

УДК 551.242.22(734.5)

ОБСТАНОВКА ФОРМИРОВАНИЯ НИЖНЕКАМЕННОУГОЛЬНЫХ ВУЛКАНОГЕННО-ТЕРРИГЕННЫХ ТОЛЩ ВОСТОЧНОГО СКЛОНА СРЕДНЕГО И СЕВЕРНОГО УРАЛА

© 2024 г. Г. А. Петров*, член-корреспондент РАН А. В. Маслов

Поступило 15.01.2024 г.

После доработки 04.03.2024 г.

Принято к публикации 18.03.2024 г.

Исследованы нижнекаменноугольные вулканогенно-терригенные толщи на восточном склоне Среднего и Северного Урала. Показано, что эти образования приурочены к зонам региональных сдвигов и формировались в обстановках трансенсии. Геохимические параметры вулканитов обнаруживают сходство с магматическими породами как надсубдукционных, так и внутриплитных обстановок, что не противоречит представлениям об образовании их в тылу активной континентальной окраины.

Ключевые слова: нижний карбон, вулканогенно-терригенные толщи, Средний Урал, Северный Урал, стратиграфия, тектоника, магматизм

DOI: 10.31857/S2686739724070043

Изучение состава и особенностей залегания каменноугольных образований на восточном склоне Урала имеет важное значение для реконструкции палеозойской геологической истории Уральского складчато-надвигового пояса. Практически все исследователи ([5, 10] и др.) единодушны в том, что в позднедевонское время островодужный магматизм в Магнитогорской, Тагильской и Восточно-Уральской структурно-формационных мегазонах (рис. 1 а) прекратился, и произошло “запечатывание” зоны субдукции вследствие аккреции восточно-уральских блоков к окраине Балтики (Лавруссии). Также нет существенных разногласий в определении времени старта “жесткой коллизии” (начало среднего карбона). Раннекаменноугольная же история Уральского складчато-надвигового пояса является предметом дискуссий. Так, Л.П. Зоненшайн с соавторами [5] предполагали перескок зоны субдукции на восток (в современных координатах) в конце девона — начале карбона, и погружение последней под Казахстанский микроконтинент. В.Н. Пучков ([10] и др.), напротив, считает, что Зауральская зона субдукции обладала западным падением, и в раннем карбоне аккретированные восточно-уральские

блоки входили в состав активной континентальной окраины. Для получения определённости в данном вопросе, нами выполнено исследование состава и структурной позиции нижнекаменноугольных толщ восточного склона Северного и Среднего Урала, а также геохимических параметров вулканитов из этих толщ. Данная работа дополняет результаты ранее выполненных исследований [8, 9].

Нижнекаменноугольные существенно терригенные толщи распространены на восточном склоне Среднего и Северного Урала в составе Тагильской и Восточно-Уральской структурно-формационных мегазон, где слагают узкие (до 10 км шириной), тектонические пластины протяжённостью до нескольких десятков километров. В некоторых из этих структур присутствуют вулканиты (базальты на Северном Урале, базальты и риолиты на Среднем Урале), прослои известняков и каменного угля; упомянутые структуры обнаруживают пространственную связь с крупными разрывными нарушениями.

Можно выделить три структурные позиции размещения терригенных последовательностей нижнего карбона: 1) в осевой части Соcьвинско-Лозьвинского грабена [9] в пределах Тагильской мегазоны (I на рис. 1); и в зонах региональных разломов Восточно-Уральской мегазоны: 2) Мурзинского (II на рис. 1) и 3) Алапаевско-Челябинского (III на рис. 1). Схема

Институт геологии и геохимии им. акад. А.Н. Заварицкого
Уральского отделения Российской Академии наук,
Екатеринбург, Россия

