

ПЕРВЫЕ СЛЕДЫ РАЗРУШЕНИЯ ПОЗДНЕПАЛЕОЗОЙСКОГО АККРЕЦИОННОГО ОРОГЕНА НА ВОСТОЧНОМ СКЛОНЕ СРЕДНЕГО УРАЛА

© 2024 г. О. Ю. Мельничук

В работе результаты исследования шлифов песчаников верхнефранской кодинской свиты, обнажающейся в среднем сегменте Восточно-Уральской мегазоны, дополнены данными о геохимическом составе песчаников, а также аргиллитов указанной свиты с привлечением современных подходов к их интерпретации. Во-первых, показано, что во время накопления кодинской свиты на эрозионный срез были выведены блоки композитной коры – островодужные и спрединговые комплексы, а также континентальная кора. Во-вторых, песчаники кодинской свиты во многом близки по минеральному и геохимическому составу к разновозрастным образованиям Южного Урала, в частности к песчаникам бягодинской свиты, которая образовалась за счет разрушения кордильеры Уралтау. Иными словами, в кодинской свите отражены следы разрушения позднепалеозойского аккреционного орогена в рассматриваемой области. Полученные данные позволяют уточнить существующие оценки времени начала коллизии на Среднем Урале и предположить, что этот процесс начался не позднее ~371.8 млн лет назад (граница франа и фамена согласно современным представлениям). С одной стороны, этот интервал укладывается в датировки (367–372 млн лет), представленные другими авторами ранее, с другой стороны, не стоит забывать, что метаморфизм на границах террейнов, входящих в состав Уральского складчатого сооружения, в том числе высокобарический, вероятно, должен был предшествовать по времени образованию кодинской свиты, подобно тому как он предшествует образованию зилаирской серии на Южном Урале.

Ключевые слова: верхний девон, Средний Урал, песчаники, аргиллиты, геохимия, источники сноса, аккреционный ороген

ВВЕДЕНИЕ

Формирование аккреционного орогена в Палеоуральском океане в позднепалеозойское время тесно связано с историей существования Магнитогорской островной дуги, образование которой ассоциируется с заложением в пражско-эмское время новой зоны субдукции, существовавшей восточнее Тагильской островной дуги, путем перескока и, соответственно, полным (или частичным?) затуханием силурийско-девонских островодужных построек. Однако не исключено, что заложение новой дуги происходило также на цоколе потухшей силурийско-раннедевонской островодужной системы или, иными словами, Тагильская дуга была включена в виде террейна в Магнитогорскую [Пучков, 2000, 2010].

В фаменское время Магнитогорская дуга становилась зрелой, а в раннекаменноугольное – отмирала и разрушалась. Последнее явление связано с двухэтапной аккрецией Магнитогорского террейна к окраине Восточно-Европейского континента (ВЕК): во франское – фаменское время в области будущего Южного и частично Среднего Урала, в конце турнейского – визейское время – Приполярного и Полярного Урала [Пучков, 2010; см.

также ссылки в этой работе]. Предполагается [Пучков, 2010], что в позднедевонское время в южноуральскую часть зоны субдукции попал утоненный край континентальной окраины (ранний фран) и примерно в то же время начинаются наращивание аккреционного комплекса и поднятие его над уровнем моря, а затем и заклинивание зоны субдукции, а также слом слэба (турне). Поднятие аккреционного комплекса в этой области выразилось в формировании кордильеры Уралтау (с раннего франа примерно до границы D/C) с последующим ее размывом и накоплением, начиная с позднего франа, зилаирской серии. При этом в восточном типе разреза (преддуговой бассейн) граувакки последней не содержат обломки метаморфических пород, тогда как в западном (форланд между Уралтау и ВЕК) – наряду с обломками кислых, основных и средних вулканитов, кремней, граувакки вмещают обломки кварцитов и микрокварцитов, а также серпентинитов [Мизенс, 2002].

В районе Среднего и Северного Урала начало аккреции отмечено закрытием бассейна, существовавшего между Тагильским террейном и окраиной Восточно-Европейского континента, а также причленением к последнему других восточноуральских террейнов. Событие это датируется рубежом фран-

ского и фаменского века (367–372 млн лет [Петров и др., 2008]). Помимо завершения известково-щелочного островодужного вулканизма в качестве основных индикаторов начала аккреционных процессов на Среднем и Северном Урале в [Петров и др., 2008; Пучков, 2000] отмечены: метаморфизм на границах террейнов, входящих в состав Уральского складчатого сооружения, и формирование грубообломочных полимиктовых толщ молассового облика. Последние на восточном склоне Среднего Урала обнажаются в различных подзонах Алапаевско-Теченской зоны Восточно-Уральской мегазоны (рис. 1). Наиболее молодыми из них являются глинисто-кремнистая толща и кодинская свита.

