S.R., McLennan S.M.* The continental crust; its composition and evolution. Cambridge: Blackwell, 1985. 312 p.

*Рецензенты А.Б. Котов,  
Д.Н. Ремизов, Т.Ю. Толмачева*

## **Stratigraphy and Environments for Forming of the Devonian Strata of the Tagil Megazone in the Northern Urals**

**G. A. Petrov<sup>a, #</sup>, N. I. Tristan<sup>b</sup>, G. N. Borozdina<sup>b</sup>, and A. V. Maslov<sup>a</sup>**

<sup>a</sup>*Zavaritsky Institute of Geology and Geochemistry, Uralian branch of RAS, Yekaterinburg, Russia*

<sup>b</sup>*Uralian Geological Survey Expedition, Yekaterinburg, Russia*

<sup>#</sup>*e-mail: Georg\_Petrov@mail.ru*

The Devonian strata of the Tagil megazone on the eastern slope of the Northern Urals were studied. It is established that Devonian sedimentary and volcanogenic formations were formed within three palaeo-environments: the shelf of the extinct Silurian island arc, the inter-arc trough and the active volcanic island arc. The volcanites are close to the rocks of modern island arcs in composition. This zoning was disrupted during the Givetian age by the formation of grabens and the effusion of basalts with intraplate geochemical characteristics. At the end of the Givetian and at the beginning of the Frasnian, the volcanic activity of the island arc was renewed, and in the end of the Frasnian—early Famennian time evolution of the island arc was completed in connection with the latest accretion to the continental margin.

*Keywords:* Northern Urals, Tagil Megazone, Devonian, environments of sedimentation