*E-mail: Georg_Petrov@mail.ru

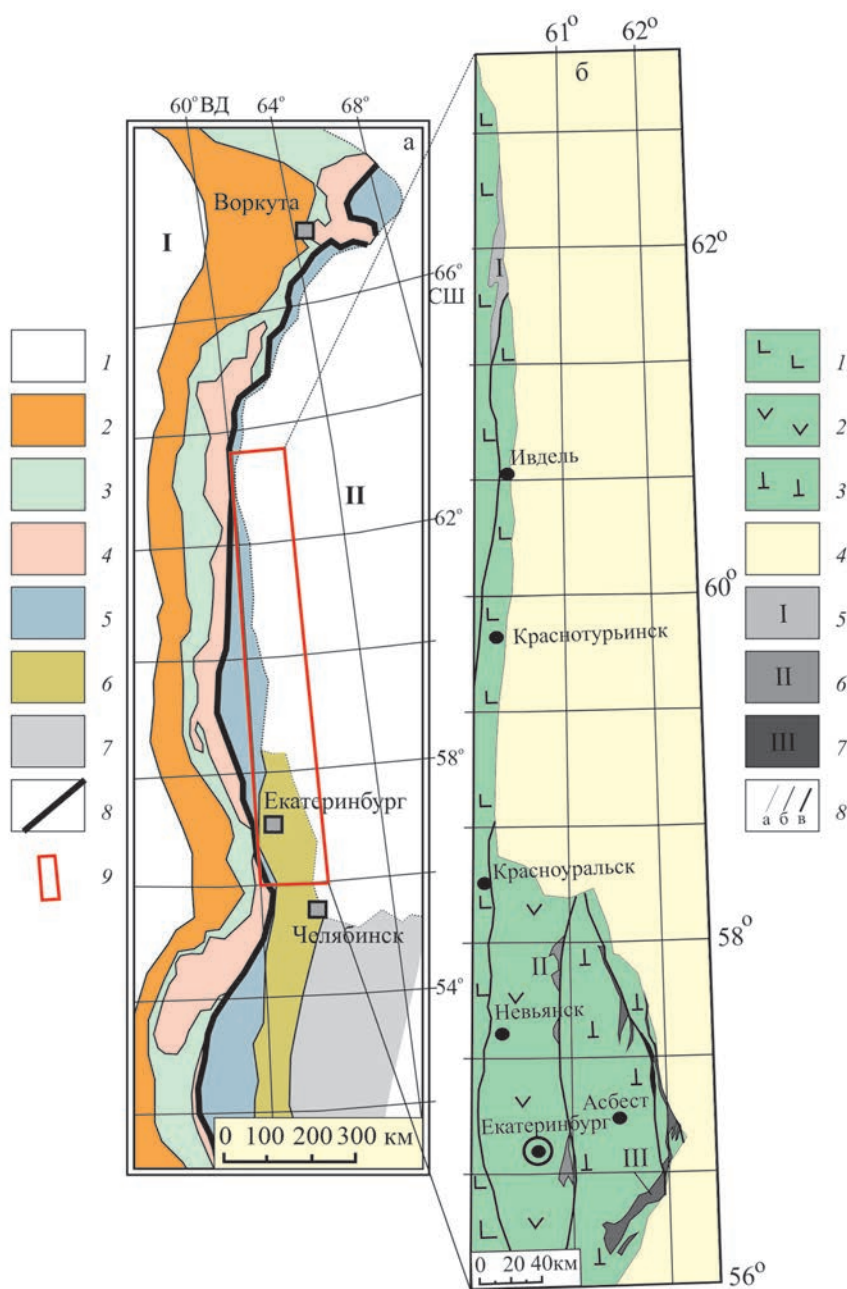


Рис. 1. Расположение главных структур Урала (а) и схематическая геологическая карта района распространения нижнекаменноугольных толщ на восточном склоне Среднего и Северного Урала (б). а: 1 – осадочный чехол платформ: Восточно-Европейской (I) и Западно-Сибирской (II); 2–4 – палеоконтинентальный сектор Урала: 2 – Предуральный краевой прогиб, 3 – Западно-Уральская мегазона (палеозойские комплексы пассивной континентальной окраины и континентального склона), 4 – Центрально-Уральская мегазона (докембрийские образования); 5–7 – палеоокеанический сектор Урала: 5 – Магнитогорская, Тагильская и Войкаро-Щучинская мегазоны (палеозойские преимущественно островодужные образования), 6 – Восточно-Уральская мегазона, 7 – Зауральская мегазона (палеозойские и докембрийские комплексы); 8 – Главный Уральский разлом; 9 – исследуемый район; б: 1 – позднеордовикско-девонские островодужные комплексы Тагильской мегазоны; 2–3 – Восточно-Уральская структурно-формационная мегазона (районирование по [4]), 2 – Верхотурско-Новооренбургская структурно-формационная зона (СФЗ), 3 – Алапаевско-Адамовская СФЗ; 4 – мезозойско-кайнозойские толщи чехла Западно-Сибирской платформы; 5–7 – нижнекаменноугольные образования: 5 – косыинская и медногорская свиты, апсинская и песчано-известняковая толщи; 6 – арамильская, кореловская, терригенно-карбонатная и карбонатно-терригенная толщи; 7 – известняковая толща, бекленищевская, исетская и щербаковская свиты; 8 – интрузивные и стратиграфические границы (а), взбросы и надвиги (б), разрывные нарушения со сложной и неустановленной кинематикой (в).