РАЗРЕЗЫ ГЛИНИСТО-КРЕМНИСТОЙ ТОЛЩИ И КОДИНСКОЙ СВИТЫ

Глинисто-кремнистая толща с прослоями терригенных и карбонатных пород залегает в районе скалы Бороуха (в Режевской подзоне) согласно на породах маминской толщи (продукты вулканизма зрелой островной дуги) [Коровко и др., 2005; Смирнов, Коровко, 2007]. Возраст ее точно не установлен, мощность составляет порядка 600 м. Предполагается, что она сформировалась за счет размыва потухших силурийской (?) и ранне-среднедевонских вулканических построек в относительно глубоководных условиях в ходе так называемого авулканогенного периода [Государственная..., 2000; Смирнов, Коровко, 2007]. Породы кодинской свиты составляют большую часть Кодинского блока в Рефтинско-Каменской подзоне Алапаевско-Теченской зоны. Наиболее представительный разрез (мощностью порядка 950 м) обнажается на правом и левом берегах р. Исеть в окрестностях г. Каменск-Уральский, отдельные выходы наблюдаются также на берегах водохранилища в п. Синячиха и в карьерах неподалеку от с. Черемхово на левом берегу р. Каменки, выступы и гривки – по Кодинскому логу. Свита сложена песчаниками и аргиллитами, подчиненную роль играют псефитолитовые разности, алевролиты и карбонатные породы. Перечисленные отложения формировались в мелководно-морских и дельтовых обстановках [Мельничук, 2018б]. По находкам комплекса брахиопод кодинская свита относится [Наседкина, Зенкова, 1999; Мизенс, 2012] к верхнему франу. При этом все комплексы брахиопод, идентифицированные в карбонатной толще, на бугристой поверхности которой залегает кодинская свита, и в нижней половине свиты позволяют относить породы к верхней части губинского горизонта (= конодонтовые зоны Early rhenana для карбонатной толщи и нижних 6 пачек толщи I, а также Late rhenana–linguiformis для других пачек и толщ). Контакт с перекрывающими отложениями тектонический либо не обнажен [Наседкина, Зенкова, 1999].

Известно [Мельничук, Рянская, 2017], что песчаники кодинской свиты являются кварц-полевошпатовыми и полевошпатовыми граувакками (рис. 2а), в составе которых среди обломков пород (рис. 2б) широко развиты кислые, основные и средние вулканиды, намного реже встречаются интрузивные разности (граниты, гранодиориты, диориты), а также пегматиты и полностью хлоритизированные обломки вулканического стекла. При этом обломки метаморфических пород (кварциты, слюдяные сланцы) составляют не более 20% от общего количества обломков. Минеральный состав тонкозернистых пород установлен рентгеноструктурным и термическим методами [Мельничук, Рянская, 2017]. Это иллит-хлоритовые и хлорит-иллитовые разности, в которых либо отсутствуют смешанно-слоистые образования ряда иллит–сметит (ССО), либо содержатся в количестве от 30 до 50% от суммы глинистых минералов, реже более (рис. 2в). В малых количествах могут присутствовать каолинит и смектит. Подвергался изучению также геохимический состав песчаников и аргиллитов, но без привлечения современных методов определения петрофонда и палеотектонических условий образования, описанных, например, в работе [Маслов и др., 2020].

БАЗА ДАННЫХ

Для реконструкции источников сноса и палеотектонических обстановок формирования кодинской свиты в настоящей работе в дополнение к сведениям о минеральном составе песчаников использована база данных (табл. 1), включающая в себя концентрации порообразующих и малых элементов в составе граувакк (16 образцов), аргиллитов с разным содержанием алевритовой примеси (38 образцов). Большинство образцов было отобрано в ходе полевых исследований в 2014–2021 гг. при участии Г.А. Мизенса, С.А. Дуба и Л.В. Бадицы из разреза Кодинский на р. Исеть, начало которого обнажено в пригороде Каменска-Уральского (56°43'39" с.ш., 61°77'68" в.д.), а верхняя часть – неподалеку от с. Щербаково в примерно 5.2 км на ЗЮЗ (56°42'60" с.ш., 61°70'36" в.д.). Единичные образцы отобраны в карьере в с. Черемхово (примерно 7.3 км севернее начала разреза на р. Исеть, 56°49'91" с.ш., 61°78'47" в.д.), в бортах которого вскрыт маломощный фрагмент кодинской свиты. Геохимические исследования были выполнены в ЦКП “Геоаналитик” ИГГ УрО РАН на спектрометрах Shimadzu XRF-1800 и СРМ-35 (аналитики Н.П. Горбунова, Л.А. Татарина, Г.С. Неупокоева), квадрупольном масс-спектрометре ELAN-9000 (аналитики Д.В. Киселева, О.А. Березикова, Л.К. Дерюгина, Н.Н. Адамович и Н.В. Чердниченко).

Для кодинских граувакк следует отметить полное совпадение петротипов с хемотипами (рис. 3а)

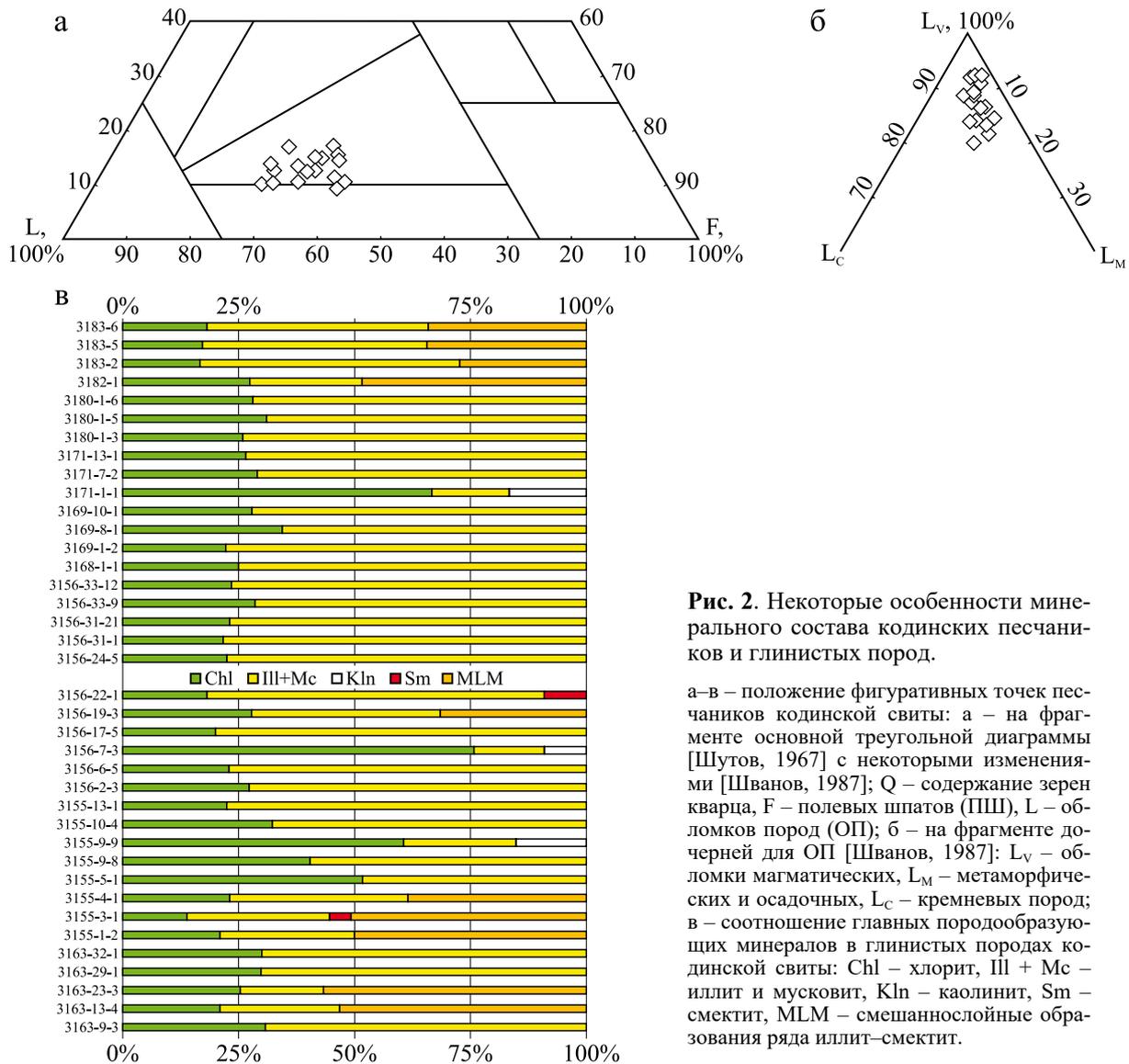


Рис. 2. Некоторые особенности минерального состава кодинских песчаников и глинистых пород.

а–в – положение фигуративных точек песчаников кодинской свиты: а – на фрагменте основной треугольной диаграммы [Шутов, 1967]; Q – содержание зерен кварца, F – полевых шпатов (ПШ), L – обломков пород (ОП); б – на фрагменте дочерней для ОП [Шванов, 1987]: L_v – обломки магматических, L_m – метаморфических и осадочных, L_c – кремневых пород; в – соотношение главных породообразующих минералов в глинистых породах кодинской свиты: Chl – хлорит, Ill + Mc – иллит и мусковит, Kln – каолинит, Sm – смектит, MLM – смешаннослойные образования ряда иллит–смектит.

при использовании диаграммы $\lg(\text{SiO}_2/\text{Al}_2\text{O}_3) - \lg((\text{Fe}_2\text{O}_3^{\text{T}} + \text{MgO})/\text{K}_2\text{O} + \text{Na}_2\text{O})$ [Мельничук, 2018а]. Аргиллиты кодинской свиты также отвечают глинистым породам по геохимическим критериям, предложенным в работах [Юдович, Кетрис, 2000; Юдович и др., 2020]: содержание $\text{SiO}_2 < 65-67$ мас. %, содержание $\text{Al}_2\text{O}_3 > 15$ мас. %, величина $\text{Na}_2\text{O}/\text{K}_2\text{O}$ (щелочной модуль) < 1 (или строже < 0.50) и гидролизатного модуля $(\text{Al}_2\text{O}_3 + \text{TiO}_2 + \text{Fe}_2\text{O}_3^{\text{T}} + \text{MnO}) > 0.30$. Перечисленные в предыдущем разделе петротипы аргиллитов попадают в соответствующие поля и на диаграмме НКМ–ФМ [Юдович, Кетрис, 2000] (рис. 3б). При этом есть все основания предполагать, что аргиллиты и песчаники сформировались из осадков первого цикла седиментации. Например, на диаграммах $\text{Zr}/\text{Sc} - \text{Th}/\text{Sc}$

¹ $\text{Fe}_2\text{O}_3^{\text{T}} = \text{Fe}_2\text{O}_3 + \text{FeO}_2$

[McLennan et al., 1993a, b] (рис. 3в) и Hf-La/Th [Floyd, Leveridge, 1987] (рис. 3г) фигуративные точки этих пород выстраиваются вдоль линии вариации источников сноса и попадают в область смешения продуктов дезинтеграции основного и кислого петрофона соответственно. Иными словами, геохимический состав исследуемых верхнефранских песчаников и аргиллитов полностью отражает минеральный и они являются образованиями первого цикла седиментации, что делает последующие геохимические реконструкции с использованием современных подходов более надежными.