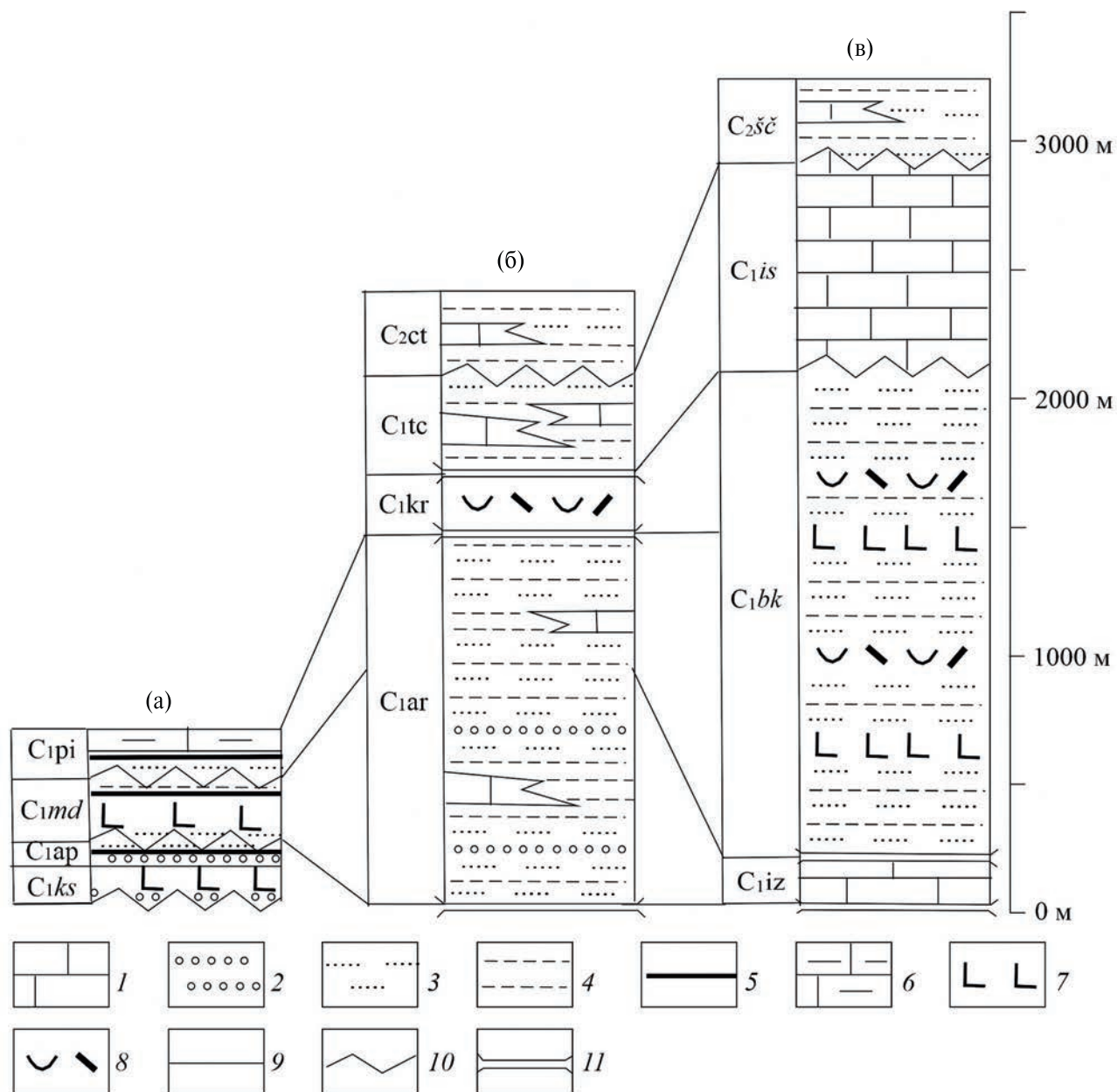


Рис. 2. Литолого-стратиграфические колонки нижнекаменноугольных толщ из разных структур восточного склона Среднего и Северного Урала: (а) – Сосьвинско-Лозьвинского грабена в пределах Тагильской мегазоны (I на рис. 1); б и в – в зонах региональных разломов Восточно-Уральской мегазоны: (б) – Мурзинского (II на рис. 1), (в) – Алапаевско-Челябинского (III на рис. 1). Индексы стратонтов расшифрованы в тексте. 1 – известняки; 2 – конгломераты и гравелиты; 3 – песчаники; 4 – алевролиты, аргиллиты и глинистые сланцы; 5 – каменные угли; 6 – глинистые известняки и мергели; 7 – базальты и андезибазальты; 8 – риолиты, дациты и их туфы; 9 – стратиграфические границы; 10 – несогласия; 11 – тектонические границы.

корреляции нижнекаменноугольных образований приведена на рис. 2.

Каменноугольные образования Сосьвинско-Лозьвинского девонско-каменноугольного грабена [9] представлены турнейскими *косынской* свитой (C_{1ks}), *апсинской* толщей (C_{1ar}) и

медногорской свитой (C_{1md}), а также верхнетурнейско-нижневизейской *песчано-известняковой* толщей (C_{1pi}) (рис. 2). Восточная часть грабена перекрыта мезозойско-кайнозойскими толщами. В составе *косынской* свиты известны песчаники граувакковые, туфопесчаники, туфоалевролиты, аргиллиты, кремнистые и

кремнисто-глинистые сланцы, базальты, туфы, известняки, конгломераты, песчаники. Базальты обычно миндалекаменные с миндалинами, vyplненными пумпеллеитом, халцедоном. Структуры афировая, порфировая, серийно порфи- ровая, вкрапленники представлены оливином, плагиоклазом, реже пироксеном. Оливин обыч- но замещён боулингом, иногда с хлоритом или пумпеллиитом. Структура основной массы ин- терсертальная, пилотакситовая, гиалопилито- вая. Раннетурнейский возраст косьинской свиты обоснован находками брахиопод, фораминифер и конодонтов [1]; мощность свиты 100–230 м. *Апсинская толща*, согласно залегающая на поро- дах косьинской свиты, включает пестроцветные конгломераты, полимиктовые песчаники, алевролиты, аргиллиты, прослой углей, туфы и туфо- конгломераты базальтового состава, реже — ба- зальты, глинисто-кремнистые сланцы, известня- ки. В прослоях известняков среди терригенных пород также установлены турнейские фораминиферы, толща имеет мощность до 150 м [1]. Вещественный состав *медногорской свиты*, с несогласием залегающей на породах косьинской свиты и апсинской толщи, отличается от зале- гающих ниже образований резким увеличением доли вулканогенных пород, среди которых зна- чительную роль играют оливиновые базальты. В меньших объёмах распространены андезиба- зальты, андезиты, монтмориллонитизирован- ные туфы, прослой пестроцветных алевролитов (в том числе кремнистых) и песчаников, извест- няков, глинистых сланцев; в нижней части сви- ты присутствуют полимиктовые конгломераты. Свита отличается заметной фациальной измен- чивостью. В окремнённых известняках и мергелях медногорской свиты присутствуют турней- ские брахиоподы, фораминиферы, кораллы [1]; мощность свиты — 270 м. В составе *песчанико- во-известняковой толщи* известны полимикто- вые песчаники, аргиллиты, мергели, известняки, сланцы известково-глинистые, в нижней части глинистые известняки, известковистые аргилли- ты и песчаники, тонкие прослойки угля. Позд- нетурнейско-ранневизейский возраст толщи обоснован находками фораминифер, мощность её до 400 м [1].