РЕЗУЛЬТАТЫ И ИХ ОБСУЖДЕНИЕ

При рассмотрении граувакк в шлифах можно утверждать, что на палеоводосборах размывались массивы различных пород, в том числе

Таблица 1. Минимальные, максимальные и медианные концентрации породообразующих оксидов (мас. %) и малых элементов (г/т) в песчаниках и аргиллитах кодинской свиты

Параметр	Песчаники (n = 16)			Аргиллиты (n = 38)		
	Min	Max	Median	Min	Max	Median
SiO ₂	51.8	66.2	59.7	47.9	60.8	56.2
TiO ₂	0.47	0.95	0.83	0.72	1.07	0.94
Al ₂ O ₃	12.1	16.6	13.4	14.5	22.0	17.2
Fe ₂ O ₃ _{общ}	6.06	10.6	9.00	6.04	10.5	9.14
MnO	0.11	0.33	0.16	0.04	0.22	0.13
MgO	3.23	7.45	5.76	2.64	7.02	5.24
CaO	1.27	4.53	2.45	0.49	4.03	1.07
Na ₂ O	0.97	3.66	2.29	0.32	2.69	1.14
K ₂ O	0.28	2.39	0.85	1.07	4.32	2.33
P ₂ O ₅	0.11	0.18	0.14	0.10	0.30	0.14
П.п.п.	3.61	11.4	5.20	4.53	11.3	6.40
Li	9.95	67.5	14.7	11.9	123.3	46.9
Be	0.35	1.25	0.44	0.53	3.44	1.51
Sc	10.4	19.8	16.1	6.96	41.4	20.6
V	80.4	165.5	134.7	76.3	279.9	157.8
Cr	120.7	599.8	304.7	78.4	519.7	197.4
Co	21.9	38.9	28.6	7.19	57.1	31.4
Ni	85.8	260.5	228.1	48.9	345.7	204.0
Rb	11.1	64.2	28.7	4.19	162.8	64.2
Sr	98.1	493.8	209.7	20.1	448.9	94.7
Y	10.1	18.3	15.8	3.37	29.5	15.5
Zr	64.2	119.1	88.6	64.6	176.3	118.8
Nb	5.20	8.45	6.90	4.41	13.4	8.89
Cs	0.60	4.89	1.63	1.62	8.55	4.62
Ba	89.4	671.1	184.6	90.3	632.7	254.7
La	10.7	21.4	18.1	3.85	31.4	17.1
Ce	23.5	46.4	37.6	9.17	68.2	35.9
Pr	2.78	5.47	4.34	1.22	8.11	4.44
Nd	11.1	20.7	16.5	5.22	32.7	17.6
Sm	2.50	4.17	3.30	1.14	7.27	3.80
Eu	0.69	1.21	0.99	0.29	2.05	1.02
Gd	2.45	3.89	3.21	1.12	7.25	3.82
Tb	0.38	0.60	0.47	0.16	0.98	0.52
Dy	2.02	3.24	2.63	1.06	5.38	3.11
Ho	0.44	0.71	0.57	0.24	1.08	0.66
Er	1.14	1.88	1.55	0.77	3.26	1.93
Tm	0.18	0.30	0.23	0.12	0.47	0.28
Yb	1.07	1.82	1.47	0.85	3.12	1.92
Lu	0.17	0.29	0.23	0.13	0.48	0.28
Hf	1.75	3.01	2.25	2.25	5.09	3.37
Th	3.54	6.80	5.01	2.66	11.4	6.35
U	1.57	2.38	2.01	1.48	4.87	2.50

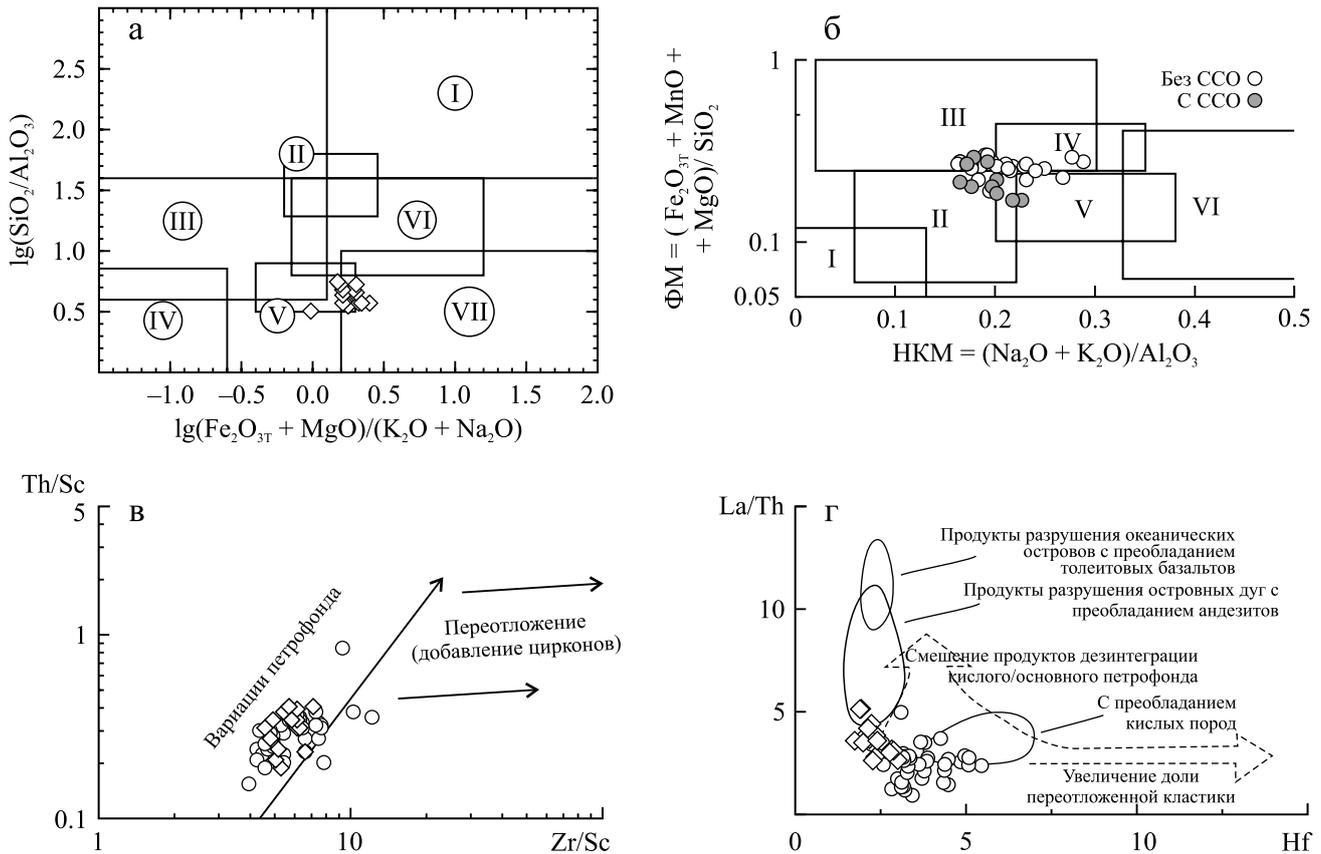


Рис. 3. Положение фигуративных точек кодинских песчаников и аргиллитов на диаграммах, предназначенных для выявления предполагаемого вещественного состава (а, б) и литогенной компоненты (в, г).

а – $\lg((\text{Fe}_2\text{O}_{3\text{т}} + \text{MgO})/(\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O})) - \lg(\text{SiO}_2/\text{Al}_2\text{O}_3)$ [Мельничук, 2018а]: песчаники: I – кварцевые, II – олигомиктовые, III – аркозовые, IV – полевошпатовые; V–VII – граувакки: V – полевошпатовые, VI – кварцевые, VII – собственно граувакки; б – составы тонкозернистых пород кодинской свиты, нанесенные на диаграмму НКМ–ФМ [Юдович, Кетрис, 2000] с некоторыми изменениями (пограничные значения полей приведены с использованием характерных величин): главные особенности состава: I – преобладает каолинит; II – преобладает монтмориллонит с подчиненным количеством каолинита и гидрослюда; III – доминирует хлорит, в виде примеси может присутствовать Fe-гидрослюда; IV – преимущественно гидрослюдистый состав, значительная примесь тонких обломков ПШ; V – стандартная трехкомпонентная система “хлорит + монтмориллонит + гидрослюда”; VI – гидрослюдистый с той или иной примесью тонкодисперсного ПШ. Кружки – тонкозернистые образования, ромбы – псаммитолиты, также см. пояснения в тексте.

магматические (базальты, андезиты, долериты, риолиты, граниты и пр.), кремневые толщи, а также в разной степени метаморфизованные образования (кварциты, сланцы). Диагностика разнородных источников сноса возможна и при интерпретации геохимического состава исследуемых песчаников и аргиллитов, однако с некоторыми дополнениями.

Во-первых, следует говорить о некотором вкладе ультраосновных пород в петрофонд. Так, на треугольной диаграмме V–Ni–Th $\times 10$ [Bracciali et al., 2007] точки составов находятся между полями основных и ультраосновных пород (ближе к первому), со смещением в сторону поля кислых пород (рис. 4а). Схожую картину (рис. 4б) можно наблюдать на диаграмме Th/Sc–Cr/Th [Condie, Wronkiewicz, 1990]: здесь часть составов проб отклоняется от линии “кислый петрофонд–основной

петрофонд” к линии “кислый петрофонд–ультраосновной петрофонд”.

Во-вторых, неоднородный состав петрофонда не позволяет уверенно предполагать тип источника сноса (будь то энсиматические или энсиалические дуги либо континентальная кора) и связывать формирование кодинской свиты с теми или иными тектоническими обстановками. Например, на дискриминантных диаграммах [Verma, Armstrong-Altrin, 2016], предназначенных для разделения пассивных и активных тектонических обстановок (см. рис. 4в, г), при использовании только содержаний петрогенных оксидов ($DF_{(A-P)M}$) фигуративные точки песчаников попадают в поле активных тектонических обстановок, тогда как при учете редких элементов ($DF_{(A-P)MT}$) они попадают в оба поля. При этом точки находятся в пределах доверительного интер-