В пределах Верхотурско-Новооренбургской СФЗ, в зоне Мурзинского разлома (II на рис. 1) расположены линзовидные и треугольные в плане тектонические блоки и пластины, сложенные визейской *арамильской* толщей (C_{1ar}) [15]. В её разрезах принимают участие песчаники, гравелиты, конгломераты, алевролиты, кремни- стые, углисто-кремнистые и глинистые сланцы,

яшмоиды и известняки (рис. 2). Перечисленные породы образуют ритмично-слоистую последо- вательность. Основную часть разреза толщи сла- гают породы алевроитовой и псаммитовой, реже псефитовой размерности. Обломочный матери- ал представлен кристаллокластами альбита, оли- гоклаза, андезина, кварца, иногда эпидота, в бо- лее грубых разностях — литокластами известня- ков, алевролитов, кварцитов, плагиогранитов, базальтов, кварц-карбонатных и кварц-хлори- товых пород; разности с хорошо отсортирован- ным и окатанным материалом редки [15]. Воз- раст толщи определён на основании находок ви- зейских фораминифер [15]; мощность её 1500 м. В некоторых пластинах образования арамиль- ской толщи перекрыты туфами (игнимбритами) риолитов, трахириолитов и дацитов, объеди- няемыми в *кореловскую* толщу (C_{1kr}), мощностью порядка 400 м. Вулканогенные породы часто ге- матитизированы, имеют шлаковидную текстуру. По химическому составу они принадлежат из- вестково-щелочной калиево-натриевой серии с нормальной или повышенной щёлочностью и высокой глинозёмистостью. При этом выделя- ются породы нормальной щёлочности (риоли- ты с содержанием Na_2O 4.2–4.8 мас. %) и уме- ренно-щелочные (трахириолиты, трахидаци- ты, трахиты с содержанием Na_2O до 9.1 мас. % при Na_2O/K_2O равном 0.3–1.6). Выше залегают верхневизейские известняки, песчаники и алевролиты, слагающие разрез *терригенно-карбо- натной* толщи (C_{1tc}), имеющей мощность 700 м. В составе песчаников присутствуют слабо ока- танные, реже угловатые обломки, размером от 0.1 до 1.5 мм, представленные алевролитами, фтанитами, туфами кислого состава, базальта- ми, плагиогранитами, осколками кристаллов кварца и плагиоклаза (альбит-олигоклаз, анде- зин). В строении *карбонатно-терригенной* тол- щи (C_{2st}) участвуют пестроцветные и вишнёво- красные песчаники с прослоями известняков, алевролитов, гравелитов и конгломератов. Кон- гломераты и гравелиты характеризуются присут- ствием в базальном алевропелитовом цементе обломков пород, различных по размерам, степе- ни окатанности и составу: кремнистых сланцев, туфопесчаников, долеритов, габбро, серпенти- нитов, кварц-эпидотовых пород и известняков. В прослоях известняков обнаружена фауна бра- хиопод среднего карбона; мощность толщи — до 700 м [15].

К наиболее древним каменноугольным об- разованиям в составе Алапаевско-Адамов- ской СФЗ принадлежит *известняковая* толща (C_{1iz}) мощностью до 200 м, имеющая весьма

ограниченное распространение [6]. В состав толщи входят битуминозные глинистые известняки; её позднеюрнейский возраст обоснован находками фораминифер. В зоне Алапаевско-Челябинского разлома и восточнее последнего (III на рис. 1) распространены тектонические пластины, сложенные туффитами, туфопесчаниками, туфоконгломератами и известняками визейской *бекленищевской* свиты (C_{1bk}) мощностью до 2000 м [6]. Свита представлена пёстрым фациальным комплексом осадочных и вулканогенно-осадочных пород морского генезиса, в состав которого входят глинистые, глинисто-известняковые и известковистые аргиллиты и алевропелитовые сланцы, часто углеродсодержащие, полимиктовые песчаники, туфы базальтового и дацитового составов, туффиты, известняки, туфопесчаники, туфоконгломераты, маломощные покровы базальтов, андезибазальтов, андезитов, дацитовые и риодацитовые кластолавы и лавы. По данным [6], соотношения с более древними и более поздними образованиями большей частью тектонические, но отмечено и несогласное налегание углеродистых терригенных пород бекленищевской свиты на фаменские известняки, а также несогласное с разрывом перекрытие её известняками исетской свиты нижнего карбона.

Восточнее, вблизи западной границы поля распространения мезозойско-кайнозойского чехла Западно-Сибирской платформы и под ним, известны *каменная*, *егоршинская* и *бурсунская* свиты, слагающие сложно построенные пакеты пластин и частично фациально замещающие образования бекленищевской свиты [6]. Каменная свита, с разрывом залегающая на девонских образованиях, представлена преимущественно тёмно-серыми и зеленовато-серыми аргиллитами и алевролитами с маломощными прослоями несортированных крупнозернистых песчаников. С перекрывающими отложениями егоршинской свиты она связана постепенным переходом. Мощность каменной свиты — 200 м. Егоршинская свита сложена тёмно-серыми до чёрных глинистыми, углисто-глинистыми и углистыми аргиллитами, алевролитами, серыми и тёмно-серыми песчаниками и конгломератами. Характерно обилие флористических остатков, наличие пластов угля мощностью до 12 м, быстрая смена фаций и исключительно сложное строение разрезов [6]. Мощность 350–500 м. Бурсунская свита залегает согласно на угленосных породах егоршинской свиты и представлена зеленовато-серыми грубообломочными песчаниками и конгломератами, иногда известковистыми. Мощность свиты 300–500 м. Выше

залегает поздневизейская *исетская* свита (C_{1is}), сложенная банковыми известняками, часто доломитизированными, и известняковыми брекчиями [6]. Мощность свиты варьирует от 300 до 1100 м. Разрез завершается континентальными пестроцветными аргиллитами, алевролитами, полимиктовыми песчаниками, гравелитами, реже конгломератами *щербаковской* свиты ($C_{2\check{c}}$) с прослоями мергелей и битуминозных известняков, содержащих фораминиферы и водоросли среднего карбона [6]; мощность щербаковской свиты 200–500 м.