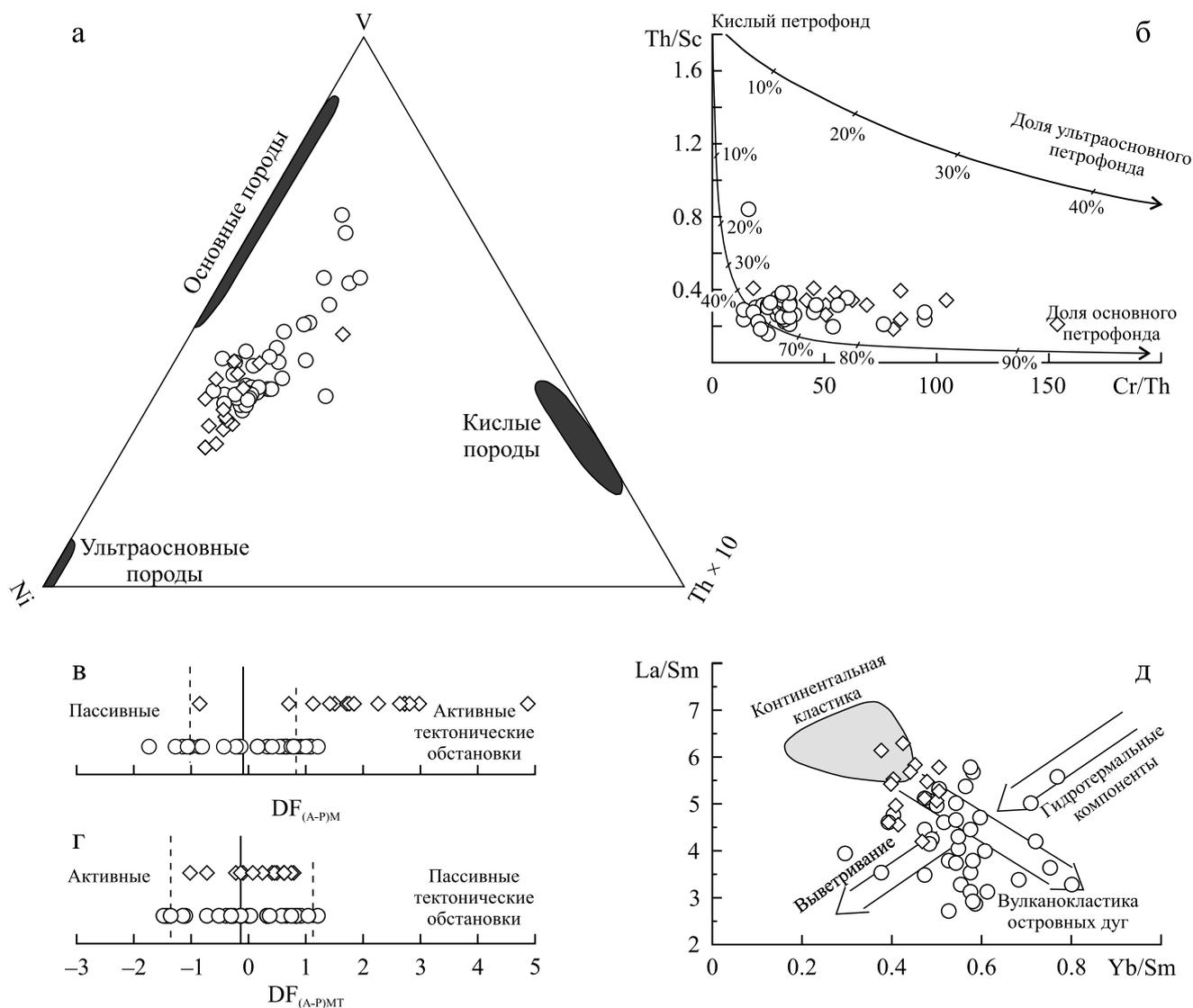


Рис. 4. Положение фигуративных точек кодинских песчаников и аргиллитов на диаграммах, предназначенных для реконструкции петрофонда и тектонических обстановок.

См. условные обозначения к рис. 3 и пояснения в тексте.

вала. Схожим образом, но на обеих диаграммах (см. рис. 4в, г) ведут себя составы аргиллитов и глинистых алевролитов. На диаграмме $Yb/Sm-La/Sm$ [Plank, Langmuir, 1998] (см. рис. 4д) большинство фигуративных точек изучаемых пород выстраивается вдоль линии тренда, характеризующей смешение продуктов дезинтеграции островных дуг и континентальной коры, и только некоторые из франкских и фаменских песчаников и фаменских аргиллитов и алевролитов попадают в поле континентальной кластита либо близки к нему.

В-третьих, песчаники кодинской свиты похожи на песчаники западного типа разреза Зилаирской серии (подробнее см. [Мельничук, Фазилахметов, 2017]), и роднит их не только петрографический

состав, но и геохимический облик. Они во многом схожи по распределению редких и рассеянных элементов, что можно наблюдать на примере верхнего горизонта верхнефранкской нижней подсвиты биягодинской свиты (рис. 5), обнажающейся в центральной части Западно-Магнитогорской зоны. В частности, для верхнефранкских песчаников характерны обогащение V, Sc, Cr, Co, Ni и обеднение Th, U, Zr, Hf и некоторыми другими элементами относительно среднего состава верхней континентальной коры (UCC [Rudnick, Gao, 2014]). В то же время кодинские и биягодинские граувакки отличаются по рассматриваемым спектрам от образований, возникших только за счет разрушения островодужных построек. Для последних, например, ти-

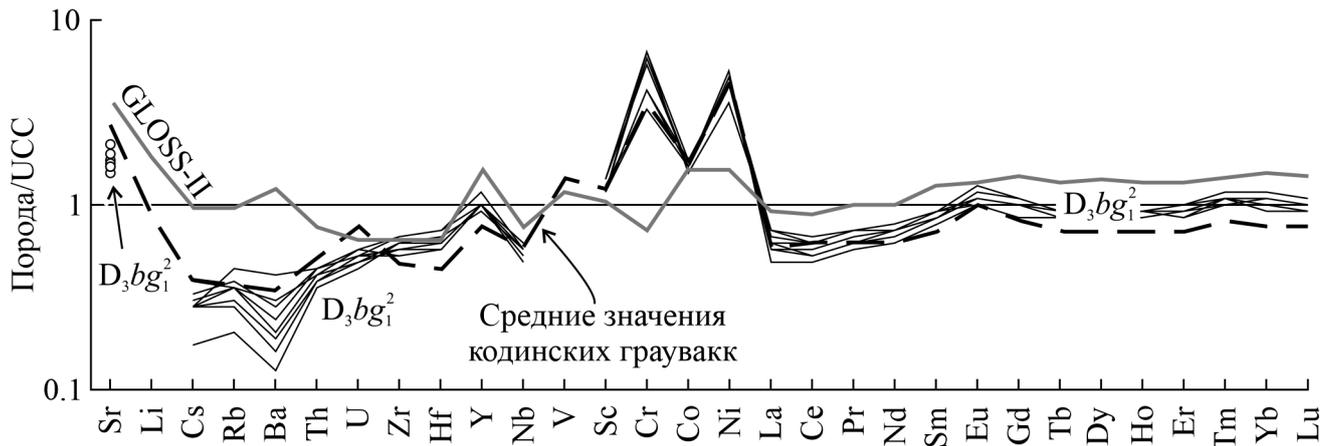


Рис. 5. Спектры распределения редких и рассеянных, в том числе редкоземельных, элементов в граувакках кодинской свиты и некоторых референтных объектах (песчаниках верхнего горизонта нижней подсвиты биягодинской свиты и стандарте GLOSS-II).