Перечисленные выше существенно терригенные нижнекаменноугольные образования пространственно приурочены к зонам крупных разрывных нарушений. Так, Сосьвинско-Лозьвинский грабен (I на рис. 1) с востока ограничен Усть-Вижайским сдвиго-сбросом, имеющим, по данным геологосъемочных работ, крутое западное падение. Данное разрывное нарушение слабо изучено. Мурзинский разлом представляет сбросо-сдвиг с амплитудой горизонтальных перемещений не менее 6–10 км и вертикальной составляющей более 3.5 км [2, 6]. По сейсмическим данным ([17, 6] и др.), он имеет западное падение под углами 60–70°. Сопровождающая разлом зона смятия вмещает тектонические линзы серпентинитов и гранитоидов, зоны бластомилонитов и сложной приразломной складчатости. Динамометаморфизм в зоне смятия выражается в развитии катаклаза, милонитизации, рассланцевания и повышенной трещиноватости. Здесь же распространены серицит-кварцевые и гематит-кварцевые метасоматиты, а также зоны полимиктового серпентинитового меланжа мощностью до 1.5 км. Алапаевско-Челябинский разлом имеет сбросо-сдвиговую природу и крутое западное падение [2, 6]. Он маркирован зоной смятия и рассланцевания. В пределах указанной зоны широко проявлены дислокационный метаморфизм и гидротермальные изменения пород, присутствуют тектонические линзы серпентинитов, будинаж-структуры, рассланцевание, катаклаз и милонитизация, а также зоны серпентинитового меланжа. Структурные наблюдения в зонах разломов фиксируют как правосдвиговые, так и левосдвиговые перемещения [6]. При анализе геологической карты масштаба 1:1 000 000, упрощённая схема которой приведена на рис. 1, создается впечатление, что нижнекаменноугольные вулканогенно-терригенные толщи были сформированы в обстановке правосдвиговой трансформации. К таким признакам могут быть отнесены пространственная приуроченность к крупным сдвигам, характерная форма

Таблица 1. Представительные составы базальтов косьинской, медногорской и бекленищевской свит

Компонент	5011-1	5009	5012	7032	5008-4	7026	352	352-1	352-2
	1	2	3	4	5	6	7	8	9
SiO ₂	48.90	47.50	48.40	49.30	48.40	54.20	46.67	52.60	51.48
TiO ₂	2.59	1.17	1.21	2.17	1.83	1.22	0.92	0.78	0.81
Al ₂ O ₃	14.10	17.70	17.20	16.50	17.40	16.90	16.95	17.15	18.50
Fe ₂ O ₃	7.06	6.72	5.62	7.77	6.42	4.16	5.83	5.31	6.06
FeO	4.95	2.24	3.69	2.89	3.36	3.57	3.63	2.47	2.16
MnO	0.22	0.13	0.18	0.25	0.37	0.19	0.07	0.08	0.22
MgO	5.16	5.13	7.19	5.43	6.55	5.46	7.97	7.01	7.34
CaO	9.75	6.50	10.50	8.19	9.05	6.93	9.07	6.03	8.52
Na ₂ O	3.09	5.19	2.70	3.98	3.21	4.27	3.59	2.03	3.08
K ₂ O	0.57	1.15	0.42	0.63	0.68	1.37	2.03	4.22	1.43
P ₂ O ₅	0.31	0.26	0.36	0.73	0.31	0.19	0.30	0.20	0.31
п.п.п.	2.48	6.13	2.08	1.81	2.09	1.05	2.31	2.09	2.45
Сумма	100.00	100.00	99.90	100.00	100.00	99.90	100.00	100.01	100.20
Ni	25.70	116.00	183.00	67.40	123.00	82.90	41.54	24.50	24.38
Co	35.30	32.10	37.10	24.80	36.50	27.90	28.67	15.26	16.47
Cr	104.00	165.00	320.00	151.00	277.00	165.00	114.51	52.54	1373
V	290.00	166.00	215.00	213.00	248.00	166.00	141.62	87.24	34.81
Rb	6.41	24.50	2.76	4.99	7.58	24.50	14.59	10.86	15.00
Sr	303.00	383.00	776.00	498.00	461.00	383.00	467.34	328.90	402.87
Ba	119.00	293.00	234.00	458.00	173.00	293.00	217.95	213.34	219.48
Y	34.20	48.00	22.50	51.10	28.60	48.00	30.66	28.45	32.84
Zr	166.00	331.00	109.00	218.00	132.00	331.00	246.12	179.88	214.78
Nb	4.02	5.98	3.50	5.08	2.81	5.98	7.38	5.17	6.20
Ta	0.29	0.41	0.18	0.38	0.12	0.41	0.54	0.33	0.43
Hf	4.34	8.15	2.76	5.52	3.16	8.15	5.33	3.56	4.52
La	10.60	9.37	16.90	15.90	10.40	16.50	15.85	13.60	18.67
Ce	28.00	31.10	39.20	39.20	25.80	38.90	37.18	29.63	40.27
Pr	4.07	2.81	4.87	5.47	3.69	5.30	4.93	3.72	5.07
Nd	18.90	12.50	22.70	24.60	16.00	21.80	20.81	15.57	21.00
Sm	5.01	3.07	4.31	6.37	3.97	4.86	4.94	3.56	4.75
Eu	1.71	1.04	1.39	2.01	1.43	1.41	1.34	1.02	1.28
Gd	4.93	3.34	4.28	6.57	4.43	5.17	5.00	3.61	4.82
Tb	0.97	0.49	0.65	1.17	0.74	0.93	0.83	0.61	0.82
Dy	5.87	3.01	3.35	6.85	4.35	5.75	5.24	3.92	5.18
Ho	1.23	0.65	0.65	1.47	0.82	1.36	1.07	0.84	1.13
Er	3.58	1.81	1.71	4.14	2.41	3.87	3.25	2.40	3.18
Tm	0.56	0.29	0.28	0.60	0.43	0.72	0.47	0.36	0.48
Yb	3.43	1.52	1.62	3.59	2.19	4.07	3.06	2.32	3.17