пичны похожие на стандарт GLOSS (GLObal Subducting Sediment) и, соответственно, весьма похожий на него GLOSS-II, спектры (см. например [Зайнуллин, 2018]): обогащение Ba, редкоземельными элементами, Li, V, Co, Ni и обеднение Th, U, Nb, Zr, Hf, Cr при нормировке на UCC [Plank, 2014].

ВЫВОДЫ

Учитывая особенности минерального и химического состава исследуемых верхнефранских аргиллитов и песчаников, наиболее вероятным в качестве источника сноса для них мы считаем блоки композитной коры – на эрозионный срез были выведены островодужные и спрединговые комплексы, а также континентальная кора. Эти данные могут быть приняты в качестве аргумента в пользу того, что образование кодинской свиты является первым следом разрушения позднепалеозойского аккреционного орогена на восточном склоне Среднего Урала, что, в свою очередь, позволяет уточнить предыдущие оценки времени начала коллизии на Среднем Урале и предположить, что этот процесс начался не позднее ~371.8 млн лет назад (граница франа и фамена согласно современным расчетам [Percival et al., 2018]). Этот интервал укладывается в датировки, представленные в [Петров и др., 2008]. Кроме того, метаморфизм на границах террейнов, входящих в состав Уральского складчатого сооружения, в том числе высокобарический, вероятно, должен был предшествовать по времени образованию кодинской свиты, подобно тому как он предшествует образованию зилаирской серии на Южном Урале [Пучков, 2010].

Обобщение результатов исследований в настоящей работе выполнено в рамках темы ИГГ УрО РАН (номер государственной регистрации 123011800013-6).

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

- Государственная геологическая карта Российской Федерации. Масштаб 1 : 200 000 : 2-е изд. Сер. Среднеуральская. Л. О-41-XXXII / под ред. М.С. Рапопорта. В. Пышма: Комитет природных ресурсов по Свердловской области, 2000.
- Государственная геологическая карта Российской Федерации. Масштаб 1 : 1000 000 (3-е поколение). Сер. Уральская. Л. О-41. Екатеринбург: объясн. зап. СПб.: ВСЕГЕИ, 2011. 492 с.
- Зайнуллин Р.И. Обстановки седиментации лохков-нижеуэмских вулканокластических отложений Западно-Магнитогорской зоны Южного Урала // Изв. Томского политех. ун-та. Инжиниринг георесурсов. 2018. Т. 329. № 12. С. 104–113.
- Информационный отчет по прогнозно-поисковым работам на золото на Алапаевской площади. Л. О-41-XX: отчет Исетской ГСП за 2000–2002 гг. / Отв. исполн. А.В. Коровко. В. Пышма: ОАО СУГРЭ, 2002. 282 с.
- Коровко А.В., Бороздина Г.Н., Иванов К.С. Маминская вулканогенная толща позднего живета-раннего франа Алапаевско-Теченской зоны (Средний Урал) // Тр. ИГГ УрО РАН. 2005. Вып. 152. С. 62–68.
- Коровко А.В., Постоялко М.В., Степанова Т.И., Петрова Л.Г., Шурыгина М.В., Иванов К.С., Амон Э.О. Стратиграфия и фауна образований девона и карбона Сафьяновского рудного поля // Проблемы стратиграфии и палеонтологии Урала. Екатеринбург: Комприроды по Свердловской области, 1999. С. 136–141.
- Маслов А.В., Мельничук О.Ю., Мизенс Г.А., Титов Ю.В., Червяковская М.В. Реконструкция состава пород питающих провинций. Ст. 2. Лито- и изотопно-геохимические подходы и методы // Литосфера. 2020. Т. 20. № 1. С. 40–62.
- Мельничук О.Ю. Идентификация петротипов песчаных пород по литохимическому составу // Литология и я: от идей до выводов / Мат-лы 3-й Всерос. школы студентов, аспирантов и молодых ученых по литологии. Екатеринбург: ИГГ УрО РАН, 2018а. С. 102–105.
- Мельничук О.Ю. Позднедевонская дельтовая система на востоке Среднего Урала // Вестн. Пермского ун-та.