Окончание таблицы 1

Lu	0.48	0.30	0.28	0.52	0.36	0.68	0.48	0.36	0.49
Pb	4.19	4.35	3.29	5.95	2.65	6.03	6.85	7.00	10.65
Th	1.54	3.87	2.61	2.78	1.62	3.87	2.39	1.63	1.97
U	0.55	1.18	0.90	0.71	0.31	1.18	1.15	0.64	1.12

Примечание. Петрогенные оксиды определены классическим химическим методом (FeO, п.п.п) и методом рентгено-спектрального флуоресцентного анализа на установке ARL9800; микроэлементы — методом ICP-MS на спектрометре Agilent 7900 в ЦЛ ВСЕГЕИ (г. Санкт-Петербург) по стандартной методике. Содержание петрогенных оксидов указано в мас. %, редких и рассеянных элементов — в мкг/г. 1–3 — базальты косьинской свиты; 4–6 — базальты и андезибазальты медногорской свиты; 7–9 — базальты бекленищевской свиты.

и ориентировка палеодепрессий по отношению к последним. Между тем, результаты палеомагнитных исследований [7, 11], показывают поворот Восточно-Европейского палеоконтинента (Лавруссии) против часовой стрелки в позднесилурийско-девонское время и по часовой стрелке — в среднем карбоне–перми. Можно предположить, что в раннем карбоне вращение Лавруссии против часовой стрелки ещё имело место, а это должно было привести к правосдвиговому проскальзыванию восточно-уральских блоков относительно континентальной окраины.

Геохимические характеристики нижнекаменноугольных вулканитов косьинской, медногорской и бекленищевской свит (табл. 1, рис. 3) позволяют сделать некоторые выводы об обстановке их формирования.

Базальты *косьинской свиты* [9] имеют нормальную щёлочность, для них характерны неравномерное содержание TiO_2 (1.17–2.59, в среднем 1.66 мас. %), а также Al_2O_3 (14.30–17.70, в среднем 16.40 мас. %), MgO (5.13–7.19, в среднем 5.83 мас. %) и K_2O (0.42–1.15, в среднем 0.71 мас. %). Содержание РЗЭ варьирует от 61.30 до 102.19 мкг/г, составляя в среднем 84.29 мкг/г, ЛРЗЭ/ТРЗЭ_{среднее} = 4.86 (3.24–6.97). Отношение Ni/Co _{среднее} = 3.11, среднее содержание Zr составляет 238.33 мкг/г (166.00–331.00 мкг/г), Nb _{среднее} = 5.03 мкг/г (4.02–5.98 мкг/г). На спайдер-диаграмме (рис. 3 а) графики вулканитов косьинской свиты демонстрируют обогащение элементами с большим ионным радиусом, отрицательные аномалии Ta и Nb и содержание высокозарядных элементов, близкое к E-MORB, или превышающее его. На диаграмме Th/Yb–Ta/Yb (рис. 3 б) точки составов пород ложатся в поля вулканитов островных дуг и активных континентальных окраин.

Вулканиты *медногорской свиты* представлены базальтами и андезибазальтами, относящимися к нормально- и умеренно-щелочным образованиям. Геохимические параметры их

указывают на сходство с базальтами косьинской свиты [9]. Для медногорских вулканитов характерны неравномерное содержание TiO_2 (1.22–2.17, в среднем 1.69 мас. %), умеренная глинозёмистость (Al_2O_3 16.50–17.40, в среднем 16.86 мас. %) и магнезиальность (MgO 3.65–6.55, в среднем 5.16 мас. %), довольно высокое содержание K_2O (0.62–2.12, в среднем 1.08 мас. %). Содержания РЗЭ в этих породах выше, чем в косьинских вулканитах (77.02–121.62, в среднем 103.06 мкг/г), ЛРЗЭ/ТРЗЭ_{среднее} = 4.17 (3.76–5.36). Отношение Ni/Co _{среднее} = 3.26, среднее содержание Zr составляет 212.60 мкг/г (132.00–331.00 мкг/г), Nb _{среднее} = 4.48 мкг/г (2.81–5.98 мкг/г). На спайдер-диаграмме (рис. 3 а) графики составов пород медногорской свиты близки к таковым для косьинской свиты, но отличаются более “глубоким” Ta–Nb-минимумом, а на диаграмме Th/Yb–Ta/Yb (рис. 3 б), точки составов вулканитов находятся в поле пород островных дуг.

Базальты *бекленищевской свиты* Среднего Урала имеют сходные составы, отличаясь несколько большим содержанием Ta и Nb и пониженным — Ti, Y и Yb. Диаграммы $\text{Fe}_2\text{O}_{3\text{общ}}-\text{TiO}_2 \times 10-\text{MgO}$ и La–Nb–Yb (рис. 3 в и г) для разделения магматических образований надсубдукционных конвергентных и трансформных обстановок показывают преимущественное расположение точек составов вулканитов в полях трансформных обстановок и в поле неопределённости. Следовательно, геохимические особенности вулканитов нижнего карбона могут отражать смешение в их составе вещества деплетированной верхней мантии, переработанной субдукционными флюидами, и вещества “обогащённого” глубинного мантийного источника.

Такая интерпретация не противоречит представлениям о формировании вулканогенных пород в структурах растяжения в тылу активной континентальной окраины. Особенности форм и ориентировки тектонических блоков и пластин вулканогенно-терригенных образований нижнего карбона восточного склона Среднего Урала, и

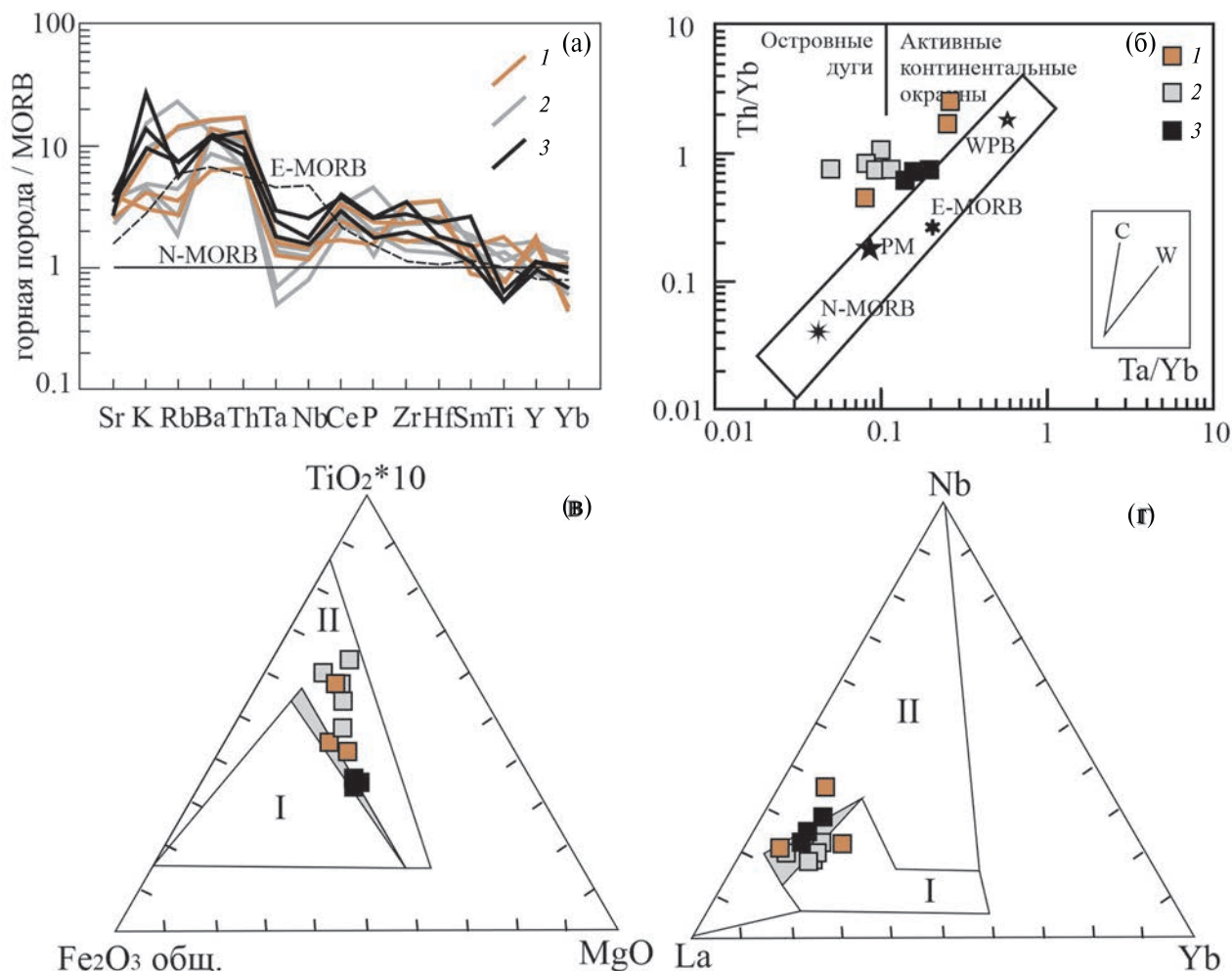


Рис. 3. Спайдер-диаграмма (а) и дискриминантные диаграммы (б–г) для нижнекаменноугольных вулканитов восточного склона Урала. Точки и графики составов базальтов: 1 – косынской свиты, 2 – медногорской свиты, 3 – белкенишевской свиты. Эталонные составы MORB (N-MORB) и E-MORB по [19]; б: диаграмма Ta/Yb–Th/Yb по [18]. Средние составы пород эталонных обстановок: N-MORB и E-MORB по [19], PM (примитивной мантии), по [20], WPB (базальтов внутриплитных обстановок) по [16]. Тренды составов магматических серий, обусловленные коровой контаминацией (С) и дифференциацией мантийных магм (W) по [14]; в, г: диаграммы $\text{Fe}_2\text{O}_{3\text{общ}}\text{--TiO}_2 \times 10\text{--MgO}$ и La–Nb–Yb для разделения магматических образований надсубдукционных конвергентных (I) и трансформных (II) обстановок по [3]. Серый фон – область неопределённости.

приуроченность последних к региональным разломам, могут свидетельствовать об образовании их в обстановке трансенсии в сдвиговых системах. К подобным выводам пришли ранее А.В. Тевелев с соавторами ([12] и др.), изучавшие нижнекаменноугольные вулканиты на Южном Урале. Синсдвиговые структуры растяжения в тыловых частях активных континентальных окраин, подобные охарактеризованным нами, имеют довольно широкое распространение; в частности, они описаны на западной периферии Тихого океана ([3, 13] и др.)

Таким образом, можно предположить, что обстановка скольжения в тылу “уральской”

активной континентальной окраины Лавруссии имела региональный характер, поскольку её проявления зафиксированы в структурах восточного склона Южного, Среднего и Северного Урала на протяжении не менее 1000 км.

ИСТОЧНИК ФИНАНСИРОВАНИЯ

Исследования проведены в соответствии с темой госзадания ИГГ УрО РАН (№ госрегистрации 123011800013-6).

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Государственная геологическая карта Российской Федерации. Масштаб 1:1 000 000 (третье поколение).

- Серия Уральская. Лист Р-41 — Ивдель. Объяснительная записка. СПб.: Картфабрика ВСЕГЕИ, 2007. 318 с.
2. Государственная геологическая карта Российской Федерации. Масштаб 1:1 000 000 (третье поколение). Серия Уральская. Лист О-41 — Екатеринбург. Объяснительная записка. СПб.: Картфабрика ВСЕГЕИ, 2011. 492 с.
 3. Гребенников А. В., Ханчук А. И. Геодинамика и магматизм трансформных окраин Тихоокеанского типа: основные теоретические аспекты и дискриминантные диаграммы // Тихоокеанская геология. 2021. Т. 40. № 1. С. 3–24.
 4. Жданов А. В. Легенда Уральской серии листов Госгеолкарты-1000/3 (актуализированная версия). СПб.: ВСЕГЕИ, 2009. 380 с.
 5. Зоненшайн Л. П., Кузьмин М. И., Натанов Л. М. Тектоника литосферных плит территории СССР. Кн. 1. М.: Недра, 1990. 328 с.
 6. Казаков И. И., Стороженко Е. В., Харитонов И. Н., Стефановский В. В. Государственная геологическая карта Российской Федерации масштаба 1 : 200 000 (издание второе). Серия Средне-Уральская. Лист О-41-XXVI (Асбест). Объяснительная записка. СПб.: Картфабрика ВСЕГЕИ, 2017. 284 с.
 7. Петров Г. А., Связжина И. А. Корреляция ордовикско-девонских событий на Уральской и Скандинавской окраинах Балтики: геологические и палеомагнитные данные // Литосфера. 2006. № 4. С. 23–39.
 8. Петров Г. А. Раннекаменноугольные палеобассейны на восточном склоне Среднего Урала: постановка проблемы интерпретации обстановки формирования и главные черты минерализации // Ежегодник-2009. Екатеринбург: ИГГ УрО РАН, 2010. С. 79–82.
 9. Петров Г. А., Маслов А. В. Сосьвинско-Лозьвинский грабен — структура растяжения в тылу активной континентальной окраины на восточном склоне Северного Урала // Докл. РАН. Науки о Земле. 2023. Т. 511. № 1. С. 12–18.
 10. Пучков В. Н. Палеогеодинамика Южного и Среднего Урала. Уфа: Гилем, 2000. 145 с.
 11. Связжина И. А., Петров Г. А., Слободчиков Е. А. Палеомагнетизм, тектоника и геодинамика палеозоя среднеуральского фрагмента Восточно-Уральской мегазоны // Литосфера. 2008. № 4. С. 22–34.
 12. 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.
 13. Филатова Н. И. Специфика магматизма окраино-континентальных и окраинно-морских бассейнов синсдвиговой природы, западная периферия Тихого океана // Петрология. 2008. Т. 16. № 5. С. 480–500.
 14. Фролова Т. И., Бурикова И. А. Магматические формации современных геодинамических обстановок. М.: Изд-во МГУ, 1997. 320 с.
 15. Южаков И. Г., Останин С. Ю., Генералов В. И., Топорков В. Я., Гладких А. В., Жиганов А. А. Государственная геологическая карта Российской Федерации. Масштаб 1:200 000. Издание второе. Серия Среднеуральская. Лист О-41-ХІХ. Объяснительная записка. М.: МФ ВСЕГЕИ, 2015. 345 с.
 16. 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. Petrology. 1975. V. 16. Part 1. P. 22–56.
 17. Friberg M., Petrov G. A. Structure of the Middle Urals, East of the Main Uralian Fault // J. Geol. 1998. V. 33. P. 37–48.
 18. Pearce J. A. Role of the sub-continental lithosphere in magma genesis at active continental margins // Continental Basalts and Mantle Xenoliths. Cambridge: Shiva Publishing Ltd., 1983. P. 230–249.
 19. 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. A.D. Saunders, M.J. Norry (Eds). Geol. Soc. London. Spec. Publ. 1989. V. 42. P. 313–345.
 20. Taylor S. R., McLennan S. M. The continental crust: its composition and evolution. Cambridge: Blackwell, 1985. 312 p.

THE ENVIRONMENT OF FORMING OF LOWER CARBONIFEROUS VOLCANOGENIC-TERRIGENOUS STRATA OF THE EASTERN SLOPE OF THE MIDDLE AND NORTHERN URALS

G. A. Petrov[#], Corresponding Member of the RAS A. V. Maslov

*Zavaritsky Institute of Geology and Geochemistry, Ural Branch of Russian Academy of Sciences,
Yekaterinburg, Russian Federation*

[#]E-mail: Georg_Petrov@mail.ru

The Lower Carboniferous volcanogenic-terrigenous strata on the eastern slope of the Middle and Northern Urals have been studied. It is shown that these formations are confined to the zones of regional strikeslips and were formed in the conditions of transtension. The geochemical parameters of volcanites show similarities with igneous rocks of both suprasubduction and intraplate environments, which does not contradict the ideas about their formation in the rear of the active continental margin.

Keywords: Lower Carboniferous, volcanogenic-terrigenous strata, Middle Urals, Northern Urals, stratigraphy, tectonics, magmatism