- Геология. 2018б. Т. 17. № 1. С. 18–32.
- Мельничук О.Ю., Рянская А.Д. Особенности вещественного состава аргиллитов кодинской свиты (верхний девон, восток Среднего Урала) // Литосфера. 2017. Т. 17. № 3. С. 71–86.
- Мельничук О.Ю., Фазлиахметов А.М. К вопросу о существовании микроконтинента в позднедевонское время на Среднем Урале // Проблемы минералогии, петрографии и металлогении / Науч. чтения памяти П.Н. Чирвинского. № 20. Пермь: ПГНИУ, 2017. С. 148–155.
- Мизенс А.Г. Брахиоподы и биостратиграфия верхнего девона Среднего и Южного Урала. Екатеринбург: РИО УрО РАН, 2012. 324 с.
- Мизенс Г.А. Седиментационные бассейны и геодинамические обстановки в позднем девоне–ранней перми юга Урала. Екатеринбург: ИГГ УрО РАН, 2002. 190 с.
- Наседкина В.А., Зенкова Г.Г. Биостратиграфия верхнего девона на восточном склоне Среднего и Северного Урала // Проблемы стратиграфии и палеонтологии Урала / Сб. науч. тр. (Отв. ред. Н.Я. Анцыгин). Екатеринбург, 1999. С. 51–74.
- Петров Г.А., Ронкин Ю.Л., Маслов А.В., Свяжжина 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.
- Пучков В.Н. Геология Урала и Приуралья (актуальные вопросы стратиграфии, тектоники, геодинамики и металлогении). Уфа: ДизайнПолиграфСервис, 2010. 280 с.
- Пучков В.Н. Палеогеодинамика Южного и Среднего Урала. Уфа: ГИЛЕМ, 2000. 146 с.
- Смирнов В.Н., Коровко А.В. Палеозойский вулканизм Восточной зоны Среднего Урала // Геодинамика, магматизм, метаморфизм и рудообразование. Екатеринбург: ИГГ УрО РАН, 2007. С. 395–420.
- Смирнов В.Н., Феритатер Г.Б., Иванов К.С. Схема тектономагматического районирования территории восточного склона Среднего Урала // Литосфера. 2003. № 2. С. 40–56.
- Стратиграфические схемы Урала (докембрий, палеозой). Екатеринбург: ИГГ УрО РАН; Уралгеолком, 1993.
- Шванов В.Н. Петрография песчаных пород (компонентный состав, систематика и описание минеральных видов). Л.: Недра, 1987. 269 с.
- Шутов В.Д. Классификация песчаников // Литология и полез. ископаемые. 1967. № 5. С. 86–103.
- Юдович Я.Э., Кетрис М.П. Основы литохимии. СПб.: Наука, 2000. 479 с.
- Юдович Я.Э., Кетрис М.П., Рыбина Н.В. Геохимия фосфора. Сыктывкар: ИГ Коми НЦ УрО РАН, 2020. 512 с.
- Bracciali L., Marroni M., Pandolfi L., Rocchi S. Geochemistry and petrography of Western Tethys Cretaceous sedimentary covers (Corsica and Northern Apennines): From source areas to configuration of margins // Sedimentary Provenance and Petrogenesis: Perspectives from Petrography and Geochemistry. Geol. Soc. Am. Spec. Pap. V. 420 / Ed. by J. Arribas, S. Critelli, M. J. Johnsson. N. Y.: Geol. Soc. Amer., 2007. P. 73–93.
- Condie K.C., Wronkiewicz D.J. The Cr/Th ratio in Precambrian pelites from the Kaapvaal craton as an index of craton evolution // Earth Planet. Sci. Lett. 1990. V. 97. P. 256–267.
- Floyd P.A., Leveridge B.E. Tectonic environment of the Devonian Gramscatho basin, south Cornwall: framework mode and geochemical evidence from turbiditic sandstones // J. Geol. Soc. (London). 1987. V. 144. P. 531–542.
- McLennan S.M. Weathering and Global Denudation // J. Geol. 1993a. V. 101. P. 295–303.
- McLennan S.M., Hemming S., McDaniel D.K., Hanson G.N. Geochemical approaches to sedimentation, provenance, and tectonics // Geol. Soc. Am. Spec. Pap. 1993b. V. 284. P. 21–40.
- Percival L.M.E., Davies J.H.F.L., Schaltegger U., De Vleeschouwer D., Da Silva A.-C., Föllmi K.B. Precisely dating the Frasnian–Famennian boundary: implications for the cause of the Late Devonian mass extinction // Sci. Rep. 2018. V. 8. No. 1. P. 9578.
- Plank T. The chemical composition of subducting sediments // Treatise on geochemistry: 2nd ed. 2014. V. 4. P. 607–629.
- Plank T., Langmuir C.H. The chemical composition of subducting sediment and its consequences for the crust and mantle // Chem. Geol. 1998. V. 145. P. 325–394.
- Rudnick R.L., Gao S. Composition of the continental crust // Treatise on geochemistry: 2nd ed. 2014. V. 4. P. 1–51.
- Verma S.P., Armstrong-Altrin J.-S. Geochemical discrimination of siliciclastic sediments from active and passive margin settings // Sed. Geol. 2016. V. 332. P. 1–12.

THE FIRST TRACES OF DESTRUCTION OF THE LATE PALEOZOIC ACCRETIONARY OROGEN IN THE MIDDLE URALS EASTERN SLOPE

O. Yu. Melnichuk

In this paper, the research results of the sandstone thin sections of the Upper Frasnian Kodinka Formation, exposed in the middle segment of the East Ural megazone, are supplemented by data on the geochemical composition of sandstones, as well as mudstones of this formation, using modern approaches to their interpretation. It is shown that, firstly, during the accumulation of the Kodinka Formation, blocks of composite crust – island-arc and spreading complexes, as well as continental crust – were exposed to the erosion. Secondly, the sandstones of

the Kodinka Formation are in many ways close in mineral and geochemical composition to coeval formations on the Southern Urals, in particular to the sandstones of the Biyagoda Formation, which has been formed due to the destruction of the Uraltau cordillera. In other words, the Kodinka Formation reflects traces of the destruction of the Late Paleozoic accretionary orogen in the area under consideration. The data obtained allow us to refine the existing estimates of the time of the onset of collision in the Middle Urals and assume that this process began no later than ~371.8 Ma ago (Frasnian-Famennian boundary according to modern concepts). On the one hand, this interval fits into the datings (367–372 Ma) presented by other authors earlier, on the other hand, we should not forget that metamorphism at the margins of the terranes that are part of the Ural folded structure, including high-pressure metamorphism, probably should have preceded the sedimentation of the Kodinka Formation in time, just as it preceded the deposition of the Zilair series in the Southern Urals.

Keywords: *Upper Devonian, Middle Urals, sandstones, mudstones, geochemistry, source rocks, accretionary orogeny*

Для цитирования: Мельничук О.Ю. Первые следы разрушения позднепалеозойского аккреционного орогена на восточном склоне Среднего Урала // Труды ИГГ УрО РАН. 2024. Вып. 168. С. 37–46. <https://doi.org/10.24930/0371-7291-2024-168-37-